

7-1344

АКАДЕМИЯ НАУК СССР

ТРУДЫ ОКЕАНОГРАФИЧЕСКОЙ КОМИССИИ

Том VIII

МОРСКИЕ БЕРЕГА

Издательство Академии наук СССР
Москва—1961

П-1344

АКАДЕМИЯ НАУК СССР

ТРУДЫ ОКЕАНОГРАФИЧЕСКОЙ КОМИССИИ

Том VIII

МОРСКИЕ БЕРЕГА



Издательство Академии наук СССР

Москва 1961

1.468

В восьмом томе Трудов Океанографической комиссии публикуется ряд докладов VI пленарной сессии (1958 г.) Секции по изучению берегов морей и водохранилищ, а также статьи членов Секции, одобренные к печати Пленарным заседанием и Бюро Секции.

Часть статей тома освещает вопросы морфологии и динамики побережий морей и водохранилищ, представляющих интерес с точки зрения хозяйственного их освоения и для развития общей теории берегового цикла. Ряд материалов посвящен проблеме борьбы с заносимостью морских каналов и портов и новым экспериментальным данным по воздействию волн на берега. В томе помещены также новые теоретические и экспериментальные данные по гидродинамике береговой зоны и вопросам моделирования морских наносов, а также рассматриваются вопросы новой методики измерений. В заключение даются краткие информации о результатах исследований последних лет, проводившихся различными учреждениями на берегах морей и водохранилищ.

Ответственные редакторы
О. К. ЛЕОНТЬЕВ и Б. А. ПОПОВ

135653
ЦЕНТРАЛЬНАЯ НАУЧНАЯ
БИБЛИОТЕКА
А. Н. КИРГИЗСКОЙ ССР

О. К. Леонтьев

(Институт океанологии АН СССР)

ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ МОРФОЛОГИИ И ЭВОЛЮЦИИ СЕВЕРО-АЗЕРБАЙДЖАНСКОГО ПОБЕРЕЖЬЯ КАСПИЙСКОГО МОРЯ

В настоящей статье излагаются основные результаты исследований, проведенных в 1956 г. Лабораторией динамики и морфологии морских берегов Института океанологии АН СССР на севере побережья Азербайджана, от устья р. Самура до м. Амбурана на Апшеронском полуострове (рис. 1).

Индивидуальность того или иного участка побережья определяется в основном его геологическим строением, характером рельефа прилегающей суши и прибрежной полосы дна моря, условиями поступления и запасами обломочного материала, а также гидрометеорологическими условиями. С этой точки зрения рассматриваемое побережье может быть разделено на три района: Самурско-Дивичинский, Киязинский и Северо-Апшеронский.

Первый из них охватывает часть побережья между устьями рек Самура и Гюльгюльчай (см. рис. 1). Примыкающую здесь к берегу аккумулятивную равнину, сложенную аллювиальными (реже морскими прибрежными) осадками, принято именовать Самурско-Дивичинской низменностью. Она сформирована в результате заполнения плиоценовыми и постплиоценовыми осадками глубокого тектонического прогиба субширотного простирания, отделяющего третичные складки восточного Дагестана от горных сооружений восточной части Большого Кавказа. О масштабах этого прогиба можно судить по мощности четвертичного покрова, которая в северной части района превышает 300 м. В пределах района исследования поверхностные слои представлены преимущественно дельтовыми и пролювиально-аллювиальными отложениями (пески, супеси, галька), и только вдоль берега тянется узкая полоса морских верхнехвалыньских и новокаспийских отложений. Выходов более древних пород на побережье нигде не обнаружено. Самурско-Дивичинская низменность дренируется многочисленными реками (Самур, Кудиялчай, Мурух-Кубу, Акчай, Вильвильчай, Мазарчай и др.), берущими начало в высокогорной части Большого Кавказа. Твердый сток Самура, по Г. В. Лопатину (1952), составляет 8—9 млн. т в год. Общий твердый сток остальных рек, по-видимому, не меньше. В районе отмечается сравнительно высокая повторяемость штелей (10—16%), преобладают ветры северного и северо-западного направлений (32—38%); повторяемость юго-восточных и восточных вет-

ров значительно меньше (20—25%). Северные и северо-западные ветры являются вместе с тем и наиболее сильными. Волновые наблюдения, проводимые в Дербенте, показали, что волнения северных румбов составляют 35% от общего числа случаев и значительно превосходят по повторяемости число волнений противоположных направлений.

Кизлязинский район простирается от устья р. Гюльгюльчай до р. Сумгаит (см. рис. 1). Рельеф прилегающей к берегу полосы суши здесь горный, так как восточные отроги хребтов Большого Кавказа подходят почти вплотную к морю и отделены от него лишь узкой полосой прибрежной низменности. Коренные породы мелового и третичного возраста, слагающие цоколь этой равнины, прикрыты тонким покровом рыхлых отложений. Выходы коренных пород в пределах прибрежной полосы морского дна весьма многочисленны. Вследствие этого рельеф подводного берегового склона характеризуется сложностью строения и изменчивостью глубин в отличие от однообразного рельефа дна моря в пределах Самурско-Дивичинского берегового района. Отмеченные черты рельефа непосредственно отражают особенности геологической структуры района. Поскольку береговая линия сечет здесь главные структурно-тектонические зоны мегантиклинория Большого Кавказа сначала под острым углом, а затем вкрест простирания, создается большое разнообразие геолого-литологических условий.

Рек в этом районе мало, они маловодны, частью пересыхают в летнее время (речки Атачай, Тугчай, Вегвер), и их роль в режиме береговой зоны, по-видимому, ничтожна. Гидрометеорологические условия в общем сходны с условиями на Самурско-Дивичинском побережье, но отличаются значительно меньшей повторяемостью штилей.

Северо-Апшеронский район, расположенный между Сумгаитом и м. Амбуран (рис. 1), отличается большим своеобразием рельефа и геологической структуры. Прибрежная суша представляет собой холмистую местность, местами принимающую облик мелкосопочника и осложненную бессточными впадинами, занятыми солончаками или солеными озерами. Основные неровности рельефа связаны с элементами тектонического строения Апшеронского полуострова — с формами брахантиклинальной и брахисинклинальной складчатости. Западная часть района находится в пределах тектонической зоны Центрально-Апшеронского антиклинория, а остальная часть входит в зону Сумгаит-Тюркянского синклинория, отделяющего упомянутую брахантиклинальную зону от антиклинория Апшеронского архипелага (Хаин и др., 1955). Среди дочетвертичных пород, слагающих брахискладку северной части Апшеронского полуострова, наиболее распространены песчаники продуктивной толщи и известняки апшеронского яруса. Выходы этих пород слагают все выступы прибрежной суши, обнажаясь в приурезовой полосе, а также занимают большие площади на подводном береговом склоне. На Апшеронском полуострове нет ни одного постоянного водотока, за исключением р. Сумгаит, принимающей весьма скромное участие в динамике береговой зоны. Море в районе Апшеронского полуострова и в особенности у его северного побережья исключительно бурное. Наиболее часты и сильны здесь северные и северо-западные ветры (повторяемость — 35%, средняя скорость — 7,5—8,0 м/сек.); южные ветры вдвое слабее и повторяемость их равна лишь 19% (Гюль, 1956). Повторяемость Северных волнений 48%, а штилей здесь бывает в семь-восемь раз меньше, чем в районе Дербента.

Важным обстоятельством, определяющим особенности динамики и морфологии рассматриваемого побережья в целом, является то, что в первых двух районах равнодействующая волнения направлена под острым



Эта терраса обозначена своим существованием начинавшемуся еще в первой половине прошлого столетия, но после 1929 г. резко усилившемуся процессу снижения уровня Каспийского моря (Труды Ин-та океанологии АН СССР, т. 19, 1956).



Важным обстоятельством, определяющим особенности динамики и морфологии рассматриваемого побережья в целом, является то, что в первых двух районах равнодействующая волнения направлена под острым

углом к береговой линии, обеспечивая тем самым вдольбереговое перемещение наносов в южном направлении, а на Северо-Апшеронском побережье равнодействующая почти перпендикулярна к берегу, что создает здесь преобладание поперечного перемещения наносов. Большое значение для всего побережья Каспия имеют также колебания уровня моря, во многом определившие весь ход четвертичной истории бассейна в целом. В морфологии побережья эти колебания оставили свои следы в виде серии древних морских террас, геологическое строение, стратиграфия и распространение которых описаны П. В. Федоровым (1957). Исследования последних лет (Леонтьев и Федоров, 1953; Шнитников, 1956; Векилов, 1956, 1957; Федоров, 1957; Леонтьев, 1959) позволили детализировать расчленение последних этапов четвертичной истории Каспийского моря, что имеет особый интерес для разработки вопросов эволюции его берегов и, в частности, северо-азербайджанского побережья. Основываясь на результатах этих исследований, мы в дальнейшем будем употреблять следующие наименования наиболее молодых (верхне- и послехвалыньских) террас Каспия: 1) терраса максимальной стадии верхнехвалыньского моря (высота 26—28 м над уровнем моря 1956 г. ¹); 2) терраса «сартасской стадии» (высота—16—18 м над уровнем 1956 г.); 3) терраса «дагестанской стадии» (высота 10—12 м); 4) терраса максимальной стадии новокаспийской трансгрессии или, для краткости, новокаспийская (высота 5—7 м); 5) современная терраса (высота 2—2,5 м) ². Под высотой террасы нами подразумевается высота соответствующей ей по возрасту береговой линии, так как только в этом случае высоты одновозрастных террас в разных районах можно сопоставлять между собой. Положение же древних береговых линий маркируется соответствующими абразионными или аккумулятивными образованиями. Определение высот террас производилось нами при помощи анероида, а на опорных профилях проводилась нивелировка. Обычно в качестве отметки террасы фиксировалась высота подножия уступа вышележащей террасы или, если древний берег был аккумулятивный, подножие древнего берегового вала.

Обзор основных данных по морфологии и динамике северо-азербайджанского побережья мы начнем с Самурско-Дивичинского района. Морфология этого участка побережья характеризуется прежде всего выровненностью береговой линии и низким рельефом прилегающей к ней полосы суши. Самым северным участком района является современная дельта Самура. Наземная часть дельты состоит из двух песчаных приустьевых кос и нескольких осередков весьма изменчивых очертаний, а подводная представляет собой обширную отмель с четко выраженным свалом глубин и многочисленными подводными валами. Южный край дельты обнаруживает явные признаки современного размыва. Так, нами установлено, что за десять лет (с 1946 по 1956 г.) здесь была смыта полоса суши длиной 2 км и шириной 300 м. Этот локальный размыв был, по-видимому, обусловлен уменьшением твердого стока Большого Самура в связи с тем, что лет двадцать назад значительная часть вод р. Самур стала стекать в море через другой ее рукав — Малый Самур, находящийся северо-западнее нашего района исследования. Далее на юг, начиная от рыбоколхоза им. Ворошилова, берег также имеет признаки недавнего,

¹ В дальнейшем все высоты террас и береговых линий отсчитываются от этого уровня, абсолютная отметка которого равна примерно — 28 м.

² Эта терраса обязана своим существованием начавшемуся еще в первой половине прошлого столетия, но после 1929 г. резко усилившемуся процессу снижения уровня Каспийского моря (Труды Ин-та океанологии АН СССР, т. 19, 1956).

а местами и современного размыва. Здесь к морю подступает край верхнехвалынской аллювиально-морской равнины, в уступе которой обнажаются супеси, пески и галечники. Перед подножием уступа местами насыпан галечный береговой вал, который, судя по высоте его подножья (6 м), маркирует положение береговой линии новокаспийской трансгрессии. На других участках новокаспийская терраса врезана в уступ прибрежной равнины, но местами она отсутствует и перед уступом протягивается лишь узкая полоска современной террасы (рис. 2). Подводный

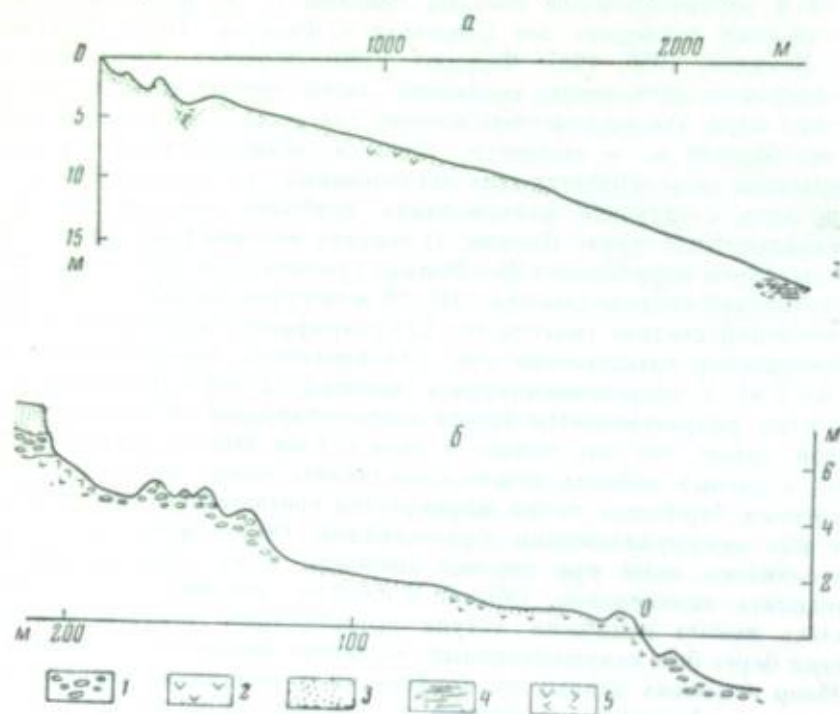


Рис. 2. Профили подводного берегового склона (а) и надводной террасы (б) в районе рыбных промыслов Ялама.

1 — галька, 2 — ракушка, 3 — песок, 4 — ил и песчаный ил, 5 — дельтальные отложения

береговой склон на северном участке описываемого района побережья относительно приглубый (средние уклоны, считая от берега до изобаты 10 м, равны 0,01—0,006); рельеф его однообразен, и лишь местами у самого берега присутствуют один-два подводных вала. Близ устья р. Мурух-Кубу на урезе и на подводном береговом склоне имеется несколько выходов конгломератов, судя по их залеганию, более древних, чем галечники, слагающие поверхность прибрежной равнины; более определенно датировать их возраст трудно, так как они содержат мало фаунистических остатков.

К югу от с. Набрань (рис. 1) строение берега меняется. Прибрежный край Самурско-Дивичинской низменности здесь представляет собой полосу дюнных песков, расширяющуюся в южном направлении. На аэро-снимках внутри этой полосы отчетливо виден ряд береговых валов, но на местности удается заметить лишь те из них, которые подчеркнуты дюнными образованиями. Эти валы срезаются на западе древней береговой линией (а — а), лежащей на высоте 8,5—9 м, а на востоке — более моло-

дой береговой линией (б — б), прослеживаемой на высоте 6 м (рис. 3). Поскольку отложения, примыкающие к первой береговой линии, не содержат *Cardium edule*, а ниже их лежат явно новокаспийские отложения, можно предполагать, что описанная выше полоса дюнных песков представляет собой верхнехвалынскую террасу «дагестанской стадии», хотя высота ее береговой линии ниже, чем на других участках каспийского побережья. Как новокаспийская, так и эта верхнехвалынская аккумулятивные террасы расширяются в южном направлении. Подводный береговой склон на рассматриваемом участке побережья значительно более отлогий (средние уклоны 0,002—0,004), а количество подводных песчаных валов близ берега возрастает до 4—6. Дно сложено однообразным мелкопесчаным грунтом и ниже зоны подводных валов имеет монотонный плоский рельеф.

Таким образом, в пределах рассмотренной части Самурско-Дивичинского района побережья четко обособливается участок размыва на севере и участок аккумуляции на юге (рис. 1), причем это обособление уже достаточно отчетливо наметилось еще во время дагестанской стадии верхнехвалынской эпохи. Отмеченный факт служит основанием для того, чтобы в ранее существовавшие представления о питании самурского потока наносов (Невесский, 1954) были внесены некоторые коррективы. По-видимому, для насыщения его недостаточно выносов Самура, и он пополняется южнее выносами других рек Самурско-Дивичинской низменности, а также продуктами размыва прибрежной равнины. Южнее с. Набрань этот поток, наконец, насыщается, а избыточный материал аккумулируется в приустьевой полосе, формируя песчано-галечные террасы. Подобное соотношение между северным и южным участками описанной части побережья сохранялось, очевидно, на протяжении всех поздних этапов истории, начиная от поздневерхнехвалынского времени.

Южнее с. Аджи-Каракашлы (рис. 1) дагестанская и новокаспийская террасы сильно расширяются и далее переходят в сплошную полосу бугристых песков, а между ними и береговой линией простирается широкая полоса современной террасы; все эти три террасы в совокупности образуют крупную пересыпь, отделяющую от моря оз. Ах-Зыбир. Гряды песков дагестанской части пересыпи несколько южнее ее корневого участка приобретают почти меридиональное направление и отделяются от зоны незакрепленных песков новокаспийской террасы расширяющимся к югу понижением, дно которого занято тростниково-рогозовым болотом. Судя по старым картам, это понижение еще недавно было заливом озера. Само озеро к настоящему времени также почти целиком превратилось в болото, и лишь местами сохранились окна открытой воды. К западу от озера простирается плоская солончаковая равнина, на поверхности

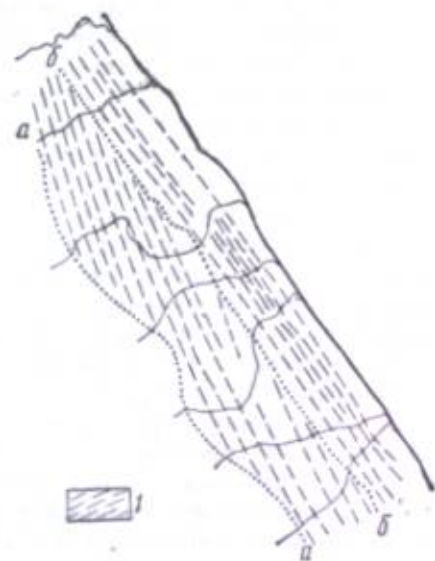


Рис. 3. Схема древнекаспийских (а) и новокаспийских (б) береговых валов на участке между селениями Набрань и Худат-База.

1 — линии простиранния валов

которой хорошо прослеживаются (по остаткам береговых валов и смене комплексов растительности) отмершие береговые линии — следы нескольких стадий усыхания озера. Самая древняя из них, прослеженная на высоте 10—11 м, севернее сливается с контуром упоминавшегося уже наиболее древнего участка пересыпи, а южнее переходит в береговую линию фаунистически охарактеризованной дагестанской террасы верхнехвалынского моря. Таким образом, предположение о дагестанском возрасте аккумулятивной террасы, расположенной на высоте 9 м, и западной более древней части Ах-Зыбирской пересыпи полностью подтверждается.

Особенности строения рельефа прибрежной равнины на участке, прилегающем к оз. Ах-Зыбир, позволяют наметить основные этапы формирования пересыпи и выявить факторы образования этой крупной аккумулятивной формы (рис. 4). Очевидно, еще во второй половине верхнехвалынской эпохи на месте озера и прилегающих к нему пространств прибрежной равнины существовал широко открытый к морю залив, который являлся реликтом гораздо более крупного залива, когда-то занимавшего всю Самурско-Дивичинскую низменность или большую ее часть. В результате образования мощных аллювиально-дельтовых накоплений на северном участке к началу дагестанской стадии море оставалось только в южной части Шолларского прогиба, где речной сток был меньше. Но выдвижение переднего края дельтовой равнины в пределы зоны относительно крутых уклонов дна моря усилило на этом участке действие волн, а твердый сток Самура оказался недостаточным, чтобы противодействовать разрушению берега волнением. Поэтому, видимо, в самом начале дагестанского времени берег севернее с. Набрань стал размываться. Продукты размыва вместе с аллювиальным материалом, выносимым реками, перемещались волнами в южном направлении, и здесь поток наносов по мере пополнения его новыми порциями аллювия вскоре насыщался. У северного входного мыса упомянутого выше залива вследствие изменения направления береговой линии уменьшалась наносодвижущая сила и часть поступавшего сюда материала аккумуляровалась в виде косы, которая по мере роста приобрела почти меридиональную ориентировку. Выдвигаясь к югу, коса суживала вход в залив и вскоре полностью перегородила бы его, если бы не наступила регрессия, прервавшая этот процесс. Когда послехвалынская регрессия сменилась новокаспийской трансгрессией, процесс размыва северного участка Самурско-Дивичинского побережья возобновился, материал вновь стал перемещаться вдоль берега в южном направлении и затем отлагаться на внешнем крае ранее образовавшейся косы — зачатка Ах-Зыбирской пересыпи. Сформировалась широкая восточная ветвь пересыпи, причем рост ее к югу завершился в конечном счете полным замыканием входа в залив и превращением последнего в озеро лагунного происхождения.

Современная динамика пересыпи характеризуется формированием широкой и плоской песчаной террасы с внешней стороны новокаспийской генерации этой аккумулятивной формы и прогрессирующим обмелением подводного берегового склона как за счет снижения уровня моря, так и благодаря отложению больших масс песчаного материала на широкой площади дна взморья. Слабо наклоненная поверхность наземной современной террасы почти незаметно переходит в поверхность подводного берегового склона, характеризующегося здесь весьма отлогим профилем, средняя величина уклона которого не превышает 0,0006 (рис. 5). Отдельность берега благоприятствует возникновению зоны ветровой осушки, в пределах которой при стонных и нагонных ветрах происходит миграция береговой линии. Средняя ширина этой зоны около 200 м, но при

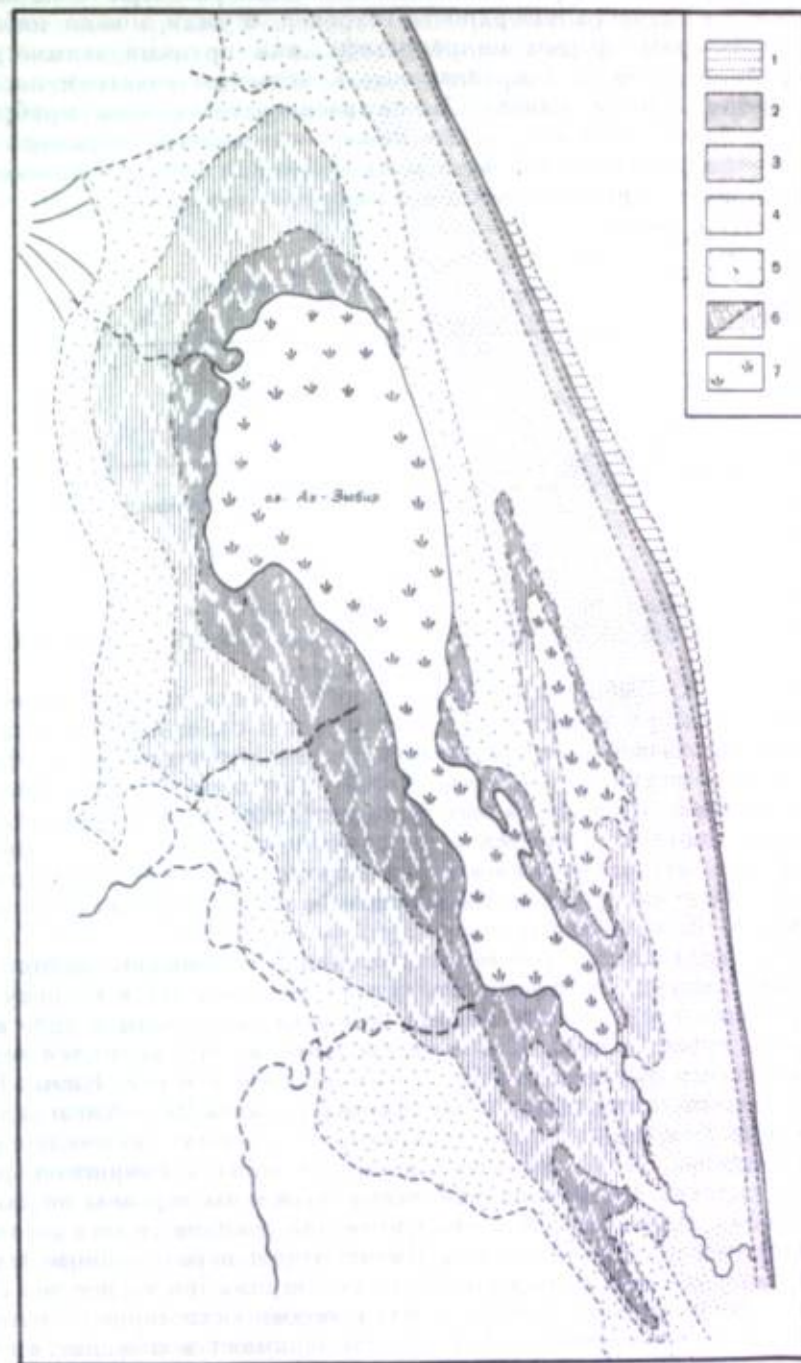


Рис. 4. Схема строения пересыпи Ах-Зыбир.

1 — осушка, 2 — современный пляж и терраса 1940 г., 3 — терраса 1929 г., 4 — новокаспийская терраса высотой 6 м, 5 — верхнехвалынская терраса высотой 11 м, 6 — различные стадии осушения лагуны, 7 — заросли тростника

сильных штормах она увеличивается в несколько раз. При сгоне на обнажившейся из-под воды поверхности ветровой осушки можно наблюдать такие характерные формы микрорельефа, как крупные асимметричные знаки ряби, промолны и привязанные к устьевым участкам последних миниатюрные конусы выноса. Ниже располагается зона прибрежных подводных валов (4—6 шт.), а еще ниже после заметно выраженного перегиба профиля на глубине 4—5 м простирается отлогое плоское дно, сложенное мелкозернистым песком с примесью ракуши.

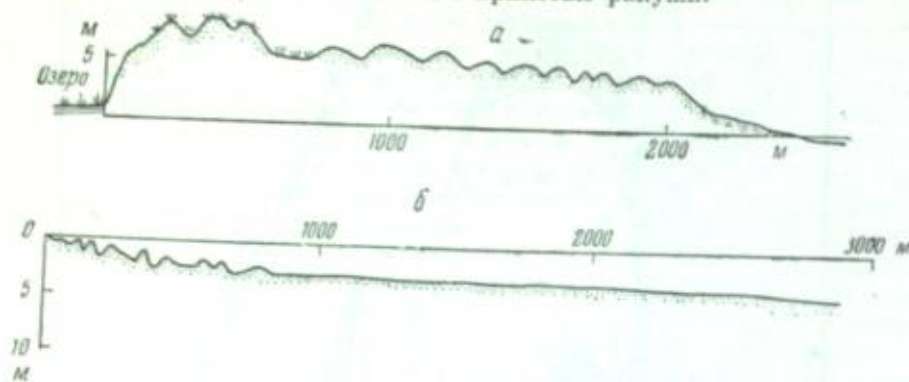


Рис. 5. Профили пересыпи Ах-Зыбир (а) и ее подводного склона (б)

Южнее оз. Ах-Зыбир вдоль берега протягивается цепочка солончаков, отделенная от моря пересыпью. Очевидно, эти солончаки представляют собой участки бывшей Ах-Зыбирской лагуны, отделившиеся от нее в результате перестройки ее контура и затем высохшие. Но уже близ устья р. Гюльгюльчай строение берега становится иным. Новокаспийская и современная террасы сужаются, а подводный береговой склон становится более крутым, что находит свое отражение прежде всего в исчезновении зоны ветровой осушки. Здесь мы вступаем в пределы следующего района побережья — Кизлязинского.

Как уже отмечалось, на всем протяжении Кизлязинского района близко к морю подступают отроги гор, и в их обращенных в сторону моря склонах бывшие трансгрессии Каспия оставили свои следы в виде многочисленных террас (рис. 6). Наиболее древними из них являются вершинные поверхности возвышенностей, поднимающихся под пос. Кизыл-Бурун (рис. 1). На этих поверхностях, на высотах порядка 250—350 м залегают маломощные галечники и конгломераты, в которых, по свидетельству П. В. Федорова (1957), встречаются редкие остатки бакинской фауны. Ниже на склонах возвышенностей четко выражены террасы на высотах около 190, 140, 100 и 75 м (в абс. отм.), имеющие, по данным того же автора, хазарский возраст. В районе пос. Кизыл-Бурун перечисленные террасы являются докольными и имеют небольшую ширину, но южнее они становятся аккумулятивными и ширина их, в особенности террас высотой 75 и 100 м, резко увеличивается. Эти террасы занимают понижение, имеющее в плане клиновидные очертания и отделяющее Кизыл-Бурунские высоты от основной части Теигниско-Бешбармакского хребта, представляющего орографическое выражение одноименного антиклинория. Рельеф прибрежной суши в пределах понижения замечателен не только террасами, но также и реликтами древних эрозионных форм, врезанных в их поверхности. Эти следы древнего речного стока имеют в своем направлении

определенную связь с зоной тектонических нарушений, обрамляющей северо-восточное крыло Теигниско-Бешбармакского антиклинория. Хазарские конгломераты в районе Кизыл-Буруна также обнаруживают явную дислоцированность, имея заметное падение под углом 6—7° на юго-запад. Сами отложения хазарского яруса залегают здесь значительно выше, чем на смежных участках.

Далее на юг высота хазарских террас уменьшается (например, терраса высотой 190 м в районе Кизыл-Буруна снижается до отметки 178 м).

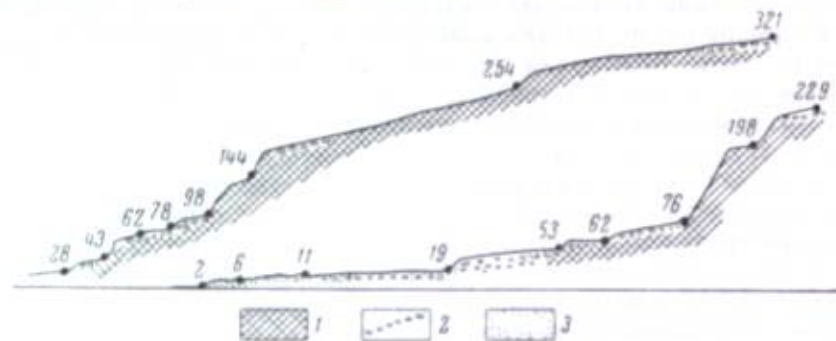


Рис. 6. Древнекаспийские террасы к северу от пос. Кизыл-Бурун.

1 — коренные породы, 2 — галька, 3 — песок. Высоты даны в метрах над уровнем Каспийского моря 1956 г.

сокращается и ширина террас, несколько возрастая лишь на участках, продольных по отношению к структурным понижениям, соответствующим синклиниям. Следует отметить, что в пределах этих понижений хазарские террасы имеют значительно более мощный чехол древнекаспийских отложений, чем на склонах антиклинальных хребтов, где они представлены преимущественно абразионными поверхностями.

Если хазарские террасы в рассматриваемом районе врезаны в склоны гор, то нижнехвалыинские образуют верхнюю ступень предгорной равнины. Это — в основном аккумулятивные поверхности, сложенные галечниками; значительной ширины они достигают только на Кизыл-Бурунском участке, к югу же резко сужаются и местами полностью перекрываются предгорными конусами выноса. На Кизыл-Бурунском участке нижнехвалыинские террасы деформированы тектоническими движениями и имеют большую высоту, чем на других участках прибрежной равнины. Слагающие террасы отложения, по свидетельству П. В. Федорова (1957), местами дислоцированы и изогнуты в мелкие пологие складки.

Основная часть приморской низменности Кизлязинского района образована поверхностями верхнехвалыинских террас. Так, терраса максимальной стадии севернее Кизыл-Буруна еще узкая, а на участке, расположенном южнее этого поселка, расширяется и образует как бы залив, вторгающийся в виде клина на северо-запад, вдоль зоны тектонических нарушений. Высота береговой линии, соответствующей этой террасе, здесь несколько выше (30 м против обычной высоты 26 м). Южнее, у склона горы Бешбармак (см. рис. 1), поверхность террас перекрыта слиявшимися конусами выноса, а прибрежная равнина очень узкая, и расчленение ее на отдельные верхнехвалыинские террасовые уровни может быть проведено только условно. Впрочем, и здесь, ближе к морю, довольно отчетливо обособляется терраса двенадцатиметровой высоты (дагестанская). Слагающие ее

древнекаспийские галечники и ракушечники и резко дислоцированный третичный доколь этой террасы обнажаются у м. Амня (рис. 1). Следует отметить, что этот мыс как раз соответствует выходу к берегу моря уже не раз упоминавшейся Кизыл-Бурунской зоны нарушений. В настоящее время береговая линия проходит по крайней мере в 250 м от его подножия. Зона нарушений отделена от моря полосой плоской современной террасы. В непосредственной близости от уступа прибрежной верхнехвалынской равнины тянется узкая полоса незакрепленных дюн. Дюны, надвигаясь на уступ, местами полностью погребают его под собой и даже переползают на прилегающие участки поверхности двенадцатиметровой террасы.

Южнее горы Бешбармак терраса максимальной стадии верхнехвалынского моря вновь расширяется, но и здесь она почти всюду перекрыта пролювиальными образованиями, местами наползающими на более плоскую и низкую террасу высотой 18 м, береговая линия которой имеет простые выровненные очертания. Однако третья (двенадцатиметровая) верхнехвалынская терраса имеет здесь довольно сложное строение. Она заметно расширяется в низовьях р. Тугчай, несколько сужается южнее реки, а затем вновь сильно расширяется в районе ст. Кизлязи. Здесь коса образует сложно построенный участок измененной суши, известный под названием Кизлязинской косы. Поверхность этого участка представляет собой чередование широких валообразных повышений, разделенных еще более широкими западинами. Повышение и западины в северной части косы имеют субширотное направление, а затем, резко изгибаясь к югу, приобретают меридиональное простирание. Повышенные участки равнины сложены песчано-галечниками и песчаными верхнехвалынскими отложениями (последние ближе к берегу моря перевены). В понижениях располагаются солончаки, а местами встречаются выходы коренных пород. В. П. Зенкович (1946) полагал, что Кизлязинская коса представляет собой аккумулятивную форму, возникшую в вогнутости берегового контура. Коса, по его мнению, образовалась в результате изменения направления берега, обусловившего понижения скорости продольного перемещения наносов, которое и привело здесь к образованию аккумулятивного выступа. К. К. Гюль (1956), напротив, считает Кизлязинскую косу коренной формой рельефа побережья. Решить этот вопрос можно, проанализировав имеющиеся данные о строении новокаспийской и современной террас, а также подводного берегового склона в пределах Кизлязинского района. Эти же данные позволят объяснить причины расширения приморской равнины у устья р. Тугчай.

На берегу и в море в непосредственной близости от берега здесь имеется ряд выходов верхнемеловых известняков, образующих систему подводных и надводных гряд, которые, располагаясь под острым углом к береговой линии, блокируют данный участок берега от воздействия волн северных, южных и восточных румбов. Таким образом, если расширение аккумулятивной полосы берега перед м. Амня обусловлено торможением потока наносов перед выступом берега (заполнение входящего угла, по терминологии В. П. Зенковича), то данное расширение ее связано с блокировкой потока наносов. Участок между обоими аккумулятивными формами, по-видимому, испытывает отчасти дефицит наносов, о чем, в частности, можно судить по абразионному генезису поверхности новокаспийской террасы южнее м. Амня и многочисленным выходам коренных пород на широте этого мыса и южнее его.

Рельеф подводного берегового склона к востоку и югу от р. Тугчай характеризуется развитием многочисленных подводных гряд, сложенных породами различного геологического возраста. На расстоянии 5—6 км

от берега проходит гряда апшеронских известняков-ракушечников, залегающих моноклиально, с падением на северо-восток или на восток под углом 30—35°. Отдельные участки этой гряды выдаются над водой, образуя скалистые островки (например, острова Наружные Камни). Ближе к берегу, параллельно ему и апшеронским грядам, протягивается несколько гряд, сложенных песчаниками продуктивной свиты, а у самого берега, падая к морю под углом 45—50°, расположены гряды своеобразных карбонатно-сланцеватых пород, известных под названием кизлязинского флиша и относящихся по возрасту к верхнему мелу. Эти породы, разбитые целой сетью поперечных мелких сбросов, слагают абразионный берег северо-восточной части Кизлязинской косы. Такое строение дна между устьем р. Тугчай и Кизлязинской косой обусловлено тектонической структурой данного участка побережья. Ось Тенгинско-Бешбармакского антиклинория испытывает погружение юго-восточнее г. Бешбармак, где на поверхность выходят не только нижнемеловые, но и юрские слои. Близ р. Тугчай ось антиклинория снова несколько воздымается в виде Тугчайской складки, частью расположенной в море. Ее северо-восточное крыло и юго-восточное замыкание очерчивается грядами верхнемеловых пород. Затем, после небольшого погружения следует новое, более значительное поднятие — антиклиналь Кизлязинской косы, которым и заканчивается данная тектоническая зона Большого Кавказа. Эта резко асимметричная складка окаймлена с юга разрывом, по которому она граничит с лежащей южнее Советабадской синклиналью. В своде складки узкой полосой выходят известняки и конгломераты нижнего мела, а на северо-восточном крыле ее, расположенном в основном под уровнем моря, развиты верхнемеловые отложения. На периферии крыла располагаются породы продуктивной свиты и апшеронского яруса.

Обе антиклинальные структуры — Тугчайская и Кизлязинская — сыграли важную роль в процессе эволюции описываемого берега в четвертичное и в особенности в позднехвалынское и новокаспийское время. Когда уровень моря был высок, а береговая линия проходила на значительном расстоянии от сводов названных складок, которые были выражены в рельефе дна моря в виде положительных форм рельефа, эти морфоструктуры, по-видимому, не могли оказывать сколько-нибудь серьезного влияния на динамику берега. Но в дагестанскую стадию, когда уровень был лишь на 10—12 м выше современного, а береговая линия выдвинулась к востоку, оба поднятия начали существенно влиять на ход береговых процессов. По-видимому, тогда, как и сейчас, перемещение наносов вдоль берега осуществлялось в южном направлении. Расположенные близ берега гряды коренных пород, имевшие тогда, возможно, еще большую относительную высоту, чем в настоящее время, блокировали участки берега, располагающиеся напротив них. Скорость перемещения наносов здесь падала и часть их отлагалась на блокируемых участках. В районе р. Тугчай, где гряды располагались совсем близко от берега, благодаря этому образовался просто устроенный аккумулятивный выступ. На Кизлязинском участке вследствие значительной удаленности блокирующей банки или острова от береговой черты процесс построения аккумулятивной формы протекал в несколько этапов и завершился причленением передовых гряд кизлязинского флиша к прибрежной суше только в новокаспийское время. По данным полевого обследования и аэрофотосъемки, в составе Кизлязинской косы (за исключением ее коренной части, сложенной верхним мелом) может быть выделено не менее трех морфологически выраженных генераций верхнехвалынских аккумулятивных форм (различные генерации дагестанской террасы) с соответствующим количеством генера-

ций лагунных образований, так как рост всей ее аккумулятивной части осуществляется путем образования нескольких пересыпей и полного осуществления отчленения от основного бассейна участков акватории, или частичного отчленения от основного бассейна участков акватории, лежащих между растущими пересыпями и берегом (рис. 7). К концу дагестанского времени Кизлязиская коса приняла очертания, близкие к современным, но завершение процесса образования аккумулятивной перемычки между первоначальным берегом и блокирующим элементом — каменными грядами кизлязиской складки — было достигнуто лишь в новокаспийское время.

Таким образом, по своему генезису Кизлязиская коса в строгом смысле слова не является косой. Это — сложная аккумулятивная форма типа перемычки или томболо, отличающаяся от других известных примеров аккумулятивных форм этого типа только значительной шириной основания, превосходящей раза в полтора длину формы. Валообразные возвышенные участки ее поверхности представляют собой разновозрастные пересыпи, а понижения между ними с солончаками и пересыхающими озерами на две — остатки бывших лагун. Формирование этой крупной перемычки началось тогда же, когда заложилась контуры Ах-Зыбирской пересыпи, т. е. в дагестанскую стадию существования верхнехвалынского бассейна. После перерыва, обусловленного регрессией, процесс возобновился в новокаспийское время и завершился причленением блокировавших берег гряд к суше. В настоящее время новокаспийская и отчасти самая молодая верхнехвалынская пересыпи подвергаются интенсивному воздействию ветра, деятельность которого в северной части Кизлязиской косы обуславливает надвигание сыпучих песков на расположенное южнее плоское солончаковое понижение. Некоторое нарастание косы отмечается лишь на ее северо-западном участке, куда прежде всего попадает рыхлый материал, перемещающийся вдоль берега с севера. При проведении промерных работ на взорье Кизлязиской косы здесь среди преобладающего каменистого грунта были обнаружены отдельные пятна песка, приуроченные исключительно к межгрядовым понижениям, через которые, по-видимому, во время сильных штормов часть наносов прорывается на восток, минуя зону блокировки. Это предположение подтверждается также довольно значительной современной аккумуляцией материала к югу от гряд, там, где восточный берег косы принимает меридиональное направление. Здесь откладываются мелкозернистые наносы, формирующие широкую современную террасу и отлогую прибрежную отмель с исключительно малыми уклонами, что благоприятствует возникновению на ней зоны ветровой осушки.

Южнее только что описанного участка Кизлязиской косы берег также имеет меридиональное направление. В пределах приморской равнины и на склонах предгорий продолжают те же террасовые уровни, что и севернее, но на широте ст. Яшма (рис. 1) отметки береговых линий несколько возрастают, и даже максимальная верхнехвалынская береговая линия лежит здесь на высоте 30—31 м, против обычной для нее высоты 26—28 м (рис. 8). Здесь же, близ устья пересыхающей р. Вегвер на большей, чем обычно, высоте обнаруживаются и новокаспийские отложения лиманно-лагунного облика (8—7,5 м над современным уровнем Каспия). Верхнехвалынская поверхность прибрежной равнины почти сплошь перекрыта слившихся конусов выноса. Новокаспийская береговая линия представлена здесь абразионными формами (отмерший клиф срезает подступающие к нему под острым углом верхнехвалынские береговые линии), и на поверхности новокаспийской террасы много выходов коренных



Рис. 7. Схема строения Кизлязиской косы.

1 — подводные и надводные гряды коренных пород, 2 — осуши, 3 — абразируемый клиф, 4 — отмерший клиф, 5 — современный пляж и терраса 1940 г., 6 — различные генерации верхнехвалынской террасы высотой 11 м, 7 — различные генерации верхнехвалынских террас, 8 — стадии усыхания лагуны

пород. Ширина этой террасы сокращается; в прирезовой полосе появляется ряд небольших грядок, образованных выходами диатомовых сланцев. На подводном береговом склоне также прослеживаются многочисленные грядки диатомовых сланцев (по аэрофотоснимкам), которые очерчивают здесь периклинальные подводные окончания двух складок¹. Приведенные данные позволяют утверждать, что на этом участке Кизлянской косы в новокаспийское и, по-видимому, в настоящее время режим береговой зоны характеризуется в целом дефицитом наносов. Таким образом, аккумуляция на восточном берегу косы отрицательно сказывается на режиме наносов к югу от нее подобно тому, как аккумуляция севернее м. Амня имеет своим следствием недостаток наносов южнее его.

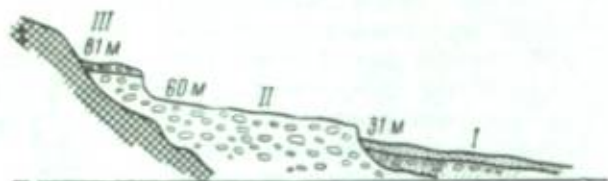


Рис. 8. Строение и высоты верхневальной (I) и нижневальных (II и III) террас на участке Яшма—Кизлизи

Условные обозначения см. на рис. 6

Наиболее характерной чертой контура берега Северо-Апшеронского района побережья является чередование широко открытых бухт и слабо выступающих в море широких мысов, что связано с особенностями геологической структуры Апшеронского полуострова. Выступы суши представляют собой либо периклинальные окончания брахантиклинальных складок (мысы Сарыгая-Баши и Безмянный, рис. 1), либо отпрепарированные гряды апшеронских известняков на крыльях синклинальных форм (мысы Кизляга и Амбуран, рис. 1). Западные мысы (Сарыгая-Баши и Безмянный) еще до 1929 г. были абразионными, а Амбуран и Кизляга абрадируются морем и в настоящее время. Между мысами, в вогнутостях контура берега, размещаются новейшие примкнувшие аккумулятивные формы в виде новокаспийской и окаймляющей ее со стороны моря современной террас. Ширина этой полосы в средних частях вогнутостей составляет не более 200—250 м. Вдоль берега, расширяясь на участках между мысами, простирается полоса верхневальных аккумулятивных террас. Проследить стадильность береговых линий на террасах не представляется возможным, так как поверхность верхневальной морской аккумуляции почти полностью перекрыта здесь эоловыми песками.

От ст. Насосная (рис. 1) до м. Амбуран тянется сплошной пояс дюн, ширина которого местами достигает 2—3,5 км. На некоторых участках дюны надвигаются даже на окраины лежащей выше нижневальной равнины. Частично они состоят из переветренных верхневальных отложений, но это, по-видимому, далеко не единственный источник образования дюнных песков данного района, так как местами можно видеть и типичные насаженные эоловые формы, а в понижениях между ними обнажаются непереветренные участки верхневальных отложений. Следовательно, эти пески, образуя собой едва ли не самую замечательную

¹ По данным Лаборатории аэрометодов АН СССР.

форму рельефа северо-апшеронского побережья, являются по крайней мере навевными. На отдельных участках хорошо видны следы современного разветвления уступа прибрежной равнины, но поскольку эти участки, как правило, связаны с местами разрушения почвенного покрова человеком — с дорогами и карьерами на склонах террасы — они имеют локальное распространение и, по-видимому, не могут рассматриваться как основной источник поступления эолового материала. Источник огромных масс песка, слагающих дюнный пояс северного побережья Апшеронского полуострова, может быть определен на основе анализа особенностей динамики берега.

Волны северных и северо-северо-восточных румбов, отличающиеся здесь наибольшей повторяемостью и силой, подходят к берегу под прямым углом, в связи с чем возможности продольного перемещения наносов на данном участке побережья весьма ограничены. К тому же, потоку наносов, следующему вдоль берега северного Азербайджана в южном направлении, приходится преодолевать много препятствий, вследствие чего он постепенно иссякает. Вряд ли, следовательно, основная масса дюнного материала могла поступать за счет перемещения песка с севера. Значение выносов р. Сумгаит для питания аккумулятивных форм северо-апшеронского участка побережья, по-видимому, также невелико. Кроме того, наличие непосредственно к востоку от устья Сумгаита системы гряд, располагающихся под углом к береговой линии, полностью исключает возможность перемещения сумгаитского материала в восточном направлении, а между тем пояс дюн располагается примерно на $\frac{2}{3}$ своего протяжения именно к востоку от этой реки. Таким образом, единственным возможным способом поступления основной части материала, слагающего северо-апшеронский пояс дюн, остается вынос материала со дна и последующий перенос его ветром с пляжа в глубь суши. Последнему способствуют большая сухость воздуха и горячие южные ветры, быстро высушивающие поверхностный слой песка на пляже, а также «слобовые» северные ветры, которые и являются агентом переноса подсохшего песка с пляжа в сторону суши.

По-видимому, в течение поздневерхневального и новокаспийского времени существовали подобные же условия, благодаря чему и образовался сплошной пояс дюнных песков, простирающийся вдоль всего северного побережья полуострова. Вынос песка с пляжа является своеобразным регулятором баланса наносов в береговой зоне, ограничивая нарастание берега за счет накопления больших масс песка непосредственно у береговой черты. Действительно, если учесть наличие почти на всем протяжении берега сплошной полосы песка в верхней части подводного склона и относительно небольшие уклоны прибрежной полосы дна, следовало бы ожидать значительно большей ширины новокаспийской террасы и значительно более заметного нарастания берега за промежуток времени, характеризующийся современным снижением уровня моря, чем это имеет место в действительности. На многих других участках Каспийского побережья в сходных условиях, но при иных направлениях преобладающих ветров и береговой линии за время с 1929 г. за счет поперечного перемещения материала со дна на пляж образовались примкнувшие песчаные террасы шириной 200—300 м, тогда как на северном берегу Апшеронского полуострова за тот же отрезок времени наиболее обычен прирост берега на 20—40 м (в редких случаях до 100 м). Таким образом, рассматриваемая дюнная полоса представляет собой своеобразную береговую аккумулятивную форму сложного эолово-морского происхождения, а северный берег Апшеронского полуострова является

ярким примером значительной роли эолового фактора в динамике берега и в балансе наносов береговой зоны.

Сходное явление описано В. Г. Ульстом (1957) для побережья Рижского залива, являющегося классическим районом развития дюнного ландшафта. Полностью присоединяясь к выводам автора относительно морфологической роли эолового фактора в развитии песчаного берега, мы не можем лишь согласиться с тем, что дюнообразование наиболее полно проявляется на песчаных берегах с умеренным поступлением наносов, так как в противном случае происходит быстрое выдвижение береговой линии в сторону моря, поверхность песка закрепляется растительностью и развевание этой поверхности прекращается (Ульст, 1957). Возможно, что в условиях умеренного климата дело обстоит именно так, ибо благодаря достаточно обильному увлажнению здесь имеются условия для быстрого освоения растительностью молодых аккумулятивных образований, но считать подобное соотношение общей закономерностью, как это делает В. Г. Ульст, было бы неправильным. Наши наблюдения на Каспийском побережье показывают, что здесь, в условиях аридного климата, интенсивная переработка пляжей ветром происходит при любых темпах аккумуляции, как бы велики они не были.

В нашем очерке мы не ставили своей задачей детальное описание морфологии и динамики северо-восточного и восточного побережья Апшеронского полуострова, так как эта часть берега Азербайджана была обследована нами весьма бегло. Но все же некоторые черты рельефа побережья, которые могут иметь определенное значение для восстановления общей картины его эволюции, были нами подмечены. Прежде всего выяснилось, что наиболее развитой поверхностью морской аккумуляции здесь является нижнехвалынская, занимающая почти всю клиновидно суживающуюся восточную часть полуострова (напомним, что в рассмотренных выше районах нижнехвалынские террасы образуют лишь узкую полосу вдоль подножья предгорий). Эта широкая равнина, сложенная галечниками, песками и реже известняками-ракушечниками, развита не только в непосредственной близости от берега, но занимает и понижения между отдельными возвышенностями внутренней части полуострова, причем наиболее распространена террасовая поверхность, соответствующая береговой линии, прослеженной на высоте 48—52 м. Галька в составе нижнехвалынских отложений на 65—70% состоит из окатанных обломков юрских и меловых пород, выходы которых на Апшеронском полуострове отсутствуют. Остальные 30—35% составляют обломки местных пород — апшеронских и хазарских известняков-ракушечников, песчаников продуктивной толщи и мергелей диатомовой свиты. На склонах «островных» возвышенностей восточной части полуострова имеются также и нижнехвалынские террасы, обычно сложенные галькой из изверженных и юрских пород (Федоров, 1957). Верхнехазарские отложения, по данным П. В. Федорова, залегают на высоте до 50 м (абс.) и обычно самостоятельных террас не образуют, а слагают цоколь более молодых (нижнехвалынских) террас. Верхнехвалынские террасы в восточной части полуострова имеют локальное распространение. Они заполняют древние абразионные бухты, врезанные в виде полукружий в край нижнехвалынской морской равнины (обычно соответствующей древней береговой линии высотой 48—52 м). О наиболее древних четвертичных террасах — бакинских — мы здесь не упоминаем, так как бакинские отложения на Апшеронском полуострове дислоцированы согласно с апшероном и вместе с ним принимают участие в строении складчатых структур. В связи с этим отметки кровли бакинских отложений весьма разнообразны и по

ним, по-видимому, невозможно составить представление о высоте и местоположении береговой линии бакинского бассейна.

В ходе предшествующего изложения намечались некоторые основные выводы об особенностях эволюции северной части побережья Азербайджана и о современной динамике береговой зоны. Эти выводы могут быть проверены и детализированы на основе привлечения данных анализа вещественного состава наносов побережья. Ранее минералогический состав береговых наносов на участке между Самуром и Киялинской косой исследовался Е. Н. Невесским (1954), приведшим к выводу, что к югу от устья Самура идет поток наносов с самурским комплексом минералов, наиболее характерные из которых — эпидот и пироксены. Постоянными компонентами тяжелой фракции, хотя и содержащимися в незначительных количествах, являются также рутил и циркон. Легкая фракция характеризуется присутствием обломков глинистых сланцев и эффузивов.

Нами были проанализированы 36 образцов пляжевых песков, взятых примерно на одинаковых расстояниях по берегу на участке от устья Самура до дамбы о-ва Артема. Результаты минералогического анализа тяжелой подфракции крупноалевритовой части наносов в значительной части совпали с результатами Е. Н. Невесского. Из минералов, имеющих определяющее значение, для пляжевых песков Самурско-Дивичинского и Киялинского районов весьма постоянны эпидот (4—12%), свежие зерна пироксенов (4—22%), мусковит (2—12%); много (до 60%) полуразрушенных зерен пироксена, в небольшом количестве и не во всех образцах присутствует рутил, довольно устойчиво содержание циркона (2—4%). При взгляде на график распределения минералов по побережью (рис. 9) бросается в глаза резкое увеличение содержания некоторых минералов вблизи речных устьев и на пляжах крупных аккумулятивных форм. Так, содержание свежих зерен ильменита, почти отсутствующих в северной части района, весьма велико (8—30%) в наносах Ах-Зыбирской пересыпи, а также на участках, прилегающих к устьям рек Гюльгюльчай, Атачай, Тугчай. В пляжевых песках Ах-Зыбирской пересыпи и Киялинской косы возрастает процент пирита, а близ устья р. Мазарчай и названных выше трех рек — граната, биотита и окислов железа. Для всех проб характерно присутствие в большом количестве темных загрязненных зерен неопределимых видов, а также полуразрушенных, сильно выветрелых зерен роговой обманки, пироксена и ильменита. На Киялинском участке возрастает процентное содержание лейкоксена, который нередко рассматривают как продукт глубокого изменения ильменита. В песках новокаспийской и верхнехвалынской террас отмечаются примерно те же соотношения тяжелых минералов. Характерно для состава наносов этих террас также присутствие хорошо окатанных галек из обломков юрских и меловых известняков, мергелей и песчаников.

Подтверждая выводы Е. Н. Невесского о питании потока наносов за счет аллювия Самура и о преимущественном перемещении материала вдоль берега в южном направлении, наши данные позволяют дополнить и уточнить эти выводы. По возрастанию содержания отдельных минералов на приустьевых участках берега можно судить, что выносы других рек Самурской низменности, а также рек Тугчай и Атачай тоже оказывают непосредственное влияние на минералогический состав береговых наносов. Обилие разрушенных, по-видимому, неоднократно переотложенных зерен минералов является свидетельством участия в питании потока продуктов размыва древних дельтовых отложений Самурской равнины. Этот материал поступает в береговую зону двумя путями:

но-первых, в результате размыва аллювиально-дельтовых отложений рекано-первых, врезавшими свои русла в поверхность равнины, а во-вторых, в результате недавней абразии внешнего края этой равнины на участке между Самуром и с. Набрань. Обращает на себя внимание увеличение содержания таких мало характерных для Самурского комплекса минералов, как лейкоксен, хлорит, окислы железа, рутил, сфен, непосредственно к югу от Ах-Зыбирской пересыпи. По-видимому, в связи с отложением

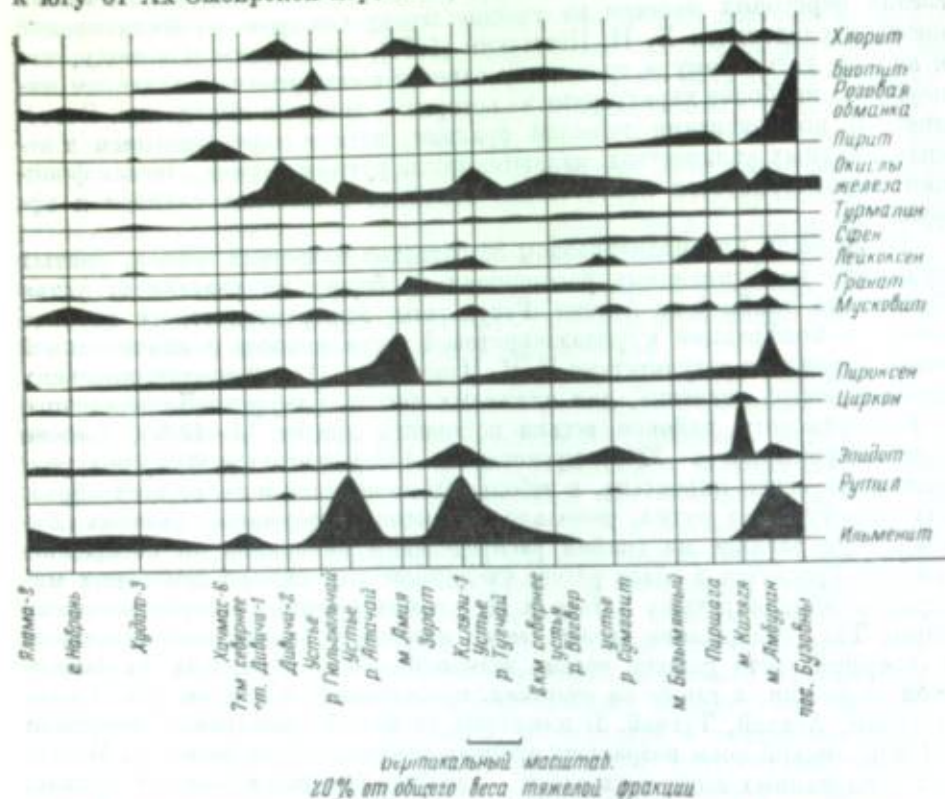


Рис. 9. Распределение по побережью некоторых минералов тяжелой фракции в образцах пляжевых наносов

значительной части наносов самурского происхождения на участке пересыпи, южнее начинает возрастать роль выносов рек Гюльгюльчай, Атачай и Тугчай.

Кроме указанных минералов, в пляжевых наносах Киязинского района, в особенности близ р. Тугчай, и на берегу Киязинской косы в больших количествах содержатся кианит и свежие зерна ильменита, что, по-видимому, нельзя объяснить только влиянием аллювия местных рек. Сфен, рутил, а в особенности пирит, лейкоксен и ильменит, очень характерны для состава песчаников продуктивной толщи, облагающихся на больших по площади участках подводного берегового склона. Поэтому объяснить отмеченное изменение минералогического состава песков на Киязинском участке можно только тем, что значительная часть материала поступает здесь на пляж со дна, за счет подводной абразии выходов песчаников продуктивной толщи. Роль донного материала еще больше возрастает на северном побережье Апшерона. Помимо уже перечисленных минералов здесь в тяжелой фракции увеличивается процент пирита,

легкая фракция характеризуется преобладанием полевошпатовых и карбонатных зерен, а зерна кварца обычно ожелезнены. Так как полевые шпаты и ожелезненные кварцевые зерна весьма типичны для легкой фракции продуктивной толщи, эти особенности состава песков подтверждают предположение о преобладании на данном участке берега поперечного перемещения наносов. Состав донных песков почти идентичен составу пляжевых, отличаясь от них лишь меньшим суммарным содержанием тяжелой фракции и несколько пониженным процентом карбонатных зерен в легкой фракции.

Данные морфологического анализа в совокупности с данными о вещественном составе наносов позволяют наметить следующую картину развития берега в течение четвертичного времени. В хазарское время на месте современной Самурско-Дивичинской низменности существовал широкий залив моря, в который впадал ряд рек, в обилии выносивших на его берега преимущественно грубообломочный материал — продукты размыва склонов гор Большого Кавказа. Часть этого материала шла на заполнение залива, а часть перемещалась волнением на юго-восток. С южной стороны входа в упомянутый залив выступал интенсивно абрадирующийся мыс, образуемый Кизыл-Бурунскими высотами. Материалы абразии, смешиваясь с аллювием, обходили мыс и отлагались за ним во входящем углу берега, формируя широкую аккумулятивную хазарскую террасу. Южнее Кизыл-Бурунского участка берег хазарского моря представлял собой чередование выступающих полуостровов, соответствующих антиклинальным хребтам Большого Кавказа, и разделяющих их заливов, образованных ингрессией моря в синклиналильные понижения. Подводный склон отличался, по-видимому, значительной крутизной, мысы подвергались интенсивной абразии, а продукты их разрушения переносились волнением в вершины ингрессионных заливов и отлагались здесь, образуя широкие галечные террасы. Таким образом, в хазарское время северная часть побережья Азербайджана и по морфологическим чертам, и по особенностям динамики представляла собой рiasовый берег, похожий на современный берег юго-западной Ирландии.

Район Апшеронского полуострова в хазарское время представлял собой комплекс скалистых островов и банок, напоминавший по облику современный Апшеронский архипелаг. На северных склонах островов выработывались абразионные террасы, а на южных и восточных происходила аккумуляция грубообломочного материала, как местного (абразионного), так и принесенного со стороны. Наличие галек кристаллических пород в хазарских отложениях Апшерона указывает на то, что поступление этого чуждого полуострову материала происходило, очевидно, с северо-запада, т. е. с Самурского и Киязинского участков побережья. Указанные обстоятельства свидетельствуют о большом сходстве гидрометеорологических условий того времени с современными. Перемещение материала преимущественно в южном и юго-восточном направлениях, развитие абразионных форм главным образом на северных и северо-западных склонах островов и полуостровов указывает на преобладание северных и северо-западных ветров и волнений. Особенно значительной абразии северными волнениями подверглась наиболее выдвинутая восточная часть Апшерона, где в хазарское время некоторые острова и банки, по всей вероятности, были срезаны до основания.

Нижнехвалыинское море трансгрессировало на выровненную абразионную поверхность, выработанную волнами хазарского моря и осушенную в предшествующую регрессивную эпоху. О времени предхвалыинской регрессии нам почти ничего не известно. Можно лишь предполагать, что

положение берега в эту регрессивную фазу развития Каспия отмечает затопленная береговая линия, обнаруженная на многих участках каспийского побережья на глубине 20—22 м. Попытка сопоставления разреза хазарских отложений дельты Волги с этим уровнем, предпринятая А. В. Шнитниковым (1956), дает некоторые основания для такого предположения. Вместе с тем он сомневается в том, что эта береговая линия является послехвалынской (предновокаспийской), ибо трудно представить себе причину, которая обусловила бы в послеледниковое время подъем уровня Каспия на 26—28 м (а именно такой подъем уровня должен был бы произойти в ходе новокаспийской трансгрессии, если бы упомянутая затопленная береговая линия была послехвалынской, а не послехазарской). Соображения А. В. Шнитникова кажутся нам более убедительными, нежели существовавшая ранее и разделявшаяся автором данной статьи точка зрения, что уровень моря снизился до указанной отметки именно в результате послехвалынской регрессии (Жуков, 1945; Рихтер 1954; Федоров, 1957).

Итак, если присоединиться к точке зрения А. В. Шнитникова, то в ходе нижнехвалынской трансгрессии уровень моря поднялся по сравнению с уровнем в регрессивную фазу примерно на 100 м, достигнув в момент максимума трансгрессии абсолютных отметок 48—50 м. Естественно, что в ходе такого мощного подъема уровня, связанного, вероятно, с таянием ледникового покрова Русской равнины и громадных горных ледников эпохи максимального оледенения, абразионное воздействие моря на затопляемые берега было весьма значительным. Однако на многих участках современной прибрежной равнины, представлявших собой выровненные хазарским морем абразионные поверхности, именно благодаря этой выровненности существовали условия, благоприятные для образования аккумулятивных форм. В материале же, необходимом для построения аккумулятивных террас, недостатка, по-видимому, не было. Особенно обильное поступление рыхлого (преимущественно галечного) материала происходило во второй половине нижнехвалынского времени, когда формировалась терраса на высоте 53 м. К этому времени контур берега принял выровненные очертания и вдоль него установилось перемещение материала с севера на юг. Этот мощный поток галечных наносов, достигая корневой части Апшеронского полуострова, поворачивал на восток. Несколько восточнее меридиана Баку у выступа суши, которым заканчивался полуостров в то время, емкость потока резко снижалась, что вело к массовому отложению наносов. Этому способствовало прежде всего резкое изменение направления коренного берега, затем блокирующая роль подводных возвышенностей на месте нынешнего о-ва Артема и, возможно, западнее его и, наконец, отлогий профиль верхней части подводного склона, обусловленный абразией, происходившей здесь в хазарское время. В результате, к концу нижнехвалынского времени у восточного берега Апшеронского полуострова образовалась широкая коса из песчано-галечного материала. Мощности накоплений была невелика, но благодаря тому, что аккумуляция протекала на широкой площади, в тело косы оказались включенными скалистые банки и островки, выступавшие над уровнем абразионной платформы.

Таким образом, восточная часть Апшеронского полуострова представляется нам крупной аккумулятивной формой, возникшей в нижнехвалынское время и генетически представляющей собой косу. Береговые процессы, протекавшие здесь в нижнехвалынское время, явились по существу основной причиной образования полуострова. По-видимому, впервые в геологической истории Каспия разрозненные острова, нахо-

дившиеся на месте брахиантиклинальных структур Апшерона, оказались слитыми в единый массив суши и причлененными к матерiku упомянутой аккумулятивной формой.

Миная этап посленижнехвалынской регрессии, о которой мы не предполагаем сколько-нибудь конкретными сведениями, перейдем к рассмотрению эволюции берега в течение верхнехвалынского времени. Поднятие уровня в первой его половине ознаменовалось повсеместным развитием абразии, в результате чего нижнехвалынские террасы были в значительной мере размыты. Снижение уровня, начавшееся во второй половине послехвалынского времени, напротив, сопровождалось усилением аккумулятивных процессов. Поскольку к этому времени на Килизинском участке береговая линия выдвинулась довольно далеко к востоку, на режиме берегового потока наносов, направленного, как и прежде, на юг, стала сказываться блокировка берега скалистыми островами или каменистыми банками, глубины над которыми все уменьшались. Интенсивность аккумуляции достигла максимума в дагестанскую фазу снижения уровня верхнехвалынского моря. Фактор блокировки в это время оказался решающим на участках берега близ устья р. Тугчай и в районе Килизи. Здесь, в волновой тени, образованной грядами известняков, слагающих тугчайскую складку, и в зоне блокировки, создаваемой скалистой банкой (или, возможно, островом) на месте антиклинали Килизинской косы началось формирование аккумулятивных выступов суши.

На Тугчайском участке, где блокирующие берег гряды располагались близко к берегу, а протяженность блокируемого участка была невелика, в результате этого процесса образовался сравнительно просто построенный аккумулятивный выступ, на формирование которого, по-видимому, была израсходована небольшая часть наносов. На Килизинском участке обстановка была более сложной. Попадая в условия волновой тени, поток терял основную часть влекомого материала, а вследствие мелководности пространства между берегом и блокирующим элементом образование аккумулятивной формы приурочивалось как раз к краю этого мелководья. Поэтому на первых этапах своего развития Килизинская коса развивалась в виде петлевидной формы. Как отмечалось выше, здесь имеется не менее четырех последовательно формировавшихся генераций береговых валов, причем в результате завершения построения последней из них коса приобрела классическую форму петлевидного накопления, наиболее выступающая часть которого почти вплотную приблизилась к близким грядам. Полное причленение этих гряд к основному массиву суши произошло уже позднее, в новокаспийское время.

Вследствие того, что большая часть прибрежной полосы северного побережья Апшеронского полуострова покрыта эоловыми наносами, трудно морфологически выделить различные этапы развития этого района в течение верхнехвалынского времени. Можно, однако, отметить, что в целом верхнехвалынские террасы здесь уже, чем на Килизинском участке. Образование дюнного пояса, окаймляющего северный берег Апшерона, началось, несомненно, еще в дагестанское время, т. е. в стадию формирования двенадцатиметровой террасы. Уже к этому времени здесь сложились условия, неблагоприятные для продольного перемещения наносов (прямой угол между направлением волнений и берегом и аккумуляция большей части наносов на участках севернее Апшеронского полуострова). Вместе с тем уже тогда, по-видимому, сложилась обстановка, благоприятная для развития процесса поперечного перемещения наносов со дна на берег, а также для постоянного уноса пляжевого материала ветром

в глубь суши, что и имело следствием образование дюнного пояса северо-апшеронского побережья.

Наиболее значительные изменения в верхнехвалынское время произошли на северном участке побережья, в пределах Самурско-Дивичинского района. Первая половина верхнехвалынской эпохи характеризуется здесь продолжающимся заполнением залива, существовавшего на месте Шолларской депрессии, наносами смешанного аллювиально-морского происхождения. По-видимому, ко времени формирования дагестанской верхнехвалынской террасы северная часть этого залива была полностью занесена, и край широкой дельтовой равнины выдвинулся к востоку дальше современной береговой линии. Мы уже отмечали, что стадильные террасы верхнехвалынского моря формировались при временных повышениях уровня, происходивших на общем фоне регрессии моря. При таком очередном подъеме уровня формировалась и двенадцатиметровая дагестанская терраса. В ходе повышения уровня начался размыв края далеко выдвинутой к востоку аллювиально-дельтовой Самурской равнины. Продукты размыва пошли на питание потока наносов, направленного в ту же сторону, что и потоки, возникшие на этом участке побережья в хазарское и нижнехвалынское время, т. е. на юг. На участке размыва образовалась терраса, которая затем, по мере все большего поступления материала с севера, превратилась в цокольную и покрылась достаточно мощным слоем песчаных наносов. Южнее с. Каракашлы эта терраса формировалась уже как аккумулятивная, и здесь, перед входом в залив, еще существовавший в то время на месте нынешнего оз. Ах-Зыбир, из материала, поступающего с севера, начала образовываться коса. Благодаря выдвиганию косы к югу вход в залив все больше суживался, и если бы рост ее не был прерван регрессией, Ах-Зыбирская лагуна уже тогда была бы полностью отгорожена от моря. Можно предполагать, что, несмотря на неполное замыкание входа в залив, часть материала проходила мимо него в южном направлении путем донного продольного перемещения. По-видимому, уже тогда перед формирующейся Ах-Зыбирской пересыпью начала образовываться широкая отмель, и движение донных наносов в южном направлении осуществлялось вдоль внешнего края этой отмели.

В результате послехвалынской регрессии уровень моря снизился до абсолютных отметок порядка —40 м, т. е. до глубины 10—12 м относительно современного уровня Каспия. Древняя береговая линия, соответствующая этой регрессивной фазе жизни Каспийского бассейна, запечатлелась в рельефе дна в виде затопленного отмершего клифа или перегиба профиля в пределах указанных глубин. Эти формы отмечаются для ряда подводных профилей, в частности в районе Киязинской косы и мысов Безмяный и Кияля на Апшеронском побережье. По-видимому, этой затопленной береговой линии и следует приписывать послехвалынский (предновокаспийский) возраст. Наследием субаэрального (для большей части побережья) этапа верхнечетвертичной истории Каспия являются следы древней дельты Самура, хорошо прослеживающиеся по рисунку изобат на участке против современного устья этой реки. Возможно также, что препарировка гряд на подводном береговом склоне в районе Киязи происходила в это время частично в субаэральных условиях, как это отмечалось и для известняковых подводных гряд дагестанского побережья Каспия.

Новокаспийская трансгрессия, сменившая послехвалынский регрессивный этап жизни Каспийского моря, протекала, вероятно, в несколько этапов (Леонтьев, 1959). Это подтверждается тем, что многие косы и пе-

ресыпи Каспийского побережья (например, Тюб-Караганская коса, пересыпи м. Ракушечного, новокаспийская часть Киязинской косы и др.) состоят из двух более или менее обособленных друг от друга систем береговых валов, имеющих примерно одинаковое превышение над современным уровнем моря. На о-ве Артема, по свидетельству Н. В. Федорова (1957), имеется две новокаспийских террасы: одна — на обычной высоте (5—6 м), а другая — на высоте около 10 м. Подобное обособление этих террас связано с новейшими вертикальными движениями острова, представляющего собой в тектоническом отношении локальную подвижную структуру. Однако тектоническое поднятие в данном случае лишь еще более подчеркнуло факт развития трансгрессии по крайней мере в две фазы. Итак, на Самурско-Дивичинском участке побережья новокаспийская трансгрессия ознаменовалась прежде всего интенсивным размывом края аллювиальной равнины. Этот размыв распространился к югу, на участок между селениями Набрань и Аджи-Каракашлы, вдоль которого ранее была сформирована дагестанская верхнехвалынская терраса, о чем можно судить по резкому несовпадению здесь простирающихся верхнехвалынских и новокаспийских валов. Однако вскоре к югу от с. Набрань размыв берега сменился аккумулятивной материалом. По-видимому, дефицит наносов на Самурско-Дивичинском участке ощущался лишь в первое время высокого стояния уровня и только на этом этапе трансгрессии профиль берега не удовлетворял условиям равновесия. Размыв северного, наиболее выступающего в море участка Самурской аллювиально-дельтовой равнины вскоре обеспечил достаточно обильный приток обломочного материала; дефицит был восполнен, а южнее с. Набрань, на участке с вышоложенным в результате предшествующего размыва профилем возник даже избыток наносов. Отложение их привело к формированию аккумулятивной полосы новокаспийской террасы, прислонившейся к размытому краю террасы дагестанской.

Расположение зоны новокаспийской аккумуляции к югу от участка размыва и расширение этой зоны в южном направлении бесспорно свидетельствует о перемещении наносов с севера на юг, что было возможно только при господстве волнений северных румбов. Таким образом, на ранней стадии новокаспийской трансгрессии, так же как в хазарское и хвалынское время, гидродинамический режим побережья был подобен современному. Поток наносов, следуя вдоль края самой молодой верхнехвалынской террасы к югу и расходуя по пути избыточные массы материала на построение аккумулятивной террасы, перед входом в Ах-Зыбирский залив, т. е. на южном конце недоразвившейся верхнехвалынской пересыпи, теряет емкость в связи с резким изменением здесь направления берега. В результате происходило массовое отложение материала, благодаря чему возобновился процесс роста Ах-Зыбирской пересыпи (напомним, что построение последней началось во время дагестанской стадии и было прервано послехвалынской регрессией). Этот процесс завершился полным замыканием входа в залив и превращением его в озеро, дальнейшая эволюция которого сводится к прогрессивному уменьшению площади, упрощению контуров и обмелению за счет усыхания, заполнения наносами и зарастания гидрофитной растительностью.

Как уже отмечалось, южнее оз. Ах-Зыбир новокаспийская терраса несколько суживается, что, очевидно, связано с некоторым истощением потока наносов, обусловленным большим расходом материала на построение Ах-Зыбирской пересыпи. Но перед бывшим м. Амия в связи с изменением направления исходного контура берега юго-юго-восточного на юго-восточное вновь возникали условия, благоприятные для аккумуляции

наносов, что привело к новому расширению новокаспийской террасы. В связи с этим у самого мыса наблюдалось резкое падение мощности потока, имевшее следствием абразию мыса, продолжавшуюся вплоть до 70-х годов прошлого столетия. Дефицит наносов сказывался и на развитах берега непосредственно за м. Амия, где поверхность новокаспийской террасы представляет собой бенч, выработанный в глинах и песчаных майкопа, лишь местами прикрытый тонким слоем песка. Только в 3—4 км южнее мыса на берегу новокаспийского бассейна вновь начали превалять процессы аккумуляции. Некоторое расширение новокаспийской террасы на участке близ р. Тугчай объясняется влиянием уже упоминавшихся гряд меловых известняков, располагавшихся тогда вблизи берега.

Интенсивная аккумуляция наносов протекала на Киязинском участке, где в новокаспийское время возобновился процесс формирования Киязинской аккумулятивной формы, что стимулировалось блокировкой берега грядами киязинского флиша. Образовавшаяся еще в конце верхнехвалынского времени петлевидная коса значительно увеличилась в ширину, ее внешний край выдвинулся далеко на север и восток, в результате чего ближайшие к берегу гряды киязинского флиша причленились к суше. В строении новокаспийской части Киязинской косы отчетливо различимы две генерации береговых валов (см. рис. 7), что также указывает на две фазы высокого стояния уровня новокаспийской трансгрессии. Вследствие аккумуляции материала на киязинском участке поток наносов полностью истощился и южнее Киязинской косы воды новокаспийского бассейна интенсивно размывали берег, заставляя отступать к западу край верхнехвалынской террасы на участке от устья р. Вегвер до ст. Насосной. Размыв сопровождался выработкой бенча в относительно легко размываемых породах диатомовой свиты.

На северном побережье Апшерона начало новокаспийской трансгрессии ознаменовалось размывом берега и выработкой уступа в отложениях верхнехвалынской террасы. Но вскоре поступление материала со дна (продуктов донной абразии и биогенных компонентов) оказалось достаточно обильным для того, чтобы абразия здесь прекратилась и сменилась аккумуляцией — образовалась новокаспийская аккумулятивная терраса, присловенная к отмершему абразионному уступу. Однако значительному росту этой террасы препятствовал возобновившийся процесс уноса пляжевого материала ветром в глубь прибрежной суши. Пляжевые пески вновь, как и в верхнехвалынское время, стали основным источником питания, обеспечившим дальнейший рост своеобразной аккумулятивной формы — пояса дюн, формирование которого началось еще до послехвалынской регрессии. Юго-восточнее м. Амбурап, за пределами дюнного пояса, берег в новокаспийское время развивался преимущественно по пути выработки абразионных бухт, чему способствовало прежде всего отсутствие поступления на этот участок наносов с северного побережья полуострова. Только на юге участка, уже за пределами района наших исследований, в новокаспийское время началось построение крупной аккумулятивной формы — Шаховой косы, которая как бы завершает весь длинный ряд аккумулятивных образований в северной части побережья Азербайджана.

Основные черты современной динамики исследованного побережья были уже освещены выше. Необходимо лишь добавить, что на северо-восточном побережье Апшеронского полуострова происходит постепенное заполнение кутовых участков абразионных бухт наносами и медленная абразия известняковых мысов. Ближе к Апшеронскому порту и в особен-

ности вблизи дамбы, соединяющей о-в Артема с материком, все более четко проявляется тенденция к односторонне направленному вдольбереговому перемещению обломочного материала — с севера на юг. Упомянутые явления протекают в условиях дефицита наносов на дне, на что указывает, в частности, широкое распространение участков дна, вовсе лишенных наносов.

В заключение следует отметить роль новейших и современных тектонических движений в формировании побережья. Существует мнение, что вертикальные движения суши имели и продолжают иметь весьма важное значение в формировании побережья северного Азербайджана. В. Е. Халин (1950), отмечая значительную дислоцированность нижне- и среднететрачных древнекаспийских террас, указывает на то, что хвалынские береговые линии также испытали существенную деформацию. По его мнению, высоты нижнехвалынских террас колеблются в интервале от 10 до 100 м, а различия высотных отметок верхнехвалынских террас достигают 25 м. По данным Изотова (1949), скорости современных вертикальных движений на побережье северного Азербайджана, устанавливаемые на основе данных повторных нивелировок, достигают в районе ст. Насосной 16,3 мм в год, откуда должен следовать вывод о значительной деформации даже самых молодых (в частности новокаспийской) береговых линий.

Если характеризовать роль молодых вертикальных движений в формировании рассматриваемого побережья в самых общих чертах, то она проявляется в различии знака интенсивности этих движений в Самурско-Дивичинском (преобладание опусканий), Киязинском (дифференцированные движения при общем преобладании восходящих движений большого размаха) и Северо-Апшеронском районах. Последний выделяется по дифференцированности движений, связанных с брахиструктурами и сопровождающихся гризевым вулканизмом. Более полное представление о характере вертикальных движений можно получить, анализируя изменения высот древних береговых линий, соответствующих террасам, сформированным в бакинское, хазарское и хвалынское и новокаспийское время.

Бакинские морские отложения были встречены нами на склонах предгорий, прилегающих к Киязинскому береговому району. Ранее они были описаны П. В. Федоровым (1957) и Б. В. Векиловым (1956). По свидетельству П. В. Федорова, в северном Азербайджане бакинские отложения подняты выше, чем в других районах Каспийского побережья. Наряду с этим в районе Самурско-Дивичинской низменности и в восточной части Апшеронского полуострова они погребены под более молодыми отложениями и вскрываются скважинами под покровом более молодых древнекаспийских отложений. В западной части Апшеронского полуострова и к юго-западу от него бакинские отложения смяты в складки и непосредственно участвуют в сложении брахиантиклиналей и синклиналей этих районов. Разница между крайними значениями, характеризующими максимальную приподнятость бакинских слоев и их максимальное погружение, составляет не менее 320 м. Таким образом, нижнететрачные отложения и соответствующие им береговые линии испытали весьма значительную деформацию.

Нижнехазарские террасы на Киязинском участке и вдоль южного края Самурско-Дивичинской низменности располагаются на высоте 170—240 м. Между г. Бешбармак и ст. Яшма (рис. 1) имеются три нижнехазарские террасы (Федоров, 1957) на высотах 150, 206 и 238 м. Севернее Киял-Буруна (у с. Гендоб) самая молодая нижнехазарская береговая

линия прослеживается на высоте 168 м, а в восточной части Апшеронского полуострова кровля нижнехазарских отложений снижается до 58 м. Следовательно, различие в высотных отметках нижнехазарских отложений достигает в пределах района исследований 110 м.

Верхнехазарские отложения, как это было отмечено П. В. Федоровым (1957), не образуют морфологически выраженных террас; они обычно перекрываются нижнехвалынскими отложениями, нередко слагая цоколь более молодых террас. Однако у с. Гендоб наблюдается галечниковая терраса, лежащая на высоте 98 м, и ей, возможно, соответствует лежащая севернее г. Бешбармака на высоте 128 м терраса, отложения которой фаунистически не охарактеризованы. Эта терраса, по-видимому, верхнехазарская, так как расположенная ниже ее береговая линия является фаунистически охарактеризованной нижнехвалынской. Следовательно, различие в высотных отметках этой верхнехвалынской террасы на участке между с. Гендоб и г. Бешбармак составляет 30 м. В действительности же, если рассматривать все побережье в целом, деформация береговой линии верхнехазарского моря должна быть больше, так как на некоторых участках побережья Апшеронского полуострова известны выходы хазарских известняков, представленных в прибрежной фации, в непосредственной близости от современной береговой линии.

Если бакинские и хазарские террасы в пределах исследованного побережья существенно отличаются по высоте от разновозрастных прибрежных образований других районов, то нижнехвалынские береговые линии в северном Азербайджане прослеживаются примерно на тех же высотах, что и в Дагестане, северном Прикаспии или на восточном побережье Каспийского моря. Однако и здесь заметны некоторые различия, хотя они и гораздо меньше, чем для более древних береговых линий. Так, береговая линия максимальной стадии нижнехвалынской трансгрессии в окрестностях с. Гендоб расположена на высоте 73—75 м, в районе ст. Дивичи — на высоте 79 м, а у Кизыл-Буруна — на высоте 91 м; южнее она прослеживается на высоте около 80 м. Такая же высота максимальной нижнехвалынской террасы отмечается на некоторых участках Апшеронского полуострова (преимущественно на приуроченных к сводам брахантиклиналей) или находится вблизи последних. Поскольку высота 75 м приблизительно соответствует высоте стояния уровня моря в нижнехвалынское время (Федоров, 1957), можно считать, что на Кизыл-Бурунском участке нижнехвалынская береговая линия поднята тектоническими движениями на 16 м, а на других участках — примерно на 6—7 м, т. е. она значительно меньше деформирована, чем береговые линии бакинского и хазарского времени. Кизлянский район в целом характеризуется приподнятостью этой береговой линии на 6—7 м выше обычной для нее высоты.

Высотное положение верхнехвалынских террас выдерживается на всем протяжении берега лишь с небольшими локальными отклонениями. Так, береговая линия максимальной стадии верхнехвалынской трансгрессии в основном отмечается на высоте 26—27 м, т. е. на той же высоте, что и в других районах Каспийского побережья. Исключение составляет участок Кизлязи — Яшма, где верхнехвалынская терраса максимальной стадии достигает отметки 30 м, и некоторые участки побережья Апшерона где, по П. В. Федорову, высота этой террасы доходит до 32 м. Несколько деформирована береговая линия и сартасской террасы (высота — 18 м), которая у ст. Насосной и в окрестностях Сумганта имеет высоту 20—23 м. Самая молодая верхнехвалынская терраса — дагестанская — в Самурско-Дивичинском районе имеет меньшую высоту, чем на остальных участ-

ках побережья (9 м вместо 11—12 м). Поскольку формирование ее происходило примерно 7,5—8,5 тыс. лет назад, это означает, что Самурско-Дивичинский участок побережья испытал за это время погружение, протекающее в среднем со скоростью около 0,4 мм в год.

Новокаспийская береговая линия повсюду отмечается на высоте 5—6 м, за исключением участка Кизлязи — Яшма, где были встречены новокаспийские отложения лагунно-лиманного типа на высоте до 8 м. Если первый максимум новокаспийской трансгрессии был примерно 4 тыс. лет назад, как это следует из данных С. Ю. Геллера (1949) и В. Н. Шнитникова (1956), то скорость поднятия берега составляет здесь примерно 0,5 мм в год. Как уже отмечалось, на о-ве Артема обнаружены новокаспийские осадки на еще большей высоте (до 10—12 м, т. е. на 4—6 м выше обычной). Здесь, следовательно, среднегодовая скорость поднятия составляет 1,5 мм в год. Эта величина во много раз меньше полученной путем повторных нивелировок (Изотов, 1949; Мещеряков и Сивягина, 1951). По-видимому, последний метод нельзя считать достаточно надежным для определения темпа современных тектонических движений, как это отмечалось уже Е. К. Гречищевым (1957). О ненадежности данных А. А. Изотова, в частности, упоминает и Н. И. Фотева (1955).

Таким образом, данные, свидетельствующие о проявлении современных тектонических движений там, где они могут быть уловлены геоморфологическими методами, показывают, что эти движения протекают со скоростями порядка десятых долей мм в год (в редких случаях до одного-двух мм/год). Эти данные относятся к районам, весьма активным в тектоническом отношении; в более стабильных (платформенных) районах скорости должны быть еще меньше.

Данные о деформации древних береговых линий на побережье северного Азербайджана приведены в табл.

Таблица

Величина деформации береговых линий вертикальными тектоническими движениями

Возраст береговых линий	Наибольшая высота, м	Наименьшая высота, м	Максимальная величина деформации, м
Верхнебакинская	320	Отрицательная	Более 320
Нижнехазарская (нижняя терраса)	168	58	110
Верхнехазарская (на участке Гендоб — Бешбармак)	128	98	30
Нижнехвалынская (максимальной стадии)	91	75	16
Верхнехвалынская (максимальной стадии)	32	26	6
Верхнехвалынская (сартасской стадии)	23	18	5
Верхнехвалынская (дагестанской стадии)	12	9	3
Новокаспийская	9	6	3

Данные таблицы, как и графика на рис. 10, свидетельствуют о том, что в послехазарское время на азербайджанском побережье имел место резкий спад интенсивности тектонических движений, которые в нижне- и среднечетвертичную эпоху были еще весьма напряженными, о чем можно

судить по пликативным нарушениям бакинских и хазарских отложений. Этот спад нашел свое отражение в незначительной величине деформаций нижнехвалыиских и в особенности верхнехвалыиских и новокаспийских береговых линий. Средняя скорость поднятий или опусканий в течение второй половины верхнехвалыиского и в новокаспийское время не превышала, по-видимому, и не превышает нескольких десятых долей мм в год.

На значительный спад тектонической активности в пределах побережья северного Азербайджана в верхнечетвертичное время и в современную эпоху указывает также срезание абразией таких структурных форм, как, например, Тугчайская и Киялинская антиклинали. Нет сомнений, что эти складки еще в начале верхнехвалыиского времени имели прямое отражение в рельефе побережья и выдавались над окружающей их поверхностью дна в виде банок или островов значительной высоты, так как иначе они не могли бы играть роль элементов блокировки при стоянии уровня моря на 12—18 м выше современного. По-видимому, скорость абразии в несколько раз превышала здесь скорость роста этих складок, так как в настоящее время они почти полностью сивелированы.

Исходя из приведенной выше оценки скоростей современных вертикальных движений, можно сделать вывод о том, что тектонический фактор в динамике береговой зоны Каспия практически не играет никакой роли. Он полностью подавляется процессами абразии и аккумуляции, гидрократическими колебаниями уровня моря и субаэральными процессами, протекающими в береговой зоне.

Гораздо большее значение имеет геологическая структура, создающая определенные условия для развития береговых процессов, но она является продуктом, если можно так выразиться, палеотектоники, а не современных движений. Однако для побережья северного Азербайджана ни о каком неотектоническом этапе вертикальных движений, по-видимому, не может быть и речи. Роль тектонических движений в формировании этого побережья проявилась в воздымании ниже- и среднечетвертичных береговых линий в районах, относящихся к антиклинальным структурам и в погружении береговых линий в пределах синклиналиных прогибов. Эти движения имели следствием различия между теми участками побережья, где мы наблюдаем полный набор четвертичных террас от бакинских до современной включительно, и участками, где развиты только верхнечетвертичные и новокаспийские террасы, а хазарские и бакинские древние береговые линии с соответствующими им отложениями погребены под более поздними наслоениями.

Рассмотрение хода эволюции береговых форм показывает, что на протяжении длительной эпохи, по крайней мере начиная с верхнехазарского и кончая новокаспийским временем, развитие берега шло в одном направлении и прерывалось лишь в те моменты, когда уровень регрессий оказывался ниже отметки современного уровня Каспия. Основными факторами, определявшими это развитие, независимо от того, располагался ли данный участок побережья в области тектонического поднятия или погружения, являлись: геологическое строение (прежде всего направление основных структурных линий относительно линии берега и литологический состав пород), рельеф прилегающей суши и исходного подводного берегового склона, твердый сток рек, направление и интенсивность преобладающего волнения, эоловый фактор и запасы биогенного осадочного материала на дне, в пределах берегового склона.

Преобладание северных волнений привело к тому, что большая часть побережья, начиная с хазарского времени, развивалась в условиях существования потока наносов, направленного с северо-запада на юго-

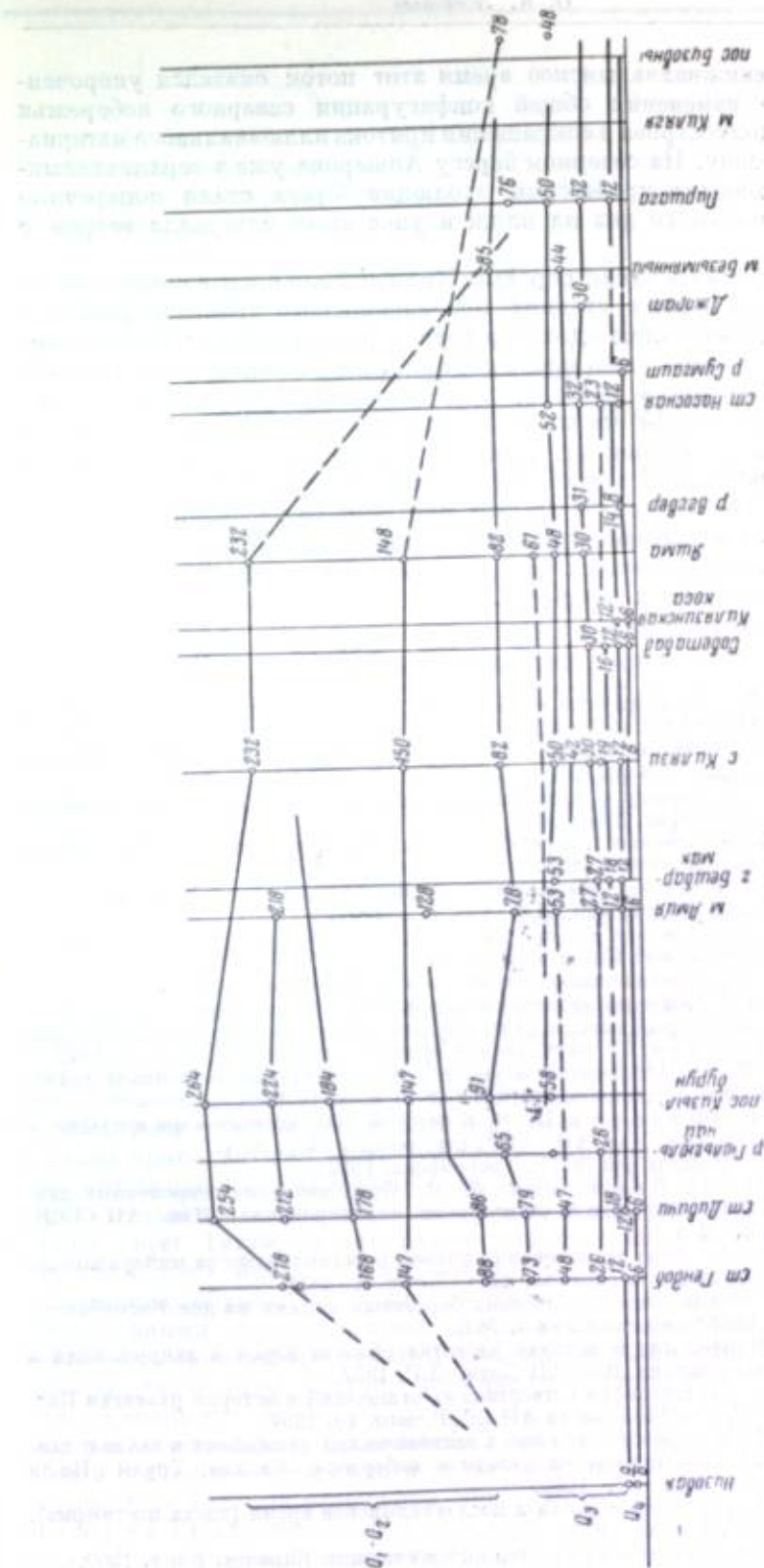


Рис. 10. График высот древнекаспийских и новокаспийских морских террас (в м над уровнем Каспия 1956 г.)

восток. В послеледниковальное время этот поток оказался укороченным вследствие изменения общей конфигурации северного побережья Апшеронского полуострова и сокращения притока аллювиального материала в береговую зону. На северном берегу Апшерона уже в верхнехвалынское время основными процессами эволюции берега стали поперечные перемещения наносов со дна на пляж и унос этого материала ветром в глубь страны.

Завершение формирования перемычки Киялинской косы в конце верхнехвалынского и на первых стадиях новокаспийского времени привело к дальнейшему укорачиванию вдольберегового потока наносов. В настоящее время он имеет значительную мощность лишь на участке с. Набрань—м. Амня, и основная масса наносов, поступающих с севера, расходуется на построение подводной отмели и наращивание пересыпи оз. Ах-Зыбир. Южнее м. Амня до района ст. Яшма, а также на большей части северного побережья Апшеронского полуострова, где, как указывалось, материал на пляжи поступает за счет поперечного перемещения, развитие берега протекает сейчас в условиях дефицита наносов. Этот вывод может иметь непосредственный практический интерес при решении различных гидротехнических вопросов.

ЛИТЕРАТУРА

- Веклюв Б. В. Четвертичные отложения прикаспийских районов Азербайджана. Труды Ин-та геол. АН АзССР, т. 17, 1956.
- Веклюв Б. В. Четвертичные отложения прикаспийской зоны северо-восточного Азербайджана. Докл. АН АзССР, т. XIII, вып. 2, 1957.
- Геллер С. Ю. К вопросу о колебаниях и регулировании уровня Каспийского моря. Вопросы географии, 1949, № 15.
- Гюль К. К. Режим волнения, динамика берегов и дна моря у западного побережья Каспия. Изд. Аз. гос. ун-та, 1956.
- Гречищев Е. К. К оценке современных тектонических движений берегов оз. Байкал. Труды Океаногр. комиссии АН СССР, т. 2, 1957.
- Жуков М. М. Плиоценовая и четвертичная история севера Прикаспийской впадины. Проблемы западного Казахстана, 1946, т. 2.
- Зенкович В. П. Морфология и динамика морских берегов. 1946.
- Зенкович В. П. Эволюция акваторий лагуны. Изв. Геогр. об-ва, 1952, № 5.
- Изотов А. А. Некоторые выводы из повторных нивелировок по западному побережью Каспийского моря. Сб. науч.-техн. и произв. статей ГУГК, вып. 27, 1949.
- Леонтьев О. К. Об абсолютном возрасте и масштабах новокаспийской трансгрессии. Труды Океаногр. комиссии АН СССР, т. 4, 1959.
- Леонтьев О. К., Федоров П. В. К истории Каспийского моря в поздне- и послехвалынское время. Изв. АН СССР, сер. геогр., 1953, № 4.
- Лопатин Г. В. Наносы рек СССР. Географиз, 1952.
- Мещеряков Ю. А., Спильгина М. И. Опыт изучения современных движений земной коры по данным повторного нивелирования. Изв. АН СССР, сер. геогр., 1951, № 1.
- Невесский Е. Н. Опыт исследования потока песчаных наносов минералогическим методом. Труды Ин-та океанол. АН СССР, т. X, 1954.
- Рихтер В. Г. Новые данные о древних береговых линиях на дне Каспийского моря. Изв. АН СССР, сер. геол., 1954, № 5.
- Ульст В. Г. Морфология и история развития области морской аккумуляции в вершине Рижского залива. Изд. АН Латв. ССР, 1957.
- Федоров П. В. Стратиграфия четвертичных отложений и история развития Каспийского моря. Труды Геол. ин-та АН СССР, вып. 10, 1957.
- Фотеева Н. И. К вопросу о новейших тектонических движениях в связи с данными повторных нивелировок на западном побережье Каспия. Труды Ин-та геогр. АН СССР, вып. 65, 1955.
- Шнитников А. В. Ритм Каспия в послехвалынское время (эпоха постюрма). Сб. «Памяти Л. С. Берга», 1956.
- Хани В. Е. Геотектоническое развитие юго-восточного Кавказа. Баку, 1950.
- Хани В. Е., Шарданов А. В. и др. Тектоническое положение Апшеронского п-ова в системе Большого Кавказа. Изв. АН СССР, сер. геол., 1955, № 1.



В. А. Мамкина

(Ростовский государственный университет)

ТИПЫ БЕРЕГОВ СЕВЕРО-ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ АЗОВСКОГО МОРЯ И ОСОБЕННОСТИ ИХ ДИНАМИКИ

В 1955—1957 гг. кафедрой физической географии Ростовского университета совместно с Государственным океанографическим институтом исследовался северо-восточный берег Азовского моря. Исследования включали промерные и грунтовые дночерпательные работы, геоморфологическое обследование берега, а также анализ вещественного и механического состава наносов и сбор гидрометеорологического материала. Общая протяженность обследованной береговой линии от устья р. Кагальник до Приморско-Ахтарска (рис. 1) составила 420 км; протяженность же берега по прямой — всего 200 км. Эта разница характеризует значительную расчлененность исследованного побережья.

Прилегающая к берегу суша представляет собой плоскую степную равнину, поверхность которой имеет слабый уклон к северо-западу, что обуславливает направление стока гидрографической сети. Неглубокие, но широкие долины рек Кагальника, Еи, Бейсуга не нарушают общей равнинности рельефа. Все реки, кроме Кагальника, не имеют постоянного стока в море. Рассматриваемая территория в целом характеризуется отрицательными вертикальными движениями различной интенсивности. На этом фоне участки менее интенсивного опускания являются относительно приподнятыми. Так, например, в районе Приморско-Ахтарска берег интенсивно погружается (более 2 мм в год), а берега Ейского полуострова относятся к зоне менее интенсивного погружения (1—2 мм в год). Южный берег Таганрогского залива относительно приподнят; скорость опускания здесь около 0,1 мм в год.

Береговые обрывы на северо-восточном побережье сложены озерно-аллювиальными верхнеплиоценовыми и континентальными четвертичными отложениями. Первые связаны с деятельностью древнего Дона и представлены тананской свитой, включающей нижнюю песчаную толщу видимой мощности от 3 до 16 м с большим количеством известково-песчаных конкреций и пресноводной фауны и верхнюю толщу темно-серых и серовато-зеленых плотных песчаных глин мощностью 8—10 м. Озерно-аллювиальные отложения обнажаются в береговых обрывах южного берега Таганрогского залива примерно до широты г. Ейска. Верхние их слои постепенно переходят в красно-бурые или зеленовато-серые плотные неслоистые скифские глины с большим содержанием известковых стяжений (мощность 8—10 м). Континентальные четвертичные

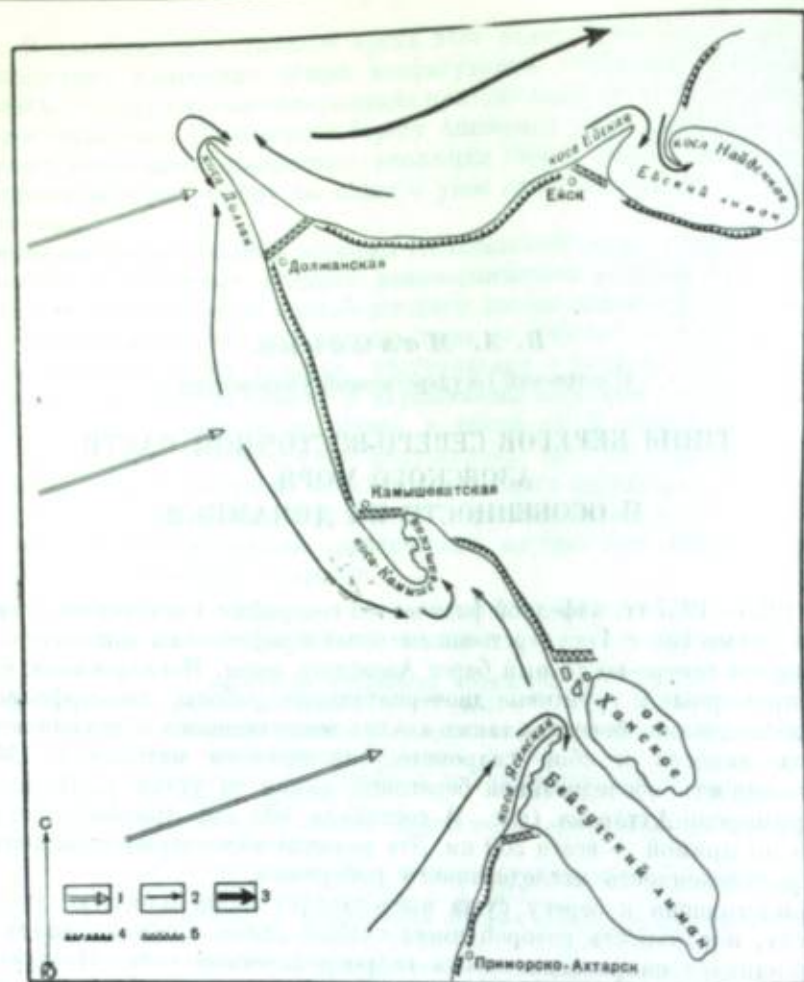


Рис. 1. Картограмма района исследований.

1 — направление волновой равнодействующей, 2 — направление миграций наносов,
3 — направление основного потока наносов, 4 — активный и 5 — отмерший клифы

отложения представлены лёссовидными водораздельными суглинками с обильными известковыми включениями (наибольшая мощность 25 м).

Таким образом, по южному берегу Таганрогского залива между устьями рек Кагальника и Еи обнажаются: 1) пески аллювиальной толщи, покрытые сверху скифскими глинами и лёссовидными суглинками с горизонтами погребенных почв (в районе населенных пунктов Стефандин Дар — Семибаки) и 2) находящиеся в кровле танаисских песков, залегающих местами ниже уровня моря, аллювиальные глины, перекрытые скифскими глинами и лёссовидными суглинками.

Береговые обрывы открытого побережья сложены или целиком глинами, или скифскими глинами, подстилающими лёссовидные суглинки.

В развитии берегов важную роль играет ряд климатических и гидрологических факторов, на характеристике которых необходимо кратко остановиться. Среднее годовое количество осадков на северо-восточном побережье Азовского моря колеблется от 400 до 550 мм. В засушливые

годы выпадает менее 300 мм, в дождливые — более 600 мм. Максимум осадков падает в теплое, минимум — в холодное время года. Летние ливни являются причиной развития на берегах водно-эрозионных процессов. В тех же случаях, когда большая часть осадков приходится на зиму, широко развиваются оползневые процессы, что связано с незначительным испарением и впитыванием влаги в грунт.

На восточном берегу Азовского моря наиболее часты ветры восточной четверти (повторяемость 45—50%). Повторяемость ветров западной четверти 35—40%. В холодное время года преобладают устойчивые восточные ветры, а в теплое — западные, менее продолжительные. Максимальные скорости (до 30 м/сек) наблюдаются у восточных, западных и северо-западных ветров. Для северо-восточного берега ветры восточной четверти являются сгонными и не формируют здесь волнения.

При ветрах западной четверти с максимальными разгонами более 300 км над глубоководной частью моря развивается волнение, преобладающее для северо-восточного побережья. Его действие сочетается с повышением уровня моря до 1,5 м у Ейска и 2 м у Приморско-Ахтарска. Волновая равнодействующая направлена от запада-юго-запада на восток-северо-восток. Максимальная высота волны в Таганрогском заливе равна 1,5 м, а в открытом море — 2—2,5 м. В среднем два-три месяца в году северо-восточный берег предохраняется от воздействия волнения ледяным покровом.

Особое место среди условий, определяющих морфологию и динамику берега Азовского моря, занимает распределение донных биоценозов — основного источника ракушечного материала (ракуши и ракушечного детрита), которым сложены аккумулятивные формы северо-восточного берега. Основным, занимающим почти $\frac{1}{3}$ площади дна моря, является биоценоз *Cardium edule*. Большой вес имеют биоценозы *Syndesmya*, *Mytilaster*, *Balanus*, *Corbulomya*. В Таганрогском заливе наиболее типичны биоценозы *Monodacna* и *Dreissena*. Средняя биомасса бентоса равна 418 г/м² (Воробьев, 1949). Общая же осенняя биомасса составляет 15,5 млн. т, что дает примерно 4 млн. м³ ракуши, поставляемой ежегодно на берега Азовского моря.

На основании проведенных исследований северо-восточной части Азовского моря могут быть выделены три типа берега (по терминологии Д. Г. Панова, 1956).

1. Аккумулятивные берега.
2. Абразионно-оползневые берега.
3. Абразионные берега:
 - а) абразионно-обвальные,
 - б) абразионно-фестончатые,
 - в) абразионные с нишами.

Аккумулятивные берега представлены одиннадцатью аккумулятивными формами, как, например, небольшие (длиной 2—4 км) косы южного берега Таганрогского залива — Очаковская, Чимбурская, Долгенькая (у с. Новомаргаритовка), Сазальницкая и др. По направлению к открытому морю размеры кос увеличиваются; так, длина кос Найденной и Ейской равна уже 8 км. Сложены косы Таганрогского залива кварцевым песком, галькой и гравием, ракушей и ракушечным песком, причем процентное содержание последней по мере приближения к открытому морю увеличивается (табл. 1). Общая же картина распределения грунтов по дну залива такова: центральная (осевая) полоса его занята илом с ракушей и глинистыми илами, а прибрежная, шириной 1—2 км — более грубыми осадками

(песком с ракушей вблизи кос и галькой с гравием — в прирезовой полосе у абразионных участков).

Таблица 1

Вещественный состав наносов кос южного берега Таганрогского залива (в % по весу)

Коса	Материал	Западный берег	Дистальный конец	Восточный берег
Очаковская	Кварцевый песок . .	60	20	30
	Галька	30	30	30
	Ракуша	10	50	40
Чимбургская	Кварцевый песок . .	70	25	45
	Галька	20	35	25
	Ракуша	10	50	35
Сазальницкая	Кварцевый песок . .	35	15	70
	Галька	50	25	15
	Ракуша	15	60	15
Ейская	Кварцевый песок . .	40	10	—
	Галька	10	15	—
	Ракуша	50	75	—

Дифференциация наносов по крупности и преобладание кварцевого песка на западных берегах кос, а ракуши и гальки — у оконечностей, отмеченные В. П. Зенковичем (1957) для некоторых кос Черного моря, служат подтверждением их одностороннего питания.

Косы открытого морского побережья характеризуются значительными размерами. Длина косы Долгой, например, равна 17 км, Камышеватской — 8 км, Ясенской — 12 км. Недавно сформировавшаяся коса Новая, расположенная к юго-востоку от станицы Камышеватской, имеет длину 1,5 км. Сложены эти косы в основном ракушей и ракушечным песком (табл. 2). Содержание гальки и гравия убывает от 30—50% на участках кос, расположенных вблизи абрадируемого берега, до 1—2% на дистальных концах.

Таблица 2

Вещественный состав наносов кос открытого побережья (в % по весу)

Коса	Материал	Западный берег	Дистальный конец	Восточный берег
Долгая	Ракуша	90	80	80—90
	Галька	10	5	10—20
	Песок	1—2	15	—
Камышеватская	Ракуша	—	95	—
	Галька	—	5	—
Ясенская	Ракуша	70	90	—
	Галька	30	10	—

Грунты подводного берегового склона открытого побережья представлены жидкими глинистыми наносами с примесью ракуши, залегающими на коренных глинах. Содержание ракуши увеличивается в сторону берега. В общем же илистые грунты здесь подходят ближе к берегу, чем в Таганрогском заливе.

Аккумулятивные формы как южного берега Таганрогского залива, так и открытого морского побережья имеют ряд общих морфологических особенностей. Все они расположены у изгибов коренного берега в сторону суши. Плоская поверхность их представляет собой системы береговых валов, последовательно прилегающих к берегу в процессе развития кос. Со стороны моря эти формы окаймлены широкими пляжами с береговым валом высотой 1—2 м. Уклоны верхней части подводного берегового склона довольно велики (0,1—0,01), в средней же части уклоны меньше (0,002—0,003), как это видно на рис. 2, а.

В результате анализа расположения береговых валов, состава наносов и гидрометеорологической обстановки установлено следующее.

1. Косы северо-восточного Приазовья не могут быть отнесены к типу азовских кос.

2. Развитие кос зависит от расположения их относительно волновой равнодействующей и районов, из которых поступает основная масса песка, ракуши и гальки.

3. Для кос не существует равнозначного двухстороннего потока наносов. Вполне возможно, что на большинство кос (кроме Долгой) наносы с востока вообще не поступают.

4. Волнение, течения и перемещение наносов, образующиеся при ветрах западных румбов, обуславливают и процессы абразии, и процессы аккумуляции. Роль волнений восточного направления существенна только для косы Долгой и то лишь в случае, когда после значительного нагона начинается сильный восточный ветер. Но действие его ограничено во времени, ибо сильные восточные ветры приводят к быстрому сползу воды.

5. Формирование аккумулятивных форм северо-восточного побережья представляется следующим образом. К изгибам коренного берега поперечным перемещением подается донный материал (песок — в Таганрогском заливе, ракуша — в море), а продольным — галька и гравий, вымываемые при абразии береговых уступов. При огибании берега потоком наносов формируется первоначальный аккумулятивный выступ, как и при образовании свободных форм (Зенкович, 1946). Вследствие сложного сочетания продольного и поперечного перемещения наносов и штормовых течений (рис. 3) нарастание береговых валов происходит неравномерно,

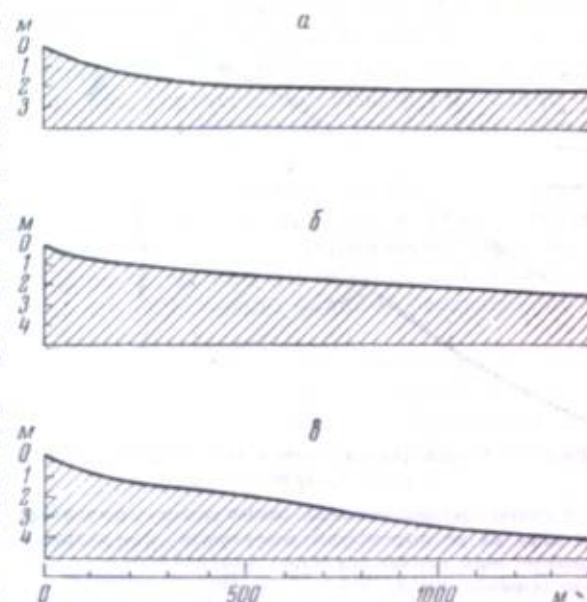


Рис. 2. Типы профилей подводного склона.
а, б — аккумулятивный берег, в — абразионный берег

не строго параллельно, а с отклонением лагуны. В процессе развития и выравнивания побережья вслед за абразией коренного берега отступают и берега кос, на которых происходит переложение материала. Этим и объясняется существование участков размыва, аккумуляции и стабильных участков на западных берегах кос. Размыв же косы Долгой с восточной стороны объясняется значительным поступлением донного материала на ее юго-западный берег (вследствие близости ракушечных полей). Процессы образования и развития аккумулятивных форм могут быть расшифрованы по расположению на них береговых валов (Буданов, 1957). Это не относится к косе Найденной и к пересыпи между оз. Ханским и Бейсугским лиманом, на которых валы вытянуты вдоль современной береговой линии, что говорит о решающей роли в их образовании поперечного перемещения наносов. Коса Найденная не перегородила устье лимана только потому, что здесь сгонно-нагонные течения повернули ее в сторону лимана (рис. 1). В формировании подводных продолжений кос южного берега Таганрогского залива, так называемых россыпей, решающее значение принадлежит

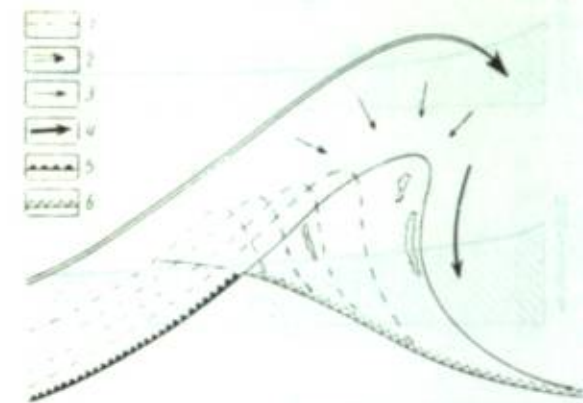


Рис. 3. Схема формирования кос северо-восточного берега Азовского моря.

1 — контуры предшествующих этапов развития косы и береговых валов на ее современной поверхности; 2 — направление вдольберегового течения при ветрах западной четверти и направление основного потока наносов; 3 — направление перемещения наносов при западном волнении; 4 — направление штормового течения в области аккумуляции наносов; 5 — активный и 6 — открытый клифы

золотому фактору. Воздействие устойчивых и сильных восточных ветров на этом берегу приводит к сдуванию песчаного и мелкого ракушечного материала с поверхности кос и отложению его на дне к западу от них.

Расчетами по методу И. В. Самойлова (1952) и ориентировочными подсчетами объемов ракушки на косах установлено, что ежегодное поступление материала на них (принимая период формирования кос равным примерно 5 тыс. лет) составляет 50—60 тыс. м³ (Невеский, 1958). На южный же берег Таганрогского залива ежегодно поступает 4—6 тыс. м³ ракушечного материала. По темпу нарастания берега у Ейского мола мощность вдольберегового потока наносов в Таганрогском заливе определяется равной 2 тыс. м³ в год. Средняя скорость отступления берегов на размываемых участках кос Таганрогского залива равна 1—2 м в год, а максимальная — 5 м. На корневых частях кос открытого морского побережья скорость размыва достигает 7—8 м в год. Скорость выдвигания берегов кос у их дистальных концов может достигать 10—20 м в год (Ясенская, Сазальницкая), но в среднем она равна 5—6 м. Полученные цифры хорошо укладываются с данными Н. Я. Данилевского (1869).

Абразионно-оползневой тип берега распространен по южному побережью Таганрогского залива, включая северный берег Ейского лимана. Его протяженность в годы с большим количеством осадков и усиленным

развитием оползней составляет 17% от общей длины береговой линии. Такой берег характеризуется большими высотами (до 45 м), наличием береговых оврагов и балок и широкими (до 50—60 м) песчаными пляжами с содержанием ракушки и гальки, ширина которых уменьшается в юго-западном направлении (восточнее сел. Семибалки, например, ширина пляжа равна 20—30 м, в районе Шабельска — 10—15 м, а у с. Глафировки — 2—5 м). Пляжи в основном формируются водно-эрозионными процессами, увеличивающими вынос песчаного материала из балок и оврагов к урезу. Уклоны дна в верхней части подводного берегового склона равны здесь 0,003—0,008, а средние — 0,002—0,003 (рис. 2, б). Чередование в береговых обрывах пород различной плотности и водопроницаемости (суглинков, скифских глин, аллювиальных песков и глин) создает благоприятные условия для развития оползней, морфология которых определяется в основном литологическим составом, высотой и крутизной берега, а также условиями увлажнения. Источники увлажнения оползневых склонов следующие.

1. Атмосферные осадки. Предшествующие наблюдениям годы характеризовались годовой суммой осадков 300—350 мм. Летом 1955 г. наблюдались остатки старых оползневых массивов, размываемых прибоем в периоды нагонов. В 1956 г. выпало более 600 мм осадков и большая их часть — в холодное время года, что обусловило сильное развитие оползневых явлений.

2. Воды моря, увлажняющие язык оползня или постоянно (если он выдвинут к урезу воды), или периодически (если оползневой склон защищен широким пляжем). В периоды сильных штормов происходит размыв оползневых языков и быстрое разрушение береговых обрывов вследствие уменьшения нагрузки в нижней части оползня.

3. Подземные воды, приуроченные к третичным и четвертичным отложениям. В водоносном горизонте танаисских слоев водосодержащими породами являются танаисские пески, а основным водоупором — песчанистые плотные аллювиальные глины той же серии осадков. Прослойки песчанистых глин в толще песков являются местными водоупорами и обуславливают наличие здесь от одного до трех водоносных горизонтов. Скифские глины являются водоупорами и не содержат постоянных водоносных горизонтов. Основной горизонт грунтовых вод приурочен к контакту лёссовидных суглинков с подстилающими их скифскими глинами.

В исследованном районе наблюдается большое морфологическое разнообразие оползней.

1) Поверхностные оползни (с неглубоким захватом пород по вертикали и плоскостью скольжения, секущей напластование пород), оползней оседания, осыпи, сльивы. Распространение их в длину ограничено оврагами и балками. Причиной образования таких оползней, помимо геологического строения и достаточной крутизны склона (40—50°), является сильное увлажнение берега атмосферными и грунтовыми водами, а фактором устойчивости служат пляжи. Механическое воздействие волн на них значительно лишь в период редких подъемов уровня моря на 1—1,5 м. Поверхностные оползни (рис. 4) распространены восточнее с. Семибалки.

2) Оползни-обвалы, параллельно-ступенчатые оползни (с глубоким захватом пород по вертикали). Юго-западнее с. Семибалки и с. Порт-Катон эти оползни образуют громадные амфитеатры, протяженностью соответственно в 7 и 16 км. Они не имеют ясных ограничений в длину и представляют собой сплошную оползневую зону, наибольшая ширина



Рис. 4. Поверхностный оползень

которой достигает 200 м. Ложе параллельно-ступенчатых оползней проходит в верхней части по суглинкам и скифским глинам, а в нижней — по серо-зеленым аллювиальным глинам (рис. 5). Такие оползни образуются при большой мощности суглинков и глин в береговых обрывах, значительной крутизне склона (до 90°), абразии оползневых языков, обуславливающей их движение, и смачивании морскими водами плоскости скольжения. Атмосферные и грунтовые воды способствуют, очевидно, их образованию, но не являются решающим фактором.

3) Пластические оползни (потоки, оплывины, сльвы), образующиеся в результате переувлажнения грунтов атмосферными водами.

4) Старые периодически активизирующиеся при увлажнении оползни, а также свежие — типа обвалов или нерезко выраженных ступенчатых оползней с плоскостью скольжения, лежащей ниже уровня моря. Такие оползни отмечаются на северном берегу Ейского лимана и в районе с. Глафировки.

Берег абразионно-оползневый типа приурочен к области с унаследованной тенденцией к поднятию, с чем, вероятно, связано наличие овражно-балочной сети, а также выходы в основании береговых обрывов песчано-глинистых отложений. Развитие берега идет путем совместного воздействия абразии, оползневых и эрозионных процессов при существенном значении перемещения наносов. Смещенные оползневыми явлениями блоки породы разрушаются прибойным потоком, причем в случае расположения ложа оползня ниже уровня моря каждая подвижка вызывает вспучивание дна залива по профилю оползня.

Благодаря мелководью и слабому волновому воздействию оползневые массы, сползающие к береговой черте в результате оползневых деформаций, размываются относительно медленно. Средняя скорость отступания берега здесь равна 1 м в год.

Абразионный тип берега развит на участках между аккумулятивными формами северо-восточного побережья Азовского моря. В пределах Та-



Рис. 5. Параллельно-ступенчатый оползень

гайрогского залива к этому типу относится южный берег Ейского лимана и участок между косами Ейской и Долгой (рис. 1).

Протяженность абразионных берегов составляет 30% от общей длины береговой линии. С учетом размываемых берегов кос и берегов, подверженных абразии в период нагонов, северо-восточное побережье Азовского моря испытывает постоянную или периодическую абразию на 75% своей длины.

Абразионный берег представляет собой вертикальную стенку, сложенную в основном четвертичными отложениями, высотой от 3 до 20 м. В основании обрыва имеется узкая волноприбойная площадка, местами прикрытая тонким слоем ракушечного песка, ракушки или гальки. Подводная абразионная терраса, выработанная в коренных глинах и суглинках, в верхней своей части вогнутая (уклоны от 0,002 до 0,1), а в средней — выпуклая (рис. 2, в). Средний уклон дна здесь такой же, как на аккумулятивных и оползневых берегах (0,002—0,003). На поверхности коренных пород начиная с глубины 1—1,5 м отлагается жидкий песчано-глинистый материал размываемых обрывов и дна.

В зависимости от высоты берега и литологического состава пород береговой обрыв имеет различную форму. В районе г. Приморско-Ахтарска берег высотой 3—5 м, сложенный лёссовидной глиной, имеет фестончатое расчленение. При высоте берега 6—10 м в основании обрыва образуются волноприбойные ниши (участок между станциями Должанская и Камышевская). Если нижняя часть берегового обрыва сложена более плотными глинами, ниши разделяются уступами, которые образуют ступень высотой 2—3 м от уровня моря (район Ахтарского маяка). Залегание в основании береговых обрывов высотой 10—20 м плотных скифских глин является причиной формирования уступа высотой от 2 до 5 м над уровнем моря (между станциями Камышевская и Шиловка) или двух уступов, если скифские глины подстилаются линзой аллювиальных плио-

ценовых глин (на участке Должанская — Ейск и южном берегу Ейского лимана).

Разрушение берега происходит путем обвала суглинков верхней части обрыва, потерявших упор вследствие абразии его основания. По части обрыва, потерявших упор вследствие абразии его основания. По наблюдениям 1956 г. объем отдельных обвалившихся масс колеблется от 5—10 м³ до 2—3 тыс. м³. Наибольшее количество обвалов и максимальные объемы их отмечены на участках Камышеватская — Должанская, Должанская — Ейск и Камышеватская — Шиловка. Средняя скорость абразии по всему побережью равна 3 м в год, а в районе Приморско-Ахтарска — 8 м в год (максимальная 16—18 м). За 40 лет берег здесь отступил на 500 м (Курило-Крымчак, 1938). Объем материала, поступающего на подводный береговой склон, составляет по нашим подсчетам 2—2,5 млн. м³. Однако эти цифры несколько занижены. Они взяты без учета материала, поступающего с берегов, размываемых только в периоды нагонов, и материала, смытого со склонов процессами денудации.

То, что изучаемое побережье расположено в области интенсивного погружения, и то, что оно сложено рыхлыми осадочными породами, обуславливает общее направление и быстрый темп развития берега. Особенности морфологии и динамики зависят от направления береговой линии по отношению к волновой равнодействующей и удаленности от ракушечных полей. К берегам открытого моря волны подходят под углом, близким к прямому, что в сочетании с нагоном обеспечивает значительную энергию волнения и преобладание поперечного перемещения наносов. Механическое раздробление и последующий размыв береговых пород усиливаются морозным выветриванием и увлажнением их в весеннее и осеннее время. Галька и гравий вместе с подаваемой к берегу ракушей включаются во вдольбереговое перемещение, а тонкий песчано-глинистый материал абразии берега сносится компенсационными течениями в глубоководную часть моря.

В годы с небольшим количеством атмосферных осадков процессы абразии преобладают над денудационными. Процессы абразии в сухие годы неактивны, так как в этом случае преобладает перенос сухих воздушных масс с востока (сгонные ветры). Влажные годы, особенно при выпадении осадков в холодные месяцы, характеризуются интенсивными оползневыми и абразионными процессами, так как преобладает перенос влажных воздушных масс с запада (дожди обычно сопровождаются западными штормами и нагонами воды). Соотношение абразии и денудации по сезонам представляется следующим образом. Зимой (в среднем 2—3 месяца в году) припай предохраняет берег от разрушения. Морозное же выветривание пород береговых обрывов облегчает и ускоряет процессы абразии в теплую половину года. Иными словами, зимой происходит подготовка материала к весне. Весной оттаивание и увлажнение грунта, а также начало деятельности западных волнений обуславливают максимальное развитие оползней и усиление абразии. Поперечное смачивание и обсыхание пород береговых обрывов в периоды сгонов и нагонов значительно активизирует процессы абразии; суглинок, плотный во влажном состоянии, после высыхания теряет устойчивость и легко разрушается (явление, аналогичное наблюдаемому на водохранилищах). Летом происходит перераспределение волнением материала, поданного весной в береговую зону в результате разрушения береговых обрывов. Ливневые осадки активизируют эрозионные процессы, увеличивая вынос песчаного материала к береговой линии. Преобладают волнения средней силы, формирующие неширокие пляжи на открытых берегах. Осенью грунт увлажняется и оползни активизируются. Возникают обвалы, значитель-



Рис. 6. Абразионный отступающий берег

ная абразия. Вследствие увеличения плотности биомассы основных биоценозов возрастает количество ракуши, подаваемой к берегу.

Береговая линия на абразионных участках северо-восточного берега быстро отступает. Она проходит через территорию города Приморско-Ахтарска, приближается к г. Ейску, станциям Должанской, Камышеватской и другим населенным пунктам. Земельные угодья расположенных вдоль берега колхозов ежегодно сокращаются в среднем на 10 га, а на одном из интенсивно отступающих участков берега, между ст. Камышеватской и хутором Шиловкой, в 1956 г. площадь их сократилась примерно на 30 га. Интенсивное отступление берега в районе г. Приморско-Ахтарска (рис. 6) вследствие сочетания особенно благоприятных условий абразии (быстрое погружение со скоростью до 5 м в год, низкий берег, большая величина нагонов не только при западных и юго-западных, но и при северо-западных ветрах, расположение участка нормально к равнодействующей волнения), потребовало немедленных мер по его укреплению. Начатые в 1957 г. берегоукрепительные работы, состоящие в защите береговой полосы протяженностью 1,5 км сваями, насыпкой гравия и бетонными плитами, неэффективны, так как эти сооружения разрушаются еще в процессе строительства. Воздействие прибойного потока и деформация грунтов вследствие периодического смачивания и осушения, а также замерзания и оттаивания их, лишают устойчивости бетонные плиты. В то же время наличие потока наносов в этом районе позволяет применить активные методы берегоукрепления (сооружение серии поперечных бун). Учитывая небольшую мощность потока наносов, необходимо дополнить буны продольными укреплениями (волноломами, наброской каменных глыб или плит бетона) и засыпать ракушей межбунные промежутки. Пляжи шириной 20—30 м могут стабилизировать неоползневые берега.

Метод защиты берега с применением буи и искусственным заполнением межбуиных промежутков разработан и успешно применяется на Черном море (Жданов, 1956) в условиях галечного потока наносов и волнений значительной силы. Несмотря на различные условия, он может дать положительные результаты и на северо-восточном берегу Азовского моря, где материал потока наносов (ракуша) достаточно крупный. Хотя ракуша стирается легче, чем галька, но она подвергается здесь воздействию значительно более слабых, чем на Черном море, волнений. Буи целесообразно делать из дерева (в виде свайных частоколов), что вполне возможно и экономически выгодно, так как древоточцев здесь нет, а напоры льда бывают редко (Аксенов, 1955). Материалом для подводных волноломов может служить известняк берегов Керченского пролива или южного берега Азовского моря к западу от него; волноломы из бетонных массивов экономически менее выгодны. Ракушу для засыпки межбуиных карманов следует брать с аккумулятивных участков берега, имеющих постоянную подачу материала.

Ракуша и песок широко используются в строительстве. В продолжение всего года этот материал вывозится бесконечным потоком машин со всех кос Азовского моря. Необходимо запретить изъятие пляжевого материала с участков, испытывающих дефицит наносов, и, в частности, с пересыпи оз. Ханского в районе хутора Шиловки, где сейчас существуют большие карьеры, с южной части косы Ясенской, с восточного берега косы Долгой и с морских берегов кос Ейской, Найденной, Сазальницкой, Чумбурской и Очаковской. Разрешить вывоз ракуши и песка можно с оконечностей и восточных берегов всех кос, кроме Долгой, на которой для этой цели может быть использован юго-западный берег (на расстоянии не менее 5—6 км от места причленения ее к коренному берегу). Отсюда же можно производить выемку ракуши и песка для засыпки на укрепляемых участках берега.

ЛИТЕРАТУРА

- Аксенов А. А. Морфология и динамика северного берега Азовского моря. Труды Гос. океанограф. ин-та, вып. 29 (41), 1955.
- Буданов В. И. К динамике берегов восточного Приазовья. Труды Ин-та океанол. АН СССР, т. XXI, 1957.
- Воробьев В. П. Бентос Азовского моря. Труды АзЧерНИРО, вып. 13, 1949.
- Данилевский Н. Я. Исследования о Кубанской дельте. 1869.
- Жданов А. М. Укрепление берегов с галечными наносами буями полного профиля. Труды Океанограф. комиссии АН СССР, т. 1, 1956.
- Зенкович В. П. Динамика и морфология морских берегов. Изд-во Морской транспорт, 1946.
- Зенкович В. П. О селекцию материала наносов на оконечностях морских кос. Труды Ин-та океанол. АН СССР, т. XXI, 1957.
- Курило-Крымчак И. П. К изменению береговой линии в западном Приазовье. Изв. Гос. геогр. об-ва, 1938, № 6.
- Невесский Е. Н. К вопросу о новейшей Черноморской трансгрессии. Труды Ин-та океанол. АН СССР, т. XXVIII, 1958.
- Панов Д. Г. Формы разрушения берегов Цимлянского водохранилища. Природа, № 8, 1956.
- Самойлов И. В. Устья рек. Географгиз, 1952.

В. Л. Болдырев, Е. Н. Невесский

(Институт океанологии АН СССР)

ЗАПАДНЫЙ ТЕМРЮКСКИЙ ПОТОК ПЕСЧАНЫХ НАНОСОВ

Береговыми исследованиями, проводившимися Черноморской станцией Института океанологии АН СССР в 1953—1955 гг., было установлено, что косы Керченского пролива представляют собой отмирающие аккумулятивные формы (Болдырев, 1958). Однако самая крупная из них — коса Чушка, отходящая от северо-западной лопасти Таманского полуострова, — является активной, о чем свидетельствует общее стабильное положение ее западного берега. Строение косы показывает, что она образовалась в результате поступления наносов с прилегающего к ней участка коренного берега, а сохранившиеся с восточной стороны косы многочисленные древние дистальные отростки фиксируют стадии последовательного ее нарастания (Зенкович, 1946).

Коса Чушка сложена песчано-ракушечным материалом. В прикорневой ее части имеется значительная примесь мергелевой и известняковой гальки, к оконечности кварцевый песок пляжа постепенно сменяется ракушей, и на дистальном конце современные береговые валы состоят уже исключительно из ракуши. Положение и конфигурация косы свидетельствуют об однонаправленном поступлении наносов со стороны Азовского моря. Вдоль западного берега косы идет песчаный поток наносов, в которых преобладает тонкий материал (фракция 0,25—0,1 мм составляет 75—90% от общего веса осадка, а крупный ракушечный материал — менее 10%). Мелкозернистый песок занимает всю зону вдольберегового перемещения от уреза и до глубин 4—5 м. Песчаным материалом сложены и подводные валы, прослеживающиеся вдоль западного берега косы. Ближе к берегу количество ракуши в составе наносов возрастает и достигает на пляже 30—40%.

Существовало предположение, что коса Чушка в настоящее время питается песчаными наносами за счет абразии непосредственно прилегающего к ней участка коренного берега. Этот участок, окачивающийся м. Ахиллеон, на протяжении 3,5 км сложен толщей глинистых отложений с небольшими прослоями песка, перекрываемой сверху лёссовидными суглинками. Примерно 15 лет тому назад этот берег интенсивно абрадировался и отступал со скоростью до 2 м в год. Однако после заполнения песчаным материалом входящего угла у причала, построенного в годы Отечественной войны близ корня косы, абразия прекратилась, и у подножья абразионного уступа на протяжении более 2 км образовался широкий песчаный пляж. В настоящее время воздействию волн подвержен только непосредственно прилегающий к м. Ахиллеон участок коренного

берега протяжением всего около 1,5 км. Здесь размывается глинистая толща с незначительными включениями песка. Таким образом, этот участок не может служить сейчас источником значительных масс песка, питающих косу Чушка.

К востоку от м. Ахиллеон также находится участок абразионного берега. Геология этого района достаточно полно освещена в работах



Рис. 1. Выступающий абразионный участок берега с м. Каменным (на переднем плане) и м. Пеклы (на втором плане), осложненном оползнями (по материалам аэрофотосъемки)

И. М. Губкина (1913), И. М. Губкина и М. И. Варенцова (1935) и др. В плане участок между мысами Ахиллеон и Пеклы образует две вогнутости, разграниченные резко выступающим в море м. Каменным, где к уезу выходят прочные известняки. Берег в вогнутостях сложен глинистыми породами и осложнен мощными оползнями (рис. 1), которые в настоящее время в большинстве случаев неактивны (поверхность их покрыта дерновиной и местами заросла кустарником). Лишь изредка наблюдаются сльвы глинистого материала, которые иногда достигают пляжа и быстро размываются волнами. Абразия подвержена только концевые части оползневых языков. В верхней части склона (в плоскости отрыва оползневых тел) имеются прослойки кварцевого песка в виде небольших быстро выклинивающихся линз. В период активной абразии данного участка берега песчаный материал мог поступать отсюда на питание косы Чушка. Однако сейчас в связи с малой активностью оползней и слабой абразией весь выступающий участок берега с мысами Пеклы, Каменный и

Ахиллеон не может служить основным источником песчаных наносов, питающих косу. Остается предположить, что песчаные наносы поступают на Чушку из Темрюкского залива в обход указанного выступа берега. Существует целый ряд предпосылок и данных, подтверждающих это предположение.

Берег южной части Темрюкского залива от порта Темрюк до м. Пеклы является сложным выровненным и в плане имеет вид пологой выровненной дуги. Аккумулятивные участки чередуются здесь с абразионными, но вдоль всего берега тянется песчано-ракушечный пляж, который прерывается только устьем Пересыпского гирла. Естественно, что перерыв пляжа в зоне устья затрудняет береговое перемещение наносов, но условия для перемещения их по дну сохраняются. Об этом свидетельствуют, в частности, идущие параллельно берегу два подводных песчаных вала, которые обходят гирло, лишь несколько отклоняясь в сторону моря. Подводные валы прослеживаются вдоль всего участка с мысами Пеклы, Каменным и Ахиллеон, причем первый от берега вал постепенно выходяживается и западнее м. Каменного остается уже только один вал.

Строение берега и подводного берегового склона южной части Темрюкского залива, а также абразионного участка между мысами Пеклы и Ахиллеон и особенно наличие подводных песчаных валов на последнем участке, свидетельствуют, с одной стороны, о значительных запасах песчаного материала на всем протяжении подводного берегового склона рассматриваемого участка и, с другой — о непрерывном поступлении наносов на выступающий участок с мысами. Действительно, если бы на этот участок песок не поступал, то весь песчаный материал вскоре был бы с него снесен на восток, в сторону Темрюкского залива, и на юго-запад, к косе Чушка. В этом случае подводные валы и пляжи были бы размывы, дно и берег лишились бы их защиты и на выступающем участке наблюдалась бы интенсивная абразия и активные оползневые процессы. Но темп абразии на этом участке, как уже указывалось, невелик. Следовательно, песчаный материал непрерывно поступает сюда из Темрюкского залива. С другой стороны, здесь не отмечается прогрессирующего накопления наносов, а следовательно, имеет место транзит песчаного материала вдоль берега в сторону Керченского пролива.

Выносу песчаного материала за пределы дуги Темрюкского залива способствуют сильные вдольбереговые течения, обычно возникающие у отмелого берега. Р. Я. Княпом (1952) было установлено, что в случаях, когда вдоль контура дуги песчанного берега образуется течение, вызванное косым штормовым волнением, наносы проходят транзитом вдоль всего открытого бухтового участка и выносятся за его пределы, а не накапливаются в вершине бухты, как это происходит на галечных берегах. Такие течения уподобляются речному потоку в изгибе русла, который, прижимаясь в вершине излучины к берегу, производит его размыв (Зенкович, 1954). Возникновение сильных вдольбереговых течений, проходящих по дуге южной части Темрюкского залива с востока на запад, определяется режимами местных ветров и волнений. По Л. Я. Апостолу (1926), юго-восточная часть Азовского моря (район Темрюка и Ахтарей) является наиболее ветренным местом Северного Кавказа, причем в Темрюке преобладают восточные (40%) и юго-западные (28%) ветры. Исходя из этих данных, А. Ф. Флеров (1931) считает, что от середины Темрюкского залива часть наносов идет на северо-запад, а часть — на север, к м. Ачуевскому. По расчетам А. И. Симонова (1958), максимальное значение моментов ветров приходится на восточные и северо-восточные

рукав) до м. Ахиллеон и далее на юг, вплоть до конца косы Чушки, показал, что и здесь прослеживается песок кубанского происхождения с характерным для него комплексом тяжелых минералов. Однако по протяженности донной песчаной полосы минералогический состав песков меняется (рис. 3).

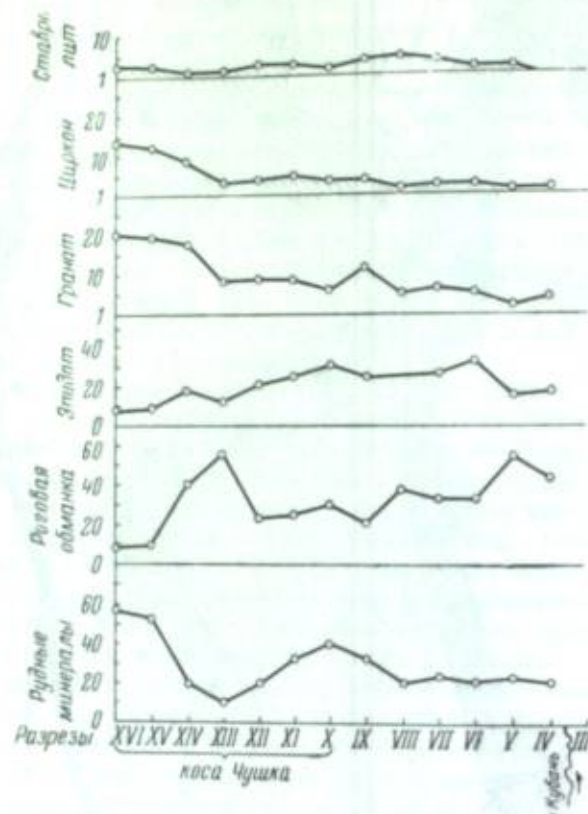


Рис. 3. График содержания некоторых минералов в песках Западного Темрюкского потока наносов (условно линия берега спрямлена, а интервалы между разрезами приняты равными)

Так, в непосредственной близости к устью Кубани минералогический состав морских наносов на глубине 3 м (см. рис. 3, разрез IV) мало чем отличается от состава аллювиальных песков самой реки. На разрезе V (глубина 2 м) комплекс тяжелых минералов остается почти неизменным. Однако здесь появляется довольно специфический минерал — ставролит, нехарактерный для аллювия Кубани. Это указывает на появление какого-то нового источника поступления обломочного материала. В образцах, взятых на глубинах 2—3 м дальше к западу, ассоциация тяжелых минералов почти тождественна предыдущей. По-прежнему ведущими минералами остаются роговая обманка, рудные, эпидот и гранат. Однако, начиная с разреза VI и в особенности против участка между мысами Пеклы и Ахиллеон и на самой косе Чушка несколько большую роль начинают играть такие минералы, как циркон, турмалин, апатит, ставролит, гиперстен и титанит.

Изучение песков коренных пород, отобранных в уступах абразионного берега между мысами Пеклы и Ахиллеон, показало, что комплекс тяже-

лых минералов, характеризующих эти пески, также весьма близок к комплексу современного аллювия Кубани (рис. 4). Так, в тяжелой фракции песков, взятых у м. Пеклы, содержится роговой обманки 27%, рудных минералов 30%, эпидота 20%, граната 9%, апатита 2%, сильно выветрившихся неопределимых зерен 10%. Отмечены циркон, рутил, титанит, ставролит, слюды и другие минералы. По возрасту эти пески являются чаудинскими, о чем свидетельствует обнаруженная здесь фауна (*Didacna ex. gr. crassa*, *Monodacna sp.*, *Viviparus Micromelanea Valvata*, *Unio* и др.). Окатанность рассматриваемых песков низкая, а сортировка хорошая ($S_0 = 1,3$). На некоторых участках они косословисты и содержат плохо окатанную глиняную гальку. Все это указывает на то, что донные пески были весьма слабо переработаны в водной среде; по-видимому, они отложились в условиях речной дельты.

В песках, взятых в береговом устье к юго-западу от м. Ахиллеон, отмечена следующая ассоциация тяжелых минералов: рудные—38%, роговая обманка—23%, эпидот—11%, гранат—8%, циркон—5%, рутил—2%, силиманит—2%, сильно выветрившихся неопределимых зерен—8%. Кроме того, присутствуют ставролит, гиперстен, титанит, апатит, турмалин, слюды и ряд других. Окатанность и сортировка песков здесь низкая ($S_0 = 1,7$). Они сильно ожелезнены и изредка включают гальку и песчаные конкреции. Обнаруженная фауна [*Dreissena polyomorpha*, *Dr. rostriformis*, *Viviparus*, *Monodacna sp.*, *Adacna* (из гр. *Plicata*), *Unio* и др.] также свидетельствует об их чаудинском возрасте.

Отмеченные выше признаки как литологические, так и фаунистические позволяют считать, что пески м. Пеклы очень близки как по условиям образования, так и по возрасту пескам м. Ахиллеон. По-видимому, они возникли в сложных условиях дельты Палео-Кубани в эпоху низкого стояния уровня чаудинского бассейна (Муратов, 1951).

Абразионный участок между мысами Пеклы и Ахиллеон, а отчасти и участок, лежащий к востоку от м. Пеклы, являются в настоящее время источником некоторого поступления терригенного материала в море. Правда, количество этого материала, как отмечалось выше, невелико. Кроме того, он близок по составу к кубанским пескам, но все же имеет некоторые специфические черты, и его влияние в какой-то степени сказывается на составе тяжелых минералов Темрюкского потока наносов.

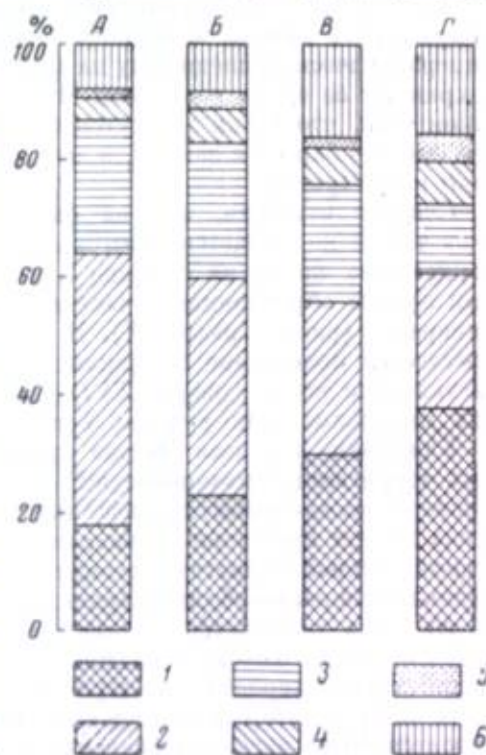


Рис. 4. Сравнительный минералогический состав аллювия Кубани (А), песков Западного Темрюкского потока наносов (В) и коренных пород береговых обрывов в районе м. Пеклы (В) и м. Ахиллеон (Г).

1 — рудные минералы, 2 — роговая обманка, 3 — эпидот, 4 — гранат, 5 — циркон, 6 — прочие минералы

Влияние именно этого источника приводит к повышению роли таких минералов, как ставролит, циркон, апатит, гранат, турмалин, гиперстен и титанит на рассмотренном участке берега и на самой косе Чушка.

Таким образом, проведенные исследования позволяют утверждать, что Темрюкский поток имеет два источника питания: основной — р. Кубань и подчиненный — абразионный участок между мысами Пеклы и Ахиллеон.

Характерно, что кубанские пески, образующие основную массу Темрюкского потока в вершине залива, приобретая отмеченную выше минералогическую специфику на абразионном участке Пеклы—Ахиллеон, сохраняют ее вдоль всей косы Чушка. Это служит прямым доказательством того, что пески движутся от вершины Темрюкского залива вдоль его южного берега к западу, а за м. Ахиллеон поворачивают на юг и питают косу Чушка.

Следует отметить, что на самой косе минералогический состав песков также не остается постоянным. Анализы показали, что в прикорневой ее части, на глубине 2 м, преобладает комплекс, обнаруженный против абразионного участка, но с некоторым повышением рудных минералов (рис. 3, разрез X). В средней части косы на той же глубине отмечается повышение содержания роговой обманки (разрез XIII), а у дистального конца (разрез XVI) заметно увеличивается количество таких минералов, как рудные, гранат, циркон.

Учитывая, что коса Чушка имеет только один источник питания и весь терригенный материал, который идет на ее построение, поступает с севера, можно отнести указанные отличия в составе тяжелой фракции песка за счет продольной минералогической дифференциации, начальным этапом которой является, по-видимому, некоторое повышение количества рудных минералов вблизи корневой части косы. В процессе перемещения на юг здесь отмечается оставание части тяжелых минералов от общей массы остального песка и относительная концентрация их в наносе. Этому способствуют, вероятно, и периодические локальные размывы корневой части косы, о которых несколько подробнее будет сказано ниже. К югу уносится более легкая, а следовательно, и быстрее переходящая во взвесь (благодаря своему габитусу) часть тяжелой фракции, в частности роговая обманка, которой и обогащаются пески в средней части косы.

На дистальном конце косы происходит новое обогащение песков тяжелыми минералами за счет уноса далее в море относительно более легких компонентов. В процессе минеральной сепарации, происходящей на оконечности косы, по-видимому, значительную роль играет течение, возникающее при волнении, идущем из открытого моря. Струя вдольберегового течения, обладая инерцией, не может резко изменить направление своего движения у оконечности косы и увлекает более легкие зерна песка за собой.

В то же время скорость течения при его диффузии за оконечностью косы резко снижается, что и вызывает выпадение здесь из потока наиболее тяжелых минералов. Подобный процесс селекции наносов по крупности на оконечностях некоторых морских кос отмечался В. П. Зенковичем (1957), а также Ф. А. Щербаковым (1958). Образованию повышенных концентраций особо тяжелых минералов на оконечности Чушки способствует, по-видимому, и процесс частичного размыва дистального конца, начавшийся в последние годы в связи с постройкой молв порта Кавказ и причальных сооружений в южной части косы.

Таким образом, западный Темрюкский поток наносов, основную массу которого составляет кубанский материал, по минералогическому составу

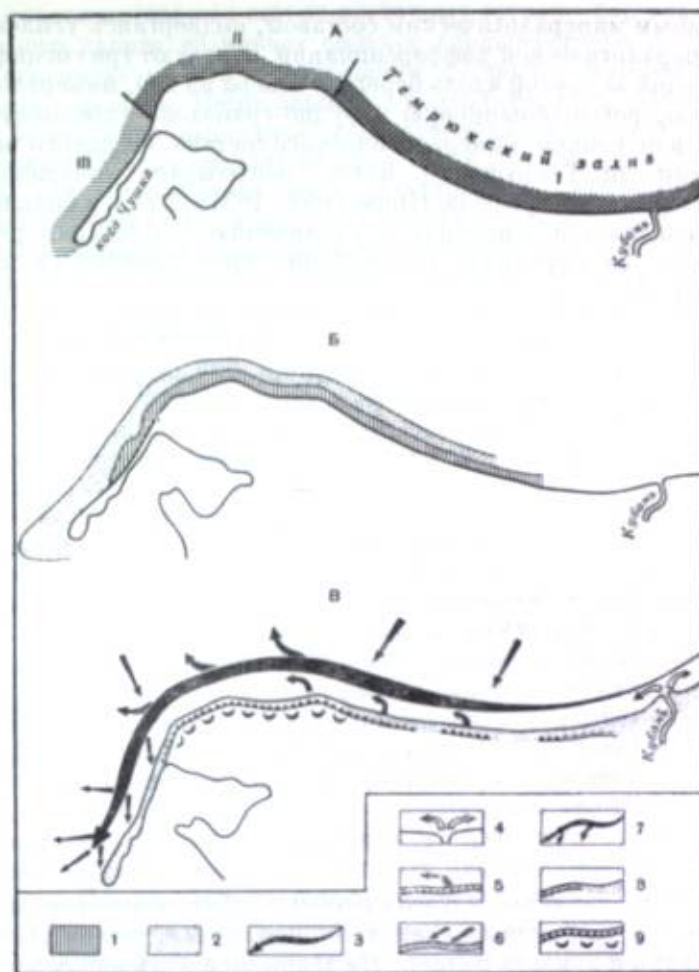


Рис. 5. Продольная (А) и поперечная (В) минералогическая дифференциация в песках Западного Темрюкского потока наносов и схема динамики берега на его пути (В).

I, II, III — участки, характеризующиеся специфическими комплексами тяжелых минералов; 1 — пески верхней части профиля подводного берегового склона, обогащенные роговой обманкой и виадомом, 2 — пески нижней части профиля, обогащенные рудными минералами, гранатом и цирконом, 3 — Западный Темрюкский поток песчаных наносов (толщина стрелки соразмерна емкости потока), 4 — поступление аллювия Кубани, 5 — поступление наносов за счет абразии берега (черными зубчиками показан активный клиф, белыми — отмерший); 6 — поступление ракушка со дна, 7 — выпадение наносов из потока, 8 — пляж перед клифом и перемычки, 9 — оползни на абразионных участках, осложняющие береговые обрывы

можно разделить на три участка (рис. 5, А). На первом (I) — от устья Кубани до м. Пеклы — доминирует чисто кубанский материал, хотя в западной части к нему начинают примешиваться минералы, чуждые современному кубанскому материалу (ставролит). На втором (II) — от м. Пеклы до корневой части Чушки — господствует также кубанский материал, однако с явным увеличением ряда отмеченных выше минералов, поступающих в поток за счет абразии коренного берега. Наконец, на третьем (III), охватывающем все протяжение косы Чушка, кубанские пески с несколько

видоизмененным минералогическим составом, подвергаясь усиленной продольной минералогической дифференциации, образуют три специфических, следующих одна за другой вдоль берега (с севера на юг), минералогических зоны: рудную, роговообманковую и рудно-гранатово-цирконовую. Одновременно с изменением минералогического состава песчаного материала по протяженности Темрюкский поток испытывает минералогическую дифференциацию и по профилю (Невесский, 1951). Здесь с большой отчетливостью проявляется тенденция к увеличению содержания ряда минералов на больших глубинах, что особенно ярко проявилось на шестом разрезе (табл. 1).

Таблица 1
Изменение процентного содержания минералов тяжелой подфракции по разрезу VI

Минерал	Глубина, м		
	2	5	7
Рудные минералы	20	37	32
Роговая обманка	33	17	24
Эпидот	34	18	21
Гранат	5	9	10
Циркон	1	5	8
Рутил	—	2	2
Титанит	—	—	2
Прочие минералы	7	12	1

Как видно из таблицы, с увеличением глубин возрастает количество таких минералов, как рудные, гранат, циркон, рутил, титанит. Содержание роговой обманки и эпидота падает. Эта закономерность наблюдается вдоль всего изученного участка. По-видимому, такая сепарация связана с гранулометрической дифференциацией терригенного материала по склону, которая выражена на данном участке весьма отчетливо. На больших глубинах залегают более мелкозернистые наносы, в которых сосредотачиваются минералы с малыми размерами кристаллов, как, например, рудные, циркон, гранат, рутил, титанит. Исследования под микроскопом показали, что средний размер кристаллов этих минералов, как правило, значительно уступает среднему размеру кристаллов эпидота и роговой обманки.

Таким образом, западный Темрюкский поток наносов может быть в минералогическом отношении разделен на две полосы. В одной (на глубинах 5—7 м) залегают мелкозернистые осадки ($Md_{cp} = 0,04$), относительно обогащенные цирконом, гранатом, рудными минералами. В другой (на меньших глубинах) залегают более крупнозернистые пески ($Md_{cp} = 0,14$), обогащенные роговой обманкой и эпидотом. Интересно, что на оконечности косы Чушка полоса песков, обогащенных рудными минералами, цирконом и гранатом, расширяется, захватывая зону меньших глубин и более крупнозернистых песков (см. рис. 5, Б). Такое же явление, правда, менее ярко выраженное, наблюдается и у корневой части косы.

В связи с изложенным выше процесс перемещения песка по дуге Темрюкского залива и подачи его на Чушку представляются нам следующим образом.

При продолжительных северо-восточных ветрах у берегов южной части Темрюкского залива возникает сильное вдольбереговое течение, которое играет основную роль в перемещении песчаного материала в сторону Керченского пролива. Песок движется вдоль берега (см. рис. 5, В) широкой полосой и частично выносится этим течением за пределы дуги залива. За м. Пеклы часть его оседает на дно в связи с падением скорости течения, и полоса песчаного грунта здесь расширяется. Остальной песок переносится далее к западу и оседает уже с подветренной стороны м. Ахиллеон, где им поддерживается существование донной аккумулятивной формы. Показательно, что на участках падения скорости вдольберегового течения и аккумуляции части песчаного материала на подводном береговом склоне в составе наносов резко возрастает количество мелкозернистого песка. Так, у м. Пеклы (см. рис. 2, а, разрез VII, ст. 3), у м. Ахиллеон (см. рис. 2, а, разрез VIII, ст. 3) и с подветренной стороны от последнего (см. рис. 2, а, разрез IX, ст. 3) содержание мелкозернистого песка в непосредственной близости от берега (на глубине 0,5—1,0 м) увеличивается до 90%.

Основная подача песка от м. Ахиллеон на косу Чушка осуществляется уже при северном и северо-западном волнении. Но часть материала поступает на косу и при северо-восточных ветрах, так как развиваемые ими волны испытывают значительную рефракцию у выступающего участка берега с мысами Пеклы, Каменным и Ахиллеон. Неоднократными измерениями направлений ветра и волн у корневой части Чушки установлено, что угол между ними может достигать 70° . Интересно заметить, что возникающие при тех же ветрах в Динском заливе местные волны подходят к восточному берегу Чушки у ее корня от южных румбов, т. е. навстречу волнам, распространяющимся у западного берега косы.

Донная аккумулятивная форма у м. Ахиллеон является, таким образом, своеобразным складом песчаных наносов, подаваемых отсюда далее на косу Чушка. Продолжительные северные и северо-западные волнения могут повести к размыву как этой формы, так и песчаных отложений на выступающем участке берега, особенно против мысов Ахиллеон, Каменного и Пеклы, так как при волнении этих направлений песчаный материал будет сноситься в обе стороны от выступа. В дуге южной части Темрюкского залива в этом случае будет отмечаться перемещение песка в восточном направлении. После серии волнений северо-западного и особенно западного направления против мысов может наблюдаться появление значительных участков скалистого и глинистого бенча. После северо-восточных ветров по возобновлении транзита песчаных наносов из Темрюкского залива эти участки дна снова перекрываются песком и над поверхностью песчаных отложений лишь местами выступают отдельные скалы и подводные камни, особенно в непосредственной близости от берега против мысов.

В соответствии с двумя господствующими направлениями ветра и волнения по дуге залива мигрирует и пляжевый ракушечный материал. Однако перед мысами значительная часть ракушки задерживается, в то время как песок, перемещающийся по дну, обтекает их более или менее свободно. Этим и объясняется резкое возрастание ее количества на пляже у таких участков берега.

В Темрюкском заливе ракушечный материал мигрирует в широкой зоне от м. Пеклы вплоть до устья Кубани у Темрюка, а возможно, и к северу от дельты Кубани, но эти две зоны разделены выдвинутой далеко в море Кубанской дельтой (см. рис. 2, а), в связи с чем невоз-

можен переход его из южной части залива в северную и обратно. Миграция пляжевого материала по дуге южной части залива способствует заполнению входящего угла у западного мола Темрюкского порта, где образовалась широкая надводная аккумулятивная терраса, сложенная исключительно из ракушки.

Для мелкозернистого песчаного материала, перемещаемого в широкой зоне дна, молы Темрюкского порта и дельта Кубани не могут служить существенной преградой, в связи с чем он мигрирует по всей дуге Темрюкского залива. Небольшие местные миграции пляжевых наносов открываются и на выступающем участке берега с мысами Пеклы, Каменным мечают и на выступающем участке берега с мысами Пеклы, Каменным мечают и Ахиллеон. Здесь пляжевый материал мигрирует в приузловой части небольших пологих вогнутостей берега, заключенных между мысами (рис. 1). После северо-восточных ветров и волнений наносы перемещаются в западном направлении, что приводит к расширению полосы пляжей в западных частях вогнутых участков. При северном и северо-западном волнении пляжевые наносы сносятся в обе стороны от наиболее выдвинутого в море м. Каменного. К востоку от него они скапливаются у м. Пеклы, а к западу движутся в том же направлении, что и в предыдущем случае. Это может создать впечатление того, что наносы пляжа здесь постоянно перемещаются в разных направлениях. Однако распределение их на данном участке полностью зависит от направления последнего действовавшего в этом районе волнения.

Пульсирующая подача наносов на косу Чушка, зависящая от попеременного действия северо-восточных и северо-западных ветров, отражается на динамике ее западного берега, вызывая периодические локальные размывы и намывы пляжа и прилегающей части дна. Наибольшие размывы берега наблюдаются обычно при сильных штормовых нагонах после длительного отсутствия северо-восточных ветров, что приводит к некоторому дефициту наносов на косе. Но после размыва берег быстро восстанавливается за счет подачи на косу наносов с донной аккумулятивной формы у м. Ахиллеон при северном и особенно северо-западном волнении, когда прекращается транзит песка из Темрюкского залива. Объем песчаных наносов, периодически поступающих на Чушку из Темрюкского залива, по-видимому, невелик. Судя по заполнению входящего наветренного угла у порта паромной переправы на корне косы, он исчисляется несколькими десятками тысяч кубических метров в год и немного возрастает только в годы с сильными и продолжительными ветрами восточной и северной четвертей, когда транзит материала из Темрюкского залива увеличивается.

В процессе развития береговой зоны района состав питающих косу наносов изменился так же как и сами источники питания и характер поступления на нее обломочного материала. В первый период коса Чушка питалась в основном материалом абразии коренного берега северо-западной лопасти Таманского полуострова (Зенкович, 1946), а также, по-видимому, ракушечным материалом абразии коренного берега северо-западной части Азовского моря. Впоследствии в результате отступления коренного берега, выполнения Темрюкского залива песчано-ракушечными наносами и выравнивания береговой линии, создались условия для транзита наносов с соседнего участка побережья, а затем и из Темрюкского залива. Совсем недавно в составе наносов, поступающих на косу, преобладал, вероятно, ракушечный материал, так как еще в 20-х годах область мелкого ракушечника распространялась вдоль всего берега от м. Ахиллеон до Ахтарей в зоне изобат 0—2 м (Ратманов, 1929; Данилевский, 1869). В 20-х годах мелкий песок, как об этом можно судить по данным Г. Е. Рат-

манова (1929), не образовывал сплошной полосы в прибрежных участках дна, а прослеживался лишь на двух отдельных участках: в районе Кучугуры — м. Пеклы и от Голубицкого маяка до Куликовского гирла (рис. 2, б). Мелкий песок на первом участке — явно абразионного происхождения; в настоящее время здесь имеются выходы кварцевого песка на подрезаемых морем коренных останцах. Песчаный же материал второго участка, по-видимому, аллювиального происхождения, так как исследования Г. Е. Ратманова захватили один из первых этапов выполнения дуги Темрюкского залива аллювием Кубани. Но уже в этот период в море поступало достаточное количество песчаного материала. Г. Е. Ратманов совершенно справедливо считал, что именно мелкий кубанский песок, обходящий головы молы Темрюкского порта, заносит подходящий канал к порту.

Песчаный материал стал выноситься Кубанью непосредственно в Азовское море после 1909 г. До этого Петрушин рукав ее впадал в Курчанский лиман, где и оседал весь материал твердого стока, за исключением самых тонких илестых частиц (Самойлов, 1952; Симонов, 1958). Вынос песка в море привел к постепенному замещению в прибрежной зоне ракушечного материала песчаным. Сильно изменился и состав пляжевых наносов. Если в 1927 г. вдоль берега шел пляж, сложенный почти исключительно ракушкой (более 90%), то сейчас ее количество уменьшилось до 30—50%. В 1927 г. песчаный и ракушечный материал сменялся илами на глубине 4—5 м, а на глубине 6 м уже был распространен «чистый темно-синий ил». К 1954 же году граница илов оказалась «сдвинутой» на глубину 7—8 м за счет расширения зоны песчаного материала (см. рис. 2, а, б). Лишь в зоне, непосредственно прилегающей к дельте Кубани, наблюдается такое же, как в 1927 г., сильное заиление. Терригенный материал, выносимый в настоящее время Кубанью, оседает непосредственно в районе дельты, наращивая ее надводную и подводную части. Оседающий на дно песок идет на формирование приустьевых баров, глубина над которым в конце лета не превышает 0,4 м. По мере нарастания надводной части дельты отодвигается дальше в море и приустьевый бар. По данным А. И. Симонова (1958), дельта выдвигается в море в среднем на 70 м в год. По его же расчетам твердый сток Петрушина рукава равен примерно 2000 тыс. м³ в год, что составляет 53% общего твердого стока Кубани (47% идет в Ахтанизовский лиман). Песчаного и крупноалевритового материала, выносимого Кубанью во взвеси, в общей массе твердого стока содержится 2—3%. Весь этот материал (от 40 до 60 тыс. м³ в год) выносится в море и оседает на значительной площади прибрежной части дна.

Кроме того, Кубань выносит ежегодно до 80 тыс. м³ влекомого песка (фракция 0,5—0,25 мм), который наращивает надводную часть дельты и частично оседает на приустьевом баре, откуда мигрирует в разные стороны, но преимущественно вдоль берега, как это отмечал еще Г. Е. Ратманов (1929). Таким образом, непосредственно на выполнение дуги Темрюкского залива, наращивание дельты и во вдольбереговой поток наносов попадает от 120 до 140 тыс. м³ песка в год.

Учитывая объем наносов, ежегодно поступающих на Чушку (судя по заполнению входного наветренного угла порта Кавказ, их количество равно, примерно 80 тыс. м³ в год), можно прийти к выводу, что выполнение дуги Темрюкского залива к настоящему времени почти закончилось. Ее подводный береговой склон и контур берега (в южной части) близки к состоянию динамического равновесия, а преобладающая часть выносимого Кубанью в море песчаного материала проходит транзитом вдоль

П. А. Каплин и Е. Н. Невеский

(Институт океанологии АН СССР)

К ВОПРОСУ О ВЫСОТАХ ЧЕТВЕРТИЧНЫХ МОРСКИХ ТЕРРАС СУДАКСКОЙ БУХТЫ

Колебание высот морских террас считается одним из важнейших показателей дифференцированных тектонических движений побережий. Однако в ряде работ указывалось, что при анализе террасовых уровней необходимо учитывать не только дифференцированные тектонические движения, но и другие факторы, и в первую очередь особенности динамики и морфологии берега (Марков, 1934; Зенкович, 1945). К сожалению, последнее редко принимается во внимание в геологических исследованиях. Примером этому могут служить статьи о побережье Черного моря и, в частности, в районе Судакской бухты, расположенной в восточной части Южного Крыма.

Впервые террасы Судакской бухты были исследованы Н. И. Андрусовым (1912), отметившим здесь четыре террасовых уровня. Б. Ф. Добрынин (1941) выделил в бухте восемь террас, из которых наиболее молодая имеет отметки 4 м, а наиболее высокая — 170—205 м. Оба исследователя предполагают, что в новейшее время в результате резких дифференцированных вертикальных тектонических движений побережья террасовые уровни были сильно деформированы. По мнению Б. Ф. Добрынина (1941)¹, эти движения обусловили неодинаковую высоту различных участков второй (караиатской) морской террасы, низший уровень которой в восточной части Судакской бухты — бухте Консель, связывается им с новейшим прогибом по оси террасы. Повышения же террасы в западной части Судакской бухты обусловлены, по его мнению, недавним поднятием массива горы Сокол.

В 1957 г. авторы настоящей статьи совместно с сотрудницей Палеонтологического института Академии наук СССР Л. А. Невеской обследовали берега Судакской бухты (рис. 1). При этом были отмечены резкие колебания уровня караиатской террасы, высота которой в Новосветской бухте достигает 30 м, а на востоке снижается до уровня моря. В тридцатиметровом уступе террасы обнажается наиболее полный разрез караиатских террасовых отложений. Здесь, на коренных глинистых сланцах юрского возраста, залегает толща, мощностью до 2 м, грубого базального конгломерата, содержащего гальку и хорошо окатанные валуны диамет-

¹ В работе Б. Ф. Добрынина и в других статьях речь идет об уровне поверхности террас, а не о высоте древней линии уреза. Следы последней не сохранились и в большинстве случаев захоронены под делювиальными отложениями.

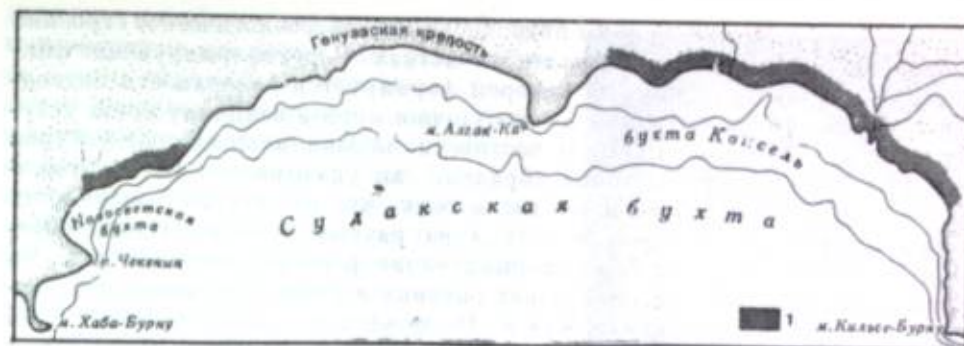


Рис. 1. Картограмма Судакской бухты

I — участки распространения караиатской террасы

ром до 40 см. Промежутки между валунами заполнены песком, смешанным с ракушечной дресвой. Выше конгломератов залегает слабо сцементированный песчаник, состоящий из хорошо отсортированных крупных зерен. В песчаник включены глыбы плотного известняка, которые, видимо, попали на дно Караиатского моря, скатившись с крутых склонов горы Сокол. На контакте с конгломератом песчаник содержит много обломков раковин, постепенно исчезающих вверх по разрезу одновременно с погребением зерен песчаника, слой которого переходит в делювиальные отложения, перекрывающие поверхность террасы. И в конгломерате и в песчанике, у контакта этих горизонтов, обнаружена фауна *Venus gallina*, *Mytilus*, *Donax*, *Cardium tuberculatum*, *Spisula subtruncata*, *Pecten glaber*. В верхних горизонтах песчаника встречены обломки наземных гастропод *Helix* (определения Л. А. Невеской). Обращает на себя внимание резкое фацциальное различие между песчаником, содержащим фауну, и лежащими выше отложениями. Оно выражается в степени цементации и механическом составе осадков. По-видимому, в процессе образования толщ песчаников, возникших в ходе трансгрессии караиатского моря, произошли быстрые изменения среды осадкообразования, связанные с неравномерным темпом развития трансгрессии (Невеский, 1958).

Караиатские отложения встречаются и на других участках побережья Судакской бухты, но фацциальный состав их резко меняется вдоль берега. Верхний горизонт песчаников почти повсеместно исчезает, а конгломераты изменяют свой состав и текстуру. В Консельской бухте они содержат плохо окатанные валуны и щебень, а местами — грубый песок с ракушечником. Конгломерат здесь настолько сильно сцементирован, что может с успехом применяться как строительный материал; в частности, левуэзцами из него в окрестностях Судака была построена крепость. В большинстве случаев слой конгломератов образует наклонную поверхность террасы, высота которой изменяется от 20—15 м у м. Алчак-Кая до 0 м в центральной части бухты Консель, где их поверхность плавно уходит под уровень моря. Резкие изменения высоты караиатской террасы происходят на небольших по протяжению участках берега. Однако это, по нашему мнению, вызвано не дифференциальными тектоническими движениями, а местными различиями в рельефе побережья Караиатского моря.

Колебания высот поднятых морских террас связаны обычно с особенностями рельефа берега и с различием условий формирования его

(волновое воздействие, уклоны подводного склона, геологическое строение прибрежной суши и т. п.) на разных участках. Берегоформирующие факторы определяют глубину, на которой формируется поверхность подводной террасы, время выхода ее из-под уровня моря и величину среза уступа (Иония и Каплин, 1956). В частности, неравномерный срез уступов террас в зависимости от темпа абразии, как указывалось В. П. Зенковичем (1945), очень часто приводит к тому, что наклонная поверхность террасы пересекается бровкой уступа на разных уровнях. Вдоль побережья Судакской бухты берегоформирующие факторы изменяются очень резко, что, как видно, и определяет разницу в уровне карагатской террасы на отдельных участках берега. Возможно, что разность высот этой террасы у подножья горы Сокол и в бухте Капсель является результатом различных темпов абразии берегового уступа на этих участках.

В районе горы Сокол берег более приглубый, чем в бухте Капсель и волны воздействуют на уступ террасы более интенсивно. Поэтому береговой уступ отступил здесь далеко в глубь суши и бровка пересекает поверхность террасы в ее наиболее высокой тыловой части. В бухте же Капсель, где песчаник очень сильно сцементирован и плохо поддается размыву, был разрушен только внешний край наклонной к морю террасы, а на других участках уступ даже не был выработан и поверхность карагатских отложений плавно уходит под уровень моря.

Значительные различия высот Карагатской террасы в Судакской бухте объясняются также сложностью рельефа суши и подводного склона района, который в карагатское время был, вероятно, не менее расчлененным. Сложность рельефа подводного берегового склона несомненно определила и отмеченную выше пестроту фацциального состава карагатских отложений. Донные прибрежные осадки карагатского моря отлагались в виде узких, сильно наклоненных к морю горизонтов. Причленение этих отложений к коренной суше в зависимости от крутизны склонов происходило также на разных уровнях.

Подобную же картину можно наблюдать в настоящее время. Глубины моря и уклоны подводного склона вдоль берега Судакской бухты сильно изменяются и на некоторых участках склоны гор довольно круто уходят на глубину 5—10 м. На таких участках подводный склон в верхней части лишен наносов или загроможден глыбами, свалившимися с берегового обрыва. Контакт между коренными отложениями и современными морскими прибрежными осадками проходит здесь не по линии уреза, а на значительной глубине. Подобное строение дна можно отметить в районе Генуэзской крепости, с западной стороны массива горы Сокол, у м. Чекены, Алчак-Кая и Кильсе-Бурну. На других участках береговой склон более отмелый (в западной части Капсельской бухты, на пример, глубины, не превышающие 1 м, располагаются в 50—70 м от берега) и на всем протяжении от линии уреза до нижней своей границы сложен современными осадками. Различие в уклонах подводного склона отдельных участков берега Судакской бухты сочетается с большой пестротой фацциального состава современных прибрежных донных отложений. В прибрежной зоне бухты смена фаций происходит резко: навалы глыб и валунов сменяются участками песчаного дна или полями гальки. Если уровень современного моря опустится на 20—30 м, то современные прибрежные донные осадки окажутся на различных уровнях и высота поверхности образовавшейся террасы будет колебаться в пределах от 0 до 15 м, а строение ее на разных участках будет различным.

Таким образом, в данном случае изменения высоты разновозрастных участков террасы могут быть объяснены особенностями рельефа, а не

являются признаком дифференцированных тектонических движений. Мы, разумеется, не можем отрицать наличие таких движений в пределах Крымского полуострова, и в том числе в районе Судакской бухты, но полагаем, что прямой связи между образованием террас и тектоническими движениями, возможно, и не существует, так как формирование террас происходит при сложном взаимодействии различных факторов, определяющих динамику относительно поднимающихся берегов.

Геологический возраст описанной выше террасы еще не выяснен. Фауна, обнаруженная в ее отложениях, связана с эпохой первого проникновения средиземноморских вод во впадину Черного моря. А. Д. Архангельский (1938), продолживший для этого комплекса фауны название карагатской, синхронизировал описанную террасу с последней межледниковой эпохой. Б. Ф. Добрынин (1941) относит образование ее к валдайскому времени. В настоящее время карагатская терраса сопоставляется с нижнетирренской террасой Средиземного моря, которая имеет ресс-вюрмский возраст (Бондарчук и Лукашев, 1958).

Большой интерес представляет находка в отложениях карагатской террасы кремневого остроконечника длиной 6,5 см, шириной 4,5 см (рис. 2). Он был обнаружен в обнажении на берегу Новосветской бухты в слое песка, залегающем на базальном конгломерате на высоте около 10 м над уровнем моря. Остроконечник имеет плоскую форму, с одной стороны он заострен, а режущие края обработаны ретушью. По данным определения научного сотрудника Антропологического музея МГУ М. Д. Гвоздовер, его можно отнести к мустьерской культуре.

Не исключена возможность близкого расположения от места находки мустьерской стоянки, скрытой ныне под покровом рыхлых отложений. Находка кремневого остроконечника в нижних горизонтах карагатских отложений ставит под сомнение правильность синхронизации мустьерской культуры с дорисским временем (Громов, 1957). Возможно, что эпоха развития мустьерской культуры относится к более позднему периоду, т. е. ресс-вюрмскому межледниковью. Находки, говорящие в пользу этого предположения, были сделаны и в пределах Русской равнины (Величко, 1957).

Кроме карагатской террасы Б. Ф. Добрыниным (1941) в районе Судакской бухты был отмечен более низкий уровень, фиксирующий, по его мнению, недавнее послеледниковое поднятие побережья. Молодая терраса, по его данным, состоит из нагромождения морской гальки, отделена от пляжа резким уступом высотой до 4 м над современным уровнем моря. Подобная терраса была обнаружена и в других районах побережья Черного моря (Федоров, 1956). Однако залегающие на уровне четырех метров современные морские отложения вряд ли можно принимать за террасу, свидетельствующую о новейшей регрессии моря. Нами проведены многочисленные нивелировки на различных участках побережья Черного моря,



Рис. 2. Кремневый остроконечник, найденный в отложениях карагатской террасы

и в том числе в тех районах, где имеются указания на существование молодых террас. Наблюдения, сопоставляемые с данными нивелировок, показывают, что отложения, залегающие на высоте 4—6 м над уровнем моря, находятся в зоне прямого воздействия штормовых волн. Они обычно сложены современными береговыми валами, аккумулятивные формы и тыловые части пляжа, куда материал забрасывается наиболее сильными штормовыми волнами. При средних волнениях эти формы нередко подмываются со стороны моря и в них образуются временные террасовые уступы. Эфемерность таких уступов доказывается хотя бы тем, что при посещении Судакской бухты четырехметровой террасы нами не было обнаружено.

Выводы о послеледниковом относительном поднятии берегов Черного моря не подтверждаются литологическим материалом. Многочисленные колонки прибрежных отложений, взятые в различных районах, убедительно показывают, что в послеледниковое время осадки формировались в условиях трансгрессии моря (Невесский, 1958).

ЛИТЕРАТУРА

- Андрусов Н. И. Террасы окрестностей Судака. Зап. Киевск. общ. естествоиспыт., т. XXII, вып. 2, 1912.
- Архангельский А. Д. и Страхов Н. М. Геологическое строение и история развития Черного моря. Изд-во АН СССР, 1938.
- Бондарчук В. Г. и Лукашев К. М. 5-й Конгресс Международной ассоциации по изучению четвертичного периода. Изв. АН СССР, сер. геогр., 1958, № 3.
- Величко А. А. К вопросу о геологическом возрасте и стратиграфическом значении верхнего палеолита. Изв. АН СССР, сер. геогр., 1957, № 2.
- Громов В. И. Схемы подразделения четвертичной (антропогенной) системы и их составление между собой. Тезисы Всес. совещ. по четвертичному периоду, 1957.
- Добрынин Б. Ф. Судакский район и его береговые формы. Уч. зап. МГУ, вып. 48, 1941.
- Зенкович В. П. Определение современных вертикальных движений по морфологии берегов. Труды конф. по движению земной коры. Труды Сейсм. ин-та АН СССР, т. 48, 1945.
- Понин А. С. и Кавлиш П. А. Особенности формирования морских террас. Изв. АН СССР, сер. геогр., 1956, № 5.
- Марков К. К. О признаках трансгрессии и регрессии. Труды Первого Всес. геогр. съезда, 1934.
- Муратов М. В. и Николаев Н. И. Четвертичная история и развитие рельефа горного Крыма. Уч. зап. МГУ, вып. 48, 1941.
- Невесский Е. Н. К вопросу о новейшей черноморской трансгрессии. Труды Ин-та океанол. АН СССР, т. XXVIII, 1958.
- Федоров П. В. О современной эпохе в геологической истории Черного моря. Докл. АН СССР, т. 110, № 5, 1956.

В. С. Медведев

(Институт океанологии АН СССР)

НЕКОТОРЫЕ ЧЕРТЫ СТРОЕНИЯ И ДИНАМИКИ ЗАПАДНОГО ПОБЕРЕЖЬЯ ОСТРОВА САХАЛИНА

В 1956 г. экспедицией Института океанологии АН СССР под руководством автора проводились геоморфологические работы на западном побережье Сахалина (Владимиров и Медведев, 1959). Значительное внимание при этих исследованиях было обращено на изучение рельефа подводного берегового склона с помощью эхолота-самописца, установленного на борту экспедиционного судна «Геолог» (капитан А. М. Кавдейкин). Большое количество профилей, охватывающих прибрежную зону морского дна шириной до 5—6 км, и дночерпательные пробы грунта, взятые с подводного склона, представляют весьма интересный материал. Дополненный наземными наблюдениями, анализом аэрофотоснимков и литературными данными, этот материал позволяет достаточно полно представить общее строение прибрежной части дна и суши, охарактеризовать современные процессы динамики берега и сделать некоторые предположения относительно последних этапов истории его развития.

В структурном отношении Сахалин является очень молодым образованием: только в плиоцене он окончательно вышел из-под уровня моря и превратился в сушу. По мнению большинства исследователей, остров расположен в альпийской геосинклинальной зоне и является составным элементом островной дуги, входящей в зону тихоокеанской складчатости, продолжая тектонические структуры о-ва Хоккайдо и северной части о-ва Хонсю. Основными структурными элементами Сахалина являются два антиклинория и один синклиниорий, вытянутые в меридиональном направлении. О геологической молодости структур Сахалина свидетельствует совпадение антиклинальных и синклинальных зон с хребтами и низменностями острова: антиклинориям соответствуют горные хребты восточного и западного Сахалина, а синклинорию — Тимь-Поронайская низменность. Сводная часть Западно-Сахалинского антиклинория сложена меловыми породами, которые в виде полосы шириной 5—30 км прослеживаются от верховьев р. Виахту на севере до м. Крыльон на юге. На крыльях и погружениях антиклинория развиты третичные образования, залегающие трансгрессивно с угловым несогласием на меловых породах. Меридиональное простирание основных структурных элементов и прежде всего западно-сахалинского антиклинория определило общее направление западного побережья Сахалина с севера на юг. Береговая линия образует плавные изгибы, что объясняется отчасти структурными

различиями в строении отдельных районов, но зависит и от характера пород, слагающих берега.

В основании стратиграфического разреза Сахалина залегают осадки палеозоя и, может быть, протерозоя (Пашенко, 1958). Однако на западном побережье они не встречаются. Кроме этих осадков, в геологическом строении Сахалина участвуют отложения мелового и третичного возрастов, широко распространенные в пределах побережья. Особенно развит комплекс третичных отложений, мощность которых достигает 7—9 км. По литологическому составу как меловые, так и третичные осадочные породы довольно однородны. В основном это сланцы, глины, пески, песчаники и конгломераты. Пески и глины легко разрушаются водами суши и морским волнением; среди сланцев и песчаников, в целом также довольно легко разрушающихся, встречаются более устойчивые против абразии глыбовые разности. Осадочная толща во многих пунктах прорвана вулканогенными породами, которые в общем занимают на побережье небольшие площади, но местами слагают довольно протяженные участки побережья. Так, например, выступ суши в районе м. Ламанон целиком сложен базальтами, относимыми по возрасту к верхам плиоцена. Четвертичные и современные отложения, еще мало изученные, имеют второстепенное значение (за исключением отдельных районов). Среди них преобладают морские образования: нижние горизонты сводного разреза представлены галечниками, рыхлыми конгломератами, крупнозернистыми песками и песчаниками, а верхние — песками с редкими прослоями глин. Наиболее широко четвертичные отложения представлены на севере, но встречаются и на юге побережья, залегая на доколе морских абразионных террас. Детальный возраст этих отложений, а следовательно, и возраст террас, установить трудно, так как они не содержат фауны.

Таким образом, породы, слагающие западное побережье Сахалина, по устойчивости против абразии можно разделить на три группы: а) устойчивые, к которым следует отнести большинство магматических пород (базальты, сyenиты, порфириды и др.); б) среднеустойчивые, представленные цементированными осадочными (конгломератами, песчаниками, сланцами, аргиллитами), а также некоторыми туфогенными породами; в) малоустойчивые, включающие весь комплекс рыхлых осадочных пород слабо или совсем не цементированных. Последние наиболее широко распространены на побережье и играют основную роль в развитии абразионных процессов. Различия в устойчивости пород приводят к некоторому усложнению в общем прямолинейных очертаний берега (как правило, выступающие участки и мысы приурочены к выходам более устойчивых пород). В настоящее время первоначальный тектонический рельеф побережья очень сильно изменен морем, однако особенности структуры и характер горных пород оставили в нем заметный отпечаток.

Первые геоморфологические сведения о берегах северного Сахалина содержатся в трудах Н. Н. Тихоновича и П. И. Полевого (1915), Д. В. Соколова и Н. Н. Тихоновича (1925) и некоторых других геологов, но большинство авторов не выходит в своих исследованиях за пределы чисто внешнего описания берегов, хотя в этих описаниях и содержатся весьма ценные сведения. При знакомстве с берегами Сахалина прежде всего бросается в глаза простота очертаний берега (многие участки на протяжении десятков километров прямолинейны) и довольно однообразное строение суши. Объяснить это следует главным образом работой моря, срезавшего в однородной толще третичных отложений большинство неровностей первичного контура берега. Следы деятельности моря отчетливо сохранились не только в рельефе суши, но и на подводном склоне.



Рис. 1. Вид берега с высокой абразионной террасой, отмершим клифом, береговой надводной аккумулятивной террасой и пляжем (южная часть Сахалина)

На суше прекрасно выражены древние абразионные террасы четвертичного возраста, число которых окончательно не установлено. Д. И. Дамперов и Б. Н. Елисеев (1933), например, насчитывают семь террас, Е. М. Смехов (1953) — шесть, а С. Н. Алексейчик (1952) — три. Такая неопределенность объясняется невозможностью точного установления возраста террас из-за отсутствия палеонтологических данных. Единственным методом определения количества террас является морфометрический — по числу ясно выраженных террасовых ступеней. Однако степень сохранности их различна, поэтому не представляется возможным увязать между собой отдельные террасовые уровни. С другой стороны, на одном и том же участке побережья встречается не более трех террасовых уровней, из которых верхний выражен в рельефе нечетко. Наиболее отчетливо на всем протяжении побережья прослеживается одна высокая абразионная терраса. Высота ее различна в разных районах и наиболее часто колеблется в пределах 8—12, 25—30, 40—50, 60—70 и 100—120 м. По-видимому, это не одна терраса, а несколько участков разновозрастных террас, но скольких — определить очень трудно.

Морфологический облик высокой террасы, ширина которой редко превышает 1,5—2 км, определяет в основном и общий вид всего берега (рис. 1). Со стороны моря терраса ограничена отмершим или активным клифом, высота которого на юге достигает 60—80 м и постепенно уменьшается к северу, снижаясь до 8—10 м в районе Виахту. Крутизна клифа почти всюду одинакова и колеблется в пределах 55—75°. Между высотой клифа и шириной террасы существует определенная зависимость (чем шире терраса, тем ниже клиф и наоборот), что служит указанием на различную ширину срезанной морем суши. На юге западного побережья клиф задернован и является отмершим на протяжении десятков и даже сотен километров. К его подножию примыкает низкая древняя аккумулятивная терраса и абразионная терраса шириною до 200—250 м и высотой до 3—5 м (см. рис. 1), которая исчезает к северу от м. Ламанон.



Рис. 2. Абразионный берег на севере Сахалина.

На верхнем снимке видны осыпи и обвалы, на нижнем — размыты древних торфяников, лежащих на коренном пологой террасы, что свидетельствует об активности абразии

Активные клифы сохранились только на севере Сахалина (в районе Александровска), где в результате размыва рыхлых пород на склонах берега часто происходит обвалы и оползни (рис. 2). На юге же Сахалина участки современной абразии встречаются редко, преимущественно на мысах, сложенных вулканогенными породами. Почти на всем протяжении западного побережья у подножья отмерших и активных клифов встречаются песчаные пляжи, ширина которых на разных участках колеблется от 5—10 до 20—25 м. Мощность пляжевых накоплений незначительна: местами из-под песка обнажаются коренные породы. Пляж, как правило, кончается у самого уреза или в нескольких метрах от него, где на подводном береговом склоне обнажается скалистая поверхность бенча.

Для западного берега Сахалина (особенно на юге) характерно довольно интенсивное расчленение суши эрозией сетью. Здесь отсутствуют крупные реки с хорошо разработанными долинами, зато берег изрезан мелкими оврагами и небольшими реками, долины которых имеют V-образный поперечный профиль (рис. 3). Очень часто к морю открываются

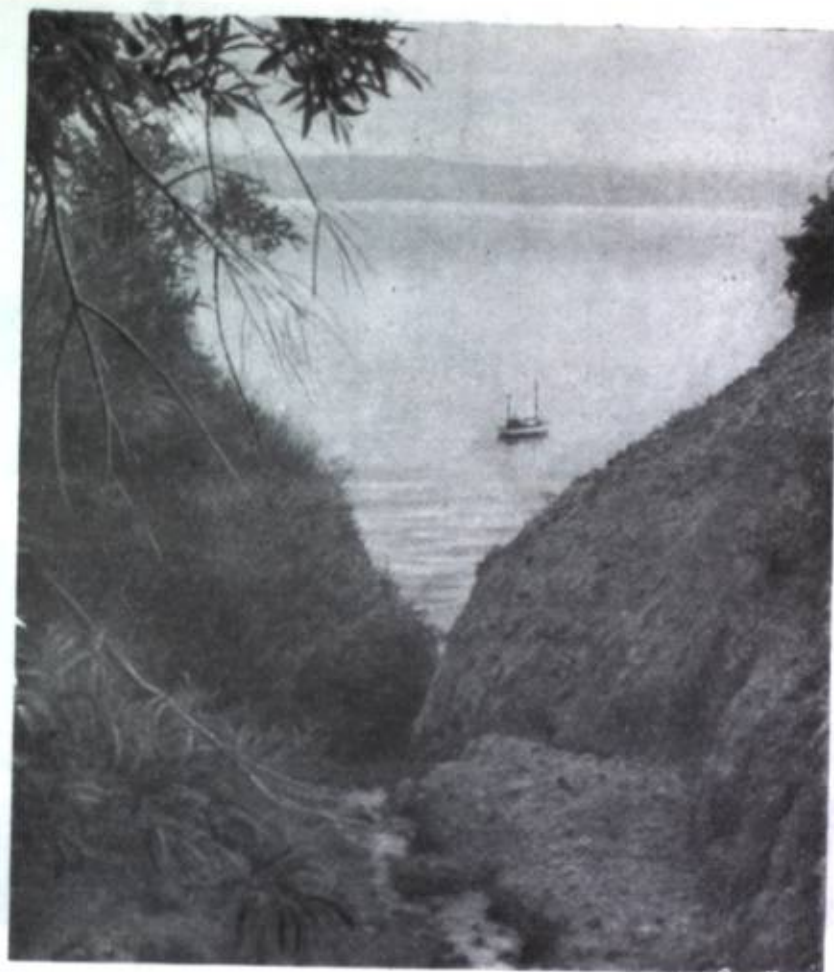


Рис. 3. Один из многочисленных оврагов, расчленяющих берег на юге Сахалина

ся висячие устья, образующие водопады. На севере Сахалина долины рек более разработаны, они шире и хорошо террасированы. Эти особенности эрозийной сети некоторые исследователи объясняют неравномерными тектоническими движениями северных и южных районов острова (Алексейчик, 1952).

В строении подводного берегового склона также прекрасно выражены формы, связанные с абразионной деятельностью моря. Как правило, уклоны дна невелики и на юге Сахалина не превышают 0,02. К северу подводный склон еще более выполаживается, и на участке между Александровском и Виахту уклоны уменьшаются до 0,005. Одна из замечательных особенностей рельефа прибрежной части дна — широкое распространение подводных абразионных террас или бенчей, совершенно лишенных наносов. Обнаженная скалистая поверхность морского дна окаймляет берега Сахалина полосой, достигающей нескольких километров ширины, причем на юге против крупных выступов берега ширина ее наибольшая. Бенчи простираются до глубины 25—30 м, а в отдельных случаях встречаются и еще глубже. Они прослеживаются вдоль побережья



Рис. 4. Прибрежный горизонтальный бенч, выработанный в песчанках (юг Сахалина). На верхнем снимке виден разрыв бенча у устья реки

на десятки километров и только в заливах перекрываются маломощным слоем наносов.

Бенчи неоднородны по своему строению. На юге Сахалина широко распространен почти горизонтальный скалистый бенч (плита), переходящий в наклонный грядовый (рис. 4); местами встречается бенч валунисто-глыбовый и др.

К северу ширина бенча сокращается и севернее Александровска он почти исчезает, встречаясь только у мысов. Разные типы бенчей могут встречаться на смежных участках одного и того же профиля подводного берегового склона, но их сочетание на каждом профиле не случайно, а подчинено определенной закономерности.

Наиболее часто встречаются две группы профилей подводного берегового склона. Первая характеризуется в общем однородным наклоном поверхности бенча от уреза и до ее погружения под наносы (уклоны 0,02). Прибрежная часть его, как правило, сглажена и представляет собою наклонную поверхность плиты. Постепенно выровненный бенч переходит в расчлененную поверхность валунисто-грядового бенча, который также исчезает под наносами (рис. 5, е, ж). Такое строение бенч имеет преимущественно в северных районах побережья и по форме поперечного профиля является характерным для абразионных берегов погружения (Буданов и Ионин, 1956). Вторая группа профилей отличается от первой ступенчатым строением подводного берегового склона. Здесь прибрежная мелководная часть бенча почти горизонтальна и имеет выровненную плитообразную поверхность (рис. 5, в, г). Как правило, она соответствует приливо-отливной полосе и во время отлива частично осыхает. Ширина ее может быть самой различной от нескольких десятков до сотен метров

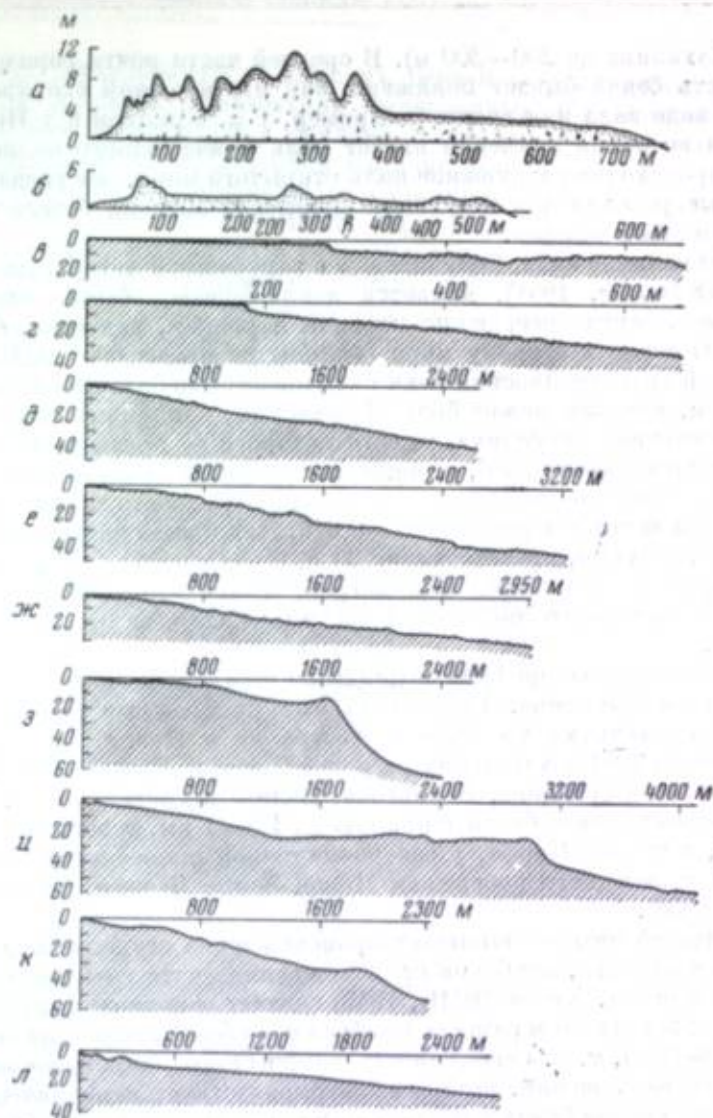


Рис. 5. Нивелирные профили береговых аккумулятивных форм и характерные профили подводного берегового склона западного побережья Сахалина.

а — профиль береговых впадин на пересыли Айвского озера; б — профиль через носу Тым; в, г — профили ступенчатого бенча с горизонтальной прибрежной частью; д, е — профили наклонной части ступенчатого бенча; ж — наклонный грядовый бенч; з — профиль подводной ступени у м. Слединовеного; и, к — профили подводных террас у м. Ламанов; л — аккумулятивный профиль с подводными валами

преимущественно в северных районах побережья и по форме поперечного профиля является характерным для абразионных берегов погружения (Буданов и Ионин, 1956). Вторая группа профилей отличается от первой ступенчатым строением подводного берегового склона. Здесь прибрежная мелководная часть бенча почти горизонтальна и имеет выровненную плитообразную поверхность (рис. 5, в, г). Как правило, она соответствует приливо-отливной полосе и во время отлива частично осыхает. Ширина ее может быть самой различной от нескольких десятков до сотен метров

(на юге Сахалина до 200—300 м). В средней части почти горизонтальная поверхность бенча бывает понижена, так что внешний его край возвышается в виде вала или гряды (например, у м. Крильон и у Невельска). Эта гряда во время волнения играет роль своеобразного волнолома, на котором происходит разрушение волн открытого моря, чем создаются благоприятные условия для затухания процессов абразии берега и образования отмерших клифов.

Однако наличие вала, получившего в зарубежной литературе название *gap part* (Edwards, 1951), является исключением; обычно поверхность прибрежного бенча совершенно плоская и ровная, как стол, с едва заметным наклоном в сторону моря (уклоны не превышают 0,003—0,005). На внешней границе плоский бенч оканчивается небольшим абразионным уступчиком, который может быть обрывистым, наклонным или подрезанным. У основания уступчика, высота которого не превышает 2 м, на дне всегда имеется навал глыб, а ниже по профилю начинается наклонная часть расчлененного грядового или валуно-грядового бенча (рис. 5, б). Уклоны этой части дна равны 0,02—0,015. Наклонная часть профиля простирается до глубин, превышающих 30 м, и охватывает прибрежную зону дна шириною в несколько километров. Такое строение имеет подводный склон западного побережья на юге Сахалина от м. Крильон до г. Томари.

Описанная форма профиля подводного берегового склона встречается не только на Сахалине. Горизонтальные прибрежные бенчи (*abrasion platforms*) существуют на берегах Австралии и Новой Зеландии (Hills, 1949; Edwards, 1951), Алеутских островов (Gates and Gibson, 1956), а также на побережьях Баренцова, Берингова, Белого и других морей. Описаны также горизонтальные бенчи шириною до 1,5—4 км, у восточного берега Камчатки, в заливе Корфа, у северо-восточной оконечности Корякского нагорья и у западного побережья Новой Земли (Ионин, 1958; Ионин и Долотов, 1958).

Наибольший интерес вызывает происхождение ступенчатого профиля бенча и, в частности, проблема происхождения почти горизонтальной его прибрежной части. Хиллс (Hills, 1949) считает основным фактором, формирующим плоскую поверхность прибрежного бенча, выветривание (*water layer weathering*), т. е. совокупность химического, биологического и механического разрушений, которым благоприятствует периодическое усыхание и увлажнение бенча в процессе приливо-отливных колебаний уровня. Эдвардс (Edwards, 1951) утверждает, что прибрежные бенчи формируются в процессе абразии берега волнением, а их широкая выровненная поверхность образуется в результате стачивания волнами перемещения (*scouring action of waves of translation*). Он не отрицает роли выветривания, но, по его мнению, оно проявляется лишь после того, как образуется достаточно широкая абразионная платформа. Не вдаваясь в подробный анализ гипотез о происхождении плоских бенчей и их ступенчатого профиля, отметим, что преимущественным развитием они пользуются на берегах приливных морей. Плоские бенчи известны и для непривливых морей (Черного и Каспийского, в пределах СССР), где они выработаны в глинах, флише и известняках, однако их уклоны значительно больше, чем уклоны почти горизонтальных бенчей, распространенных на приливных морях. Кроме того, профиль подводного склона прибрежной части непривливых морей не имеет ступенчатой формы, так характерной, в частности, для строения бенчей западного Сахалина. Таким образом, по морфологическим признакам бенчи приливных и непривливых морей существенно отличаются друг от друга.

Очевидно, приуроченность плоских бенчей к приливному морю не случайна, и механизм образования выровненных абразионных поверхностей у берега тесно связан с приливо-отливными колебаниями уровня. По-видимому, ими же объясняется наличие уступа на внешней границе горизонтального бенча, получившего в иностранной литературе наименование *low tide kliffs*. Но, как видно, образование ступенчатого профиля подводного берегового склона и горизонтальных бенчей связано не только с периодическими колебаниями уровня. Так, например, на юге западного побережья Сахалина величина прилива не превышает 0,5 м, а в северной части она достигает 1,8 м. Однако плоский бенч и ступенчатая форма профиля развиты именно в южной части. Вероятно, для образования такого профиля большое значение имеет и устойчивость пород против абразии. Горизонтальные бенчи выработаны в самых разнообразных породах: кристаллических известняках, эффузивах, плотных песчаниках и др.

На Алеутских островах плоские бенчи врезаны в аргиллиты, сланцы, песчаники и эффузивы. При сопоставлении известных нам данных по этому вопросу создается впечатление, что ступенчатый бенч с горизонтальной прибрежной поверхностью наиболее часто формируется на приливных морях в породах средней устойчивости, к которым можно отнести сланцы, песчаники, известняки и некоторые другие. В то же время нам неизвестны примеры образования такой формы профиля подводного склона в рыхлых породах. В прочных кристаллических породах ступенчатые бенчи также очень редки и, как правило, распространены на островах, расположенных в открытом море, где волнение достигает максимальной силы, значительно превышающей сопротивляемость этих пород абразии.

Положение о преимущественном формировании ступенчатого бенча в породах средней устойчивости может быть обосновано. Известно, что в особо прочных породах физическое выветривание играет большую роль, чем абразия (Мурманское побережье Баренцова моря, Карельский берег Белого моря и др.); такие берега очень мало изменяются морем. Естественно, что приливо-отливные колебания уровня еще более уменьшают время воздействия волн на берег, и в таких условиях трудно ожидать образования сложного абразионного профиля, каким является профиль бенча на западном побережье Сахалина. С другой стороны, в рыхлых породах (глинах, рыхлых песчаниках, песках и др.) такой профиль не может сформироваться по причине их малой устойчивости против абразии, так как даже за короткий цикл приливо-отливных изменений уровня моря волны успевают выработать профиль подводного берегового склона применительно к данному уровню. Таким образом, для образования ступенчатого бенча необходима какая-то оптимальная устойчивость пород при данном режиме волнения. Нам кажется, что именно такие условия и характеризуют западное побережье южной части Сахалина, где берега на большом протяжении сложены сравнительно однородной толщей песчаников и сланцев.

Кроме того, различия в строении абразионных профилей подводного берегового склона северных и южных районов Сахалина могут быть объяснены влиянием вертикальных движений берегов. В. П. Зенковичем (1946) доказано, что при постоянном уровне моря формируется абразионный профиль выпуклой формы. В то же время профиль подводного склона на берегах, испытывающих современное опускание, имеет однородный наклон в сторону моря с более крутыми, чем на стабильных берегах, уклонами дна (Буданов и Ионин, 1956). На поднимающихся же берегах в прибрежной части формируется зона сравнительно пологих уклонов дна.

Этим и обуславливается мелководность северной части Татарского пролива и чрезвычайная отмелость здесь берега Сахалина (уклоны дна не превышают 0,003, а изобата 10 м проходит в 15 км от берега). Коса Тык превышает 0,003, а изобата 10 м проходит в 15 км от берега). Коса Тык является единственной крупной аккумулятивной формой на западном побережье Сахалина, растущей в настоящее время. Ее длина составляет около 10 км, а максимальная ширина не превышает 1200 м. На поверхности косы прослеживается несколько генераций песчаных береговых валов, отделенных от моря широким пляжем, наибольшая высота которых достигает 4—5 м. Расположение валов показывает, что нарастание косы происходило в несколько этапов и что, нарастая, она все время смещалась в сторону берега. Самые древние валы, расположенные у корня косы, в настоящее время переверены в дюны и прочно закреплены древесно-кустарниковой растительностью. Более молодые, находящиеся в средней части косы, задернованы и частично заросли кустарником. На оконечности косы валы лишь местами задернованы. Самый высокий вал, расположенный вдоль морского берега косы, размывается в средней ее части, но несмотря на это, коса является растущей формой. Размыв же вала происходит вследствие происходящего здесь в настоящее время относительного погружения берега, как показывает нивелирный профиль через косу Тык (см. рис. 5, б). Размываемый материал вновь вовлекается во вдольбереговой поток наносов, который наращивает северную оконечность косы и поступает на подводный склон, образуя обширное мелководье. Аккумулятивный берег косы Тык составляет с абразионным берегом района, лежащего южнее, единую абразионно-аккумулятивную пару с общим потоком наносов.

Резкий выступ суши в районе м. Ламанон (см. рис. 6) является естественной границей, определяющей перемещение наносов вдоль западного побережья Сахалина. Большие глубины к западу от него препятствуют прохождению наносов, перемещающихся с юга. В то же время при северо-западных ветрах здесь возбуждается довольно сильное волнение, и наносы начинают перемещаться к югу. Поэтому южнее мыса не существует единого односторонне направленного потока наносов, а происходят их миграции внутри пологих вогнутостей берега или же возникают короткие двухсторонние потоки, направленные от мысов к вершинам открытых бухт. В месте встречи двух потоков могут возникать аккумулятивные формы. Так как южный поток, как правило, более мощный, аккумулятивные формы расположены асимметрично по отношению к вогнутости берега, ближе к северному выступу суши. Примером является пересыпь, находящаяся к югу от м. Ламанон. Протягиваясь на 40 км между селением Парусным и м. Старицкого, она отчленяет от Татарского пролива озеро Айнское, Бакланье и Угловское. Наиболее обширна лагуна оз. Айнского, которая узкой протокой сообщается с морем. Озера расположены в тектонической депрессии, выполненной четвертичными отложениями и занятой долинами р. Айнской и ее притоков.

На пересыпи прослеживается серия береговых валов, частично переверенных в дюны, но в целом хорошо сохранившихся благодаря закреплению их растительностью. Наиболее древние валы заросли кустарником и молодыми деревьями, более молодые — задернованы. Нивелирный профиль через пересыпь (рис. 5, а) показывает, что ее формирование происходило при более высоком положении уровня моря в процессе его последующего относительного понижения, которое, по-видимому, продолжается и сейчас.

В настоящее время в обширной вогнутости берега, образованной пересыпью, наблюдается очень слабое движение наносов к северу со



Рис. 6. Картограмма динамики западного побережья Сахалина.

1 — активные клифы; 2 — чередование отмытых и активных клифов; 3 — валуно-глубокой бань; 4 — складчатый бань; 5 — современные потоки наносов; 6 — миграция наносов; 7 — уход наносов на глубину; 8 — древние потоки наносов; 9 — выпадение наносов из основного потока; 10 — участки современного размыва аккумулятивных форм; 11 — аккумулятивные формы и береговые валы; 12 — дюны; 13 — остры; 14 — остры

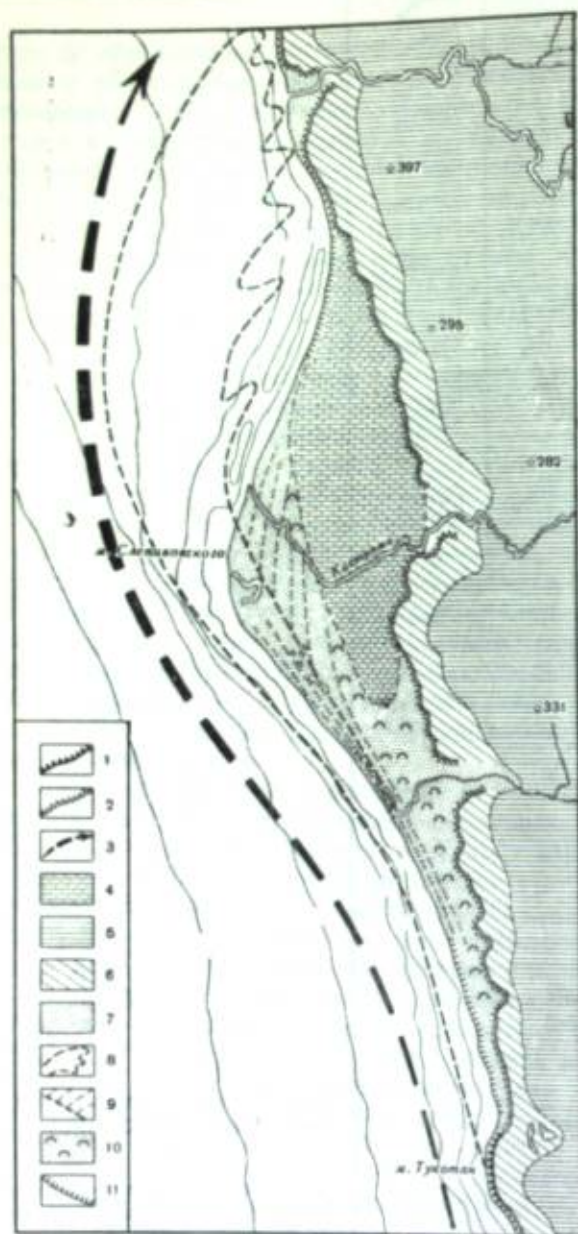


Рис. 7. Схема динамики и морфологии аккумулятивной формы м. Слениковского.

1 — активный клиф; 2 — отмерший клиф; 3 — древний поток наносов; 4 — древняя лагуна; 5 — средневысотные горы с эрозионным расчленением; 6 — древняя абразионная терраса; 7 — аккумулятивные участки берега; 8 — контур древней косы; 9 — береговые валы; 10 — дюны; 11 — современный разрыв аккумулятивной формы

м. Слениковского (рис. 7). Здесь береговая линия образует обширный, напоминающий треугольную дельту, выступ, который представляет собой низкую аккумулятивную террасу, примыкающую широким основанием к отмершему клифу древней абразионной террасы.

стороны абразионного выступа суши в районе м. Яблонового. К сожалению, мы не располагаем данными о направлении равнодействующей волнения, и наши выводы о движении наносов основаны только на геоморфологических признаках. Существование этого потока подтверждается заполнением входящего угла, образованного береговой чертой и молом, ограждающим вход в устье р. Красногорки. В то же время при волнениях северных румбов наносы, по-видимому, могут перемещаться и к югу со стороны абразионного участка м. Ламанон, о чем можно судить по внешнему виду некоторых береговых форм (отклоненным устьям рек, асимметрией небольших аккумулятивных выступов и др.). Указанные потоки настолько маломощны, что они не в состоянии возместить потерю наносов, уходящих из береговой зоны. В результате пересыпь отступает, что отчетливо проявляется в размыве прибрежного берегового вала. Естественно возникает вопрос, как могла образоваться такая сравнительно мощная аккумулятивная форма.

Прежде чем ответить на него, обратимся еще к одной форме — аккумулятивному выступу

Как и в примере с пересыпью Айнского озера, эта аккумулятивная форма расположена в обширной вогнутости берега асимметрично по отношению к ее вершине. Общая протяженность аккумулятивного участка равна 25 км, а наибольшая ширина его (между м. Слениковского и отмершим уступом абразионной террасы) составляет около 4 км. К северу и к югу ширина аккумулятивной формы уменьшается. Сходство с выдвинутой дельтой дополняется тем, что несколько севернее оконечности м. Слениковского в море впадает р. Кострома, пересекающая аккумулятивную форму в наиболее широкой ее части. Почти вся северная половина террасовой поверхности представляет собой древнюю осохшую лагуну, с южной стороны которой протягивается полоса береговых валов и дюн, достигающая у селения Пионерского ширины 500 м. Молодые валы ниже древних, достигающих высоты 4 м. Полоса валов и дюн, очевидно, представляет собой тело древней мощной косы, отчленившейся ранее от моря лагуну р. Костромы. Дистальный конец древней косы причленялся к берегу, по-видимому, гораздо севернее, чем это показано на рис. 7.

Естественно, что такая крупная аккумулятивная форма могла образоваться при наличии мощных источников наносов, постунавших или за счет аллювия р. Костромы или за счет приноса материала с абразионных участков берега. По нашим данным, тяжелые фракции пляжевых наносов этого района (включая наносы м. Слениковского) и аллювия р. Костромы не имеют существенных различий в составе минералов. Правда, с северной стороны аккумулятивной формы пляжевые пески обогащены магнетитом, но накопление концентрата объясняется здесь размывом самой формы. Сейчас р. Кострома выносит очень мало аллювия, и трудно представить, чтобы в более отдаленные времена ее твердый сток был достаточно велик для образования обширной выдвинутой дельты. Во всяком случае на всем побережье Сахалина, даже против более крупных рек, выдвинутых дельт не формируется.

Несомненно, что наносы р. Костромы принимали участие в создании аккумулятивной формы, но имели, по-видимому, второстепенное значение. Основная же роль в этом процессе принадлежала мощному потоку наносов, направленному с юга (рис. 7), о чем свидетельствуют многие признаки (строение самой формы, наличие древней лагуны, расположение древних песчаных береговых валов, отклоненное к северу русло реки и др.). Первоначально эта форма существовала как петлевидная коса, отчленившая лагуну в устье реки. В дальнейшем, по мере уменьшения мощности упомянутого потока, северная оконечность косы была размыва. Деграция косы продолжается и сейчас, на что указывает размыв берега с северной стороны выступа, захвативший район древней лагуны. В устье размыва здесь обнажаются торфяники, и катуны торфа разбросаны по пляжу. Признаки размыва наблюдаются и с южной стороны выступа, где размываются пески аккумулятивной террасы южнее устья р. Малютки. Это свидетельствует о том, что поток наносов, который питал древнюю косу м. Слениковского, в настоящее время иссяк, а современная форма — реликтовое образование, возникшее при более благоприятных условиях. Способствовал образованию древней косы и рельеф подводного берегового склона. Анализ крупномасштабных морских карт, эхолотные профили и траление морского дна в этом районе показали, что аккумулятивная форма м. Слениковского залегает на цоколе из коренных пород, который образует террасовидную ступень, расположенную на глубине 15—20 м под современным уровнем моря.

Для понимания динамики западного берега Сахалина необходимо выяснить вопрос о путях и способах ухода песчаного материала из

палеонтологических данных затрудняет определение возраста террас, однако последовательность вертикальных перемещений береговой линии на последнем этапе развития побережья может быть установлена более или менее достоверно. Нам кажется, что формирование верхнего террасового уровня может быть отнесено ко времени, предшествовавшему повальному оледенению на территории севера Азии (на Сахалине следы оледенения не обнаружены). Если учесть, что к началу эвстатического оледенения последний был ниже современного на 80—100 м, то нижнее положение древней береговой линии, соответствующее подводному положению древней береговой рек, может быть приурочено ко времени таяния последнего ледника и примерно средней фазе повышения уровня Мирового океана. В это время контуры западного берега Сахалина напоминали современные очертания, однако береговая линия была более расчлененной. На месте Айвской депрессии существовал глубоко врезанный обширный залив, а выступы берега в районе мысов Ламанон и Лонный были выдвинуты гораздо дальше в море.

Эвстатическое повышение уровня происходило одновременно с тектоническим поднятием острова, однако первое шло быстрее и море регрессировало на сушу. В период подъема уровень берега усиленно абражировался. В это время была срезана значительная часть суши (особенно на выступающих в море участках); клиф на юге побережья отступил до современного его положения, а на подводном склоне выработалась широкая абразионная терраса с наклонным профилем. Масса обломочного материала, поступающего от абразии выступов суши, шла на построение аккумулятивных форм в вогнутостях берега и на заполнение наносами обширных заливов. Особенно интенсивно аккумулятивные процессы развивались на юге Сахалина в период максимального подъема уровня моря и его последующей стабилизации, вызванной замедлением эвстатического повышения уровня Мирового океана. В это время береговая линия здесь была на 3—5 м выше современной, что зафиксировано в рельефе положением нижней абразионной и аккумулятивной надводной террас, а также абсолютными отметками подножий самых высоких валов. Схема перемещения наносов в общих чертах, по-видимому, совпадала с современной. Основная масса их двигалась к северу, но единого мощного потока вдоль всего побережья не существовало, так как береговая линия оставалась достаточно расчлененной. Однако отдельные местные потоки, направленные с выступающих участков абразионного берега к вершинам обширных заливов, были очень мощными. В это время образовались также крупные аккумулятивные формы, как пересыпь Айвского озера, после возникновения которой был выровнен значительный участок берега, аккумулятивный выступ м. Слениковского, коса Тык и некоторые другие. Одновременно значительная часть наносов отлагалась на подводном склоне, погребая под собой поверхность бенча. Особенно интенсивно этот процесс происходил в заливах. В результате интенсивной абразии и аккумуляции береговая линия была значительно выровнена и приобрела очертания, близкие к современным.

Замедление эвстатического повышения уровня Мирового океана при продолжающемся тектоническом поднятии берега на юге Сахалина привело вначале к некоторой стабилизации береговой линии, а затем к небольшой регрессии моря, которая продолжается и в настоящее время. На севере Сахалина относительное погружение берега шло непрерывно с конца ледникового времени, что подтверждается нивелировками поверхности береговых валов на косе Тык, отсутствием низких террас

другими признаками. Таким образом, тектоническое поднятие западного побережья Сахалина, наметившееся в послеледниковое время, происходило и происходит неравномерно на разных участках. Наиболее интенсивно поднимается южная часть побережья от м. Крыльон до м. Ламанон, где темп поднятия незначительно превышает скорость современного эвстатического повышения уровня моря. Современное поднятие берега вызвало здесь замедление процессов абразии и образование отмерших клифов. Резкое уменьшение поступления наносов на подводный склон привело к истощению вдольбереговых потоков наносов, а также к отмиранию и размыву ранее созданных аккумулятивных форм.

В результате неравномерных тектонических движений побережья произошли значительные изменения рельефа подводного берегового склона. На юге относительное падение уровня моря вызвало усиление абразии в верхней части подводного склона и перестройку его профиля. Вначале с подводного склона были унесены накопившиеся ранее осадки, в результате чего обнажилась скалистая поверхность бенча, затем, по мере поднятия берега, его верхняя часть была срезана. Таким образом, верхний и нижний участки ступенчатого бенча разновозрастны. Последний характеризует более ранний этап развития берега в фазу его относительного погружения, связанного с эвстатическим повышением уровня моря. Первый же сформировался в последнюю (современную) фазу развития в условиях тектонического поднятия, которое по скорости превышало темп замедлившегося эвстатического повышения уровня моря. Наибольшей ширины современный горизонтальный бенч достигает на подводном склоне п-ва Крыльон и совершенно исчезает на севере побережья, хотя он всюду выработан в сравнительно однородных по устойчивости породах. В северной части побережья, где относительное погружение, по-видимому, продолжается и сейчас, профиль подводного берегового склона не имеет перегиба, а остается равно наклонным от уреза до нижней границы подводного склона, т. е. тенденция к относительному погружению сохранилась с начала его формирования.

Таким образом, сахалинские берега Японского моря формировались в процессе непрерывного относительного изменения уровня моря, причем основные черты современного рельефа побережья были созданы в послеледниковое время. На примере этого побережья мы убеждаемся в громадной роли устойчивости горных пород, определившей почти полный цикл развития побережья за сравнительно короткий (в геологическом отношении) отрезок времени.

ЛИТЕРАТУРА

- Алексейчик С. Н. Новейшие тектонические движения острова Сахалина. Докл. АН СССР, т. XXXIII, № 2, 1952.
- Буданов В. И., Ионин А. С. Современные вертикальные движения западных берегов Берингова моря. Труды Океанограф. комиссии АН СССР, т. I, 1956.
- Буданов В. И., Владимиров А. Т., Ионин А. С., Каплин П. А., Медведев В. С. Современные вертикальные движения берегов дальневосточных морей. Докл. АН СССР, т. 116, № 6, 1957.
- Владимиров А. Т., Медведев В. С. Исследования по динамике и морфологии берегов Охотского и Японского морей. Труды Океанограф. комиссии АН СССР, т. 4, 1959.
- Дамиров Д. И., Елисеев Б. Н. О четвертичных отложениях северного Сахалина в связи с вопросом о четвертичных террасах. Труды Междунар. конф. Асс. по изучению четвертичного периода Европы (АНЧПЕ), вып. 3, 1933.
- Зенкович В. П. Динамика и морфология морских берегов, т. I. Волновые процессы. Изд-во Морск. транспорт, 1946.

- Зенкович В. П. Влияние приливов на элементы профиля морского берега. Вопросы географии, сб. 36, 1954.
- Ионин А. С. Основные черты динамики и морфологии берегов Берингова моря. Труды Океаногр. комиссии АН СССР, т. 3, 1958.
- Ионин А. С., Долотов Ю. С. Особенности динамики и морфологии берегов поднятия (на примере Новой Земли). Труды Ин-та океанол., т. XXVIII, 1958.
- Медведев В. С. Некоторые вопросы динамики и морфологии западного побережья Сахалина в связи со строительством мелких рыболовных портов. Труды Океаногр. комиссии АН СССР, т. 4, 1959.
- Пашенко Я. Е. Нижний палеозой и протерозой на острове Сахалине. Докл. АН СССР, т. 118, № 3, 1958.
- Смехов Е. М. Геологическое строение острова Сахалина и его нефтегазоносность. Гостехнадат, 1953.
- Соколов Д. В., Тихонович Н. Н. Сахалин, М., 1925.
- Тихонович Н. Н., Полевой П. И. Геоморфологический очерк Русского Сахалина. Труды Геол. комиссии, нов. серия, вып. 120, 1915.
- Edwards A. B. Wave action in shore platform formation. Geol. Mag. 1951, v. 88, N 1.
- Hills E. S. Shore platforms. Geol. Mag., 1949, v. 86.
- Gates O., Gibson W. Interpretation of the configuration of the Aleutian Ridge. Bull. Geol. Soc. America, 1956, v. 67, N 2.

А. С. Ионин

(Институт океанологии АН СССР)

ОТМИРАЮЩИЕ БЕРЕГОВЫЕ АККУМУЛЯТИВНЫЕ ФОРМЫ БЕРИНГОВА МОРЯ

Изучение созданных морскими волнами береговых аккумулятивных форм и анализ расположенных на их поверхности различных генераций береговых валов позволяет, как известно, восстанавливать сложную историю развития как самих аккумулятивных форм, так и прилегающих к ним коренных участков берега, с которыми в большинстве случаев они бывают тесно связаны в своем развитии. Кроме того, аккумулятивные формы являются очень чутким индикатором современной динамики берега (Зенкович, 1946; Будапов и Ионин, 1953). Размыв их на одних участках и, наоборот, усиление роста на других свидетельствует об изменениях в балансе наносов, обусловливаемых различными причинами, главными из которых являются изменения как темпа абразии прилежащих участков коренного берега, так и твердого стока рек.

История развития аккумулятивных форм часто бывает очень сложной, так как общее количество поступающих в береговую зону наносов обычно меняется во времени. Периоды роста могут сменяться стабильностью, затем размывом и, наконец, опять ростом формы и т. д. В результате аккумулятивные формы в процессе развития нередко существенно меняют свои первоначальные очертания. Генерации береговых валов на их поверхности образуют довольно сложные системы, происхождение которых в настоящее время с трудом поддается расшифровке, тем более, что образование самих форм могло происходить не только при ином балансе наносов в береговой зоне, но часто и при совершенно ином направлении их перемещения, а иногда даже при других очертаниях береговой линии.

На берегах морей Советского Союза встречаются различные аккумулятивные формы, в том числе и размываемые, чаще всего вследствие отрицательного баланса наносов. Такие формы, расположенные на берегах Черного моря, были описаны В. П. Зенковичем (1953) и В. Л. Болдыревым (1958); они получили название отмирающих. Отмирающие береговые аккумулятивные формы обычно встречаются на относительно стабильных или поднимающихся побережьях, где процессы абразии замирают и мощность вдольбереговых потоков наносов резко уменьшается вследствие выработки достаточно широких мелководных абразионных террас перед фронтом отступившего коренного берега. Из-за дефицита наносов эти формы начинают разрушаться и перестраиваться применительно

к новым условиям, изменяя при этом свои очертания. Таковы отмирающие аккумулятивные формы на поднимающихся берегах Новой Земли (Ионин и Долотов, 1958), Рижского залива (Ульст, 1957) и др.

Однако процесс отмирания аккумулятивных форм протекает и на погружающемся восточном побережье Чукотского полуострова (Ионин, 1955, 1958). Здесь нами изучены отмирающие аккумулятивные формы, генезис которых не может быть объяснен, исходя из современных условий. В то же время происхождение, история, причины отмирания и современная динамика этих форм представляют интерес для палеогеографических построений и для уточнения некоторых общих закономерностей развития берега.

Наиболее своеобразной аккумулятивной формой советских берегов Берингова моря является наносное образование, оканчивающееся мысом Чаплина (рис. 1, Г). Эта форма, состоящая из двух наносных полос, расположена на открытом участке юго-восточного побережья Чукотского полуострова между фиордовой бухтой Ткачен и проливом Чечукуйым, отделяющим от материка о-в Ытыгган. Образовав в плане две стороны треугольника, Чаплинская аккумулятивная форма выдвинута в сторону открытого моря более чем на 11 км. Обе ветви ее сходятся на оконечности под углом около 60° и отчлениют от моря обширную замкнутую акваторию оз. Найван.

Северо-восточная ветвь Чаплинской аккумулятивной формы длиной около 19 км примыкает на севере к отмершему абразионному уступу (клифу), выработанному некогда волнами в валунистых суглинках, которыми сложена предгорная равнина вблизи оз. Найван. Северная часть описываемой ветви морфологически представляет собой современную довольно широкую морскую террасу, сложенную хорошо отсортированным и окатанным галечниковым материалом. Местами между абразионным уступом и террасой располагаются узкие, чаще всего вытянутые вдоль берега моря лагуны. На поверхности террасы четко прослеживается единая генерация береговых валов, ориентированных параллельно береговой линии и возвышающихся на 3—4 м выше среднего уровня моря. В юго-восточном направлении современная морская аккумулятивная терраса постепенно переходит в узкую (не шире 200 м) пересыпь (см. рис. 1, Г). Число береговых валов на ее поверхности резко сокращается, так как со стороны оз. Найван значительная их часть размыта волнами. К озеру пересыпь обрывается невысоким уступом. Самый южный участок рассматриваемой ветви, постепенно расширяясь, соединяется со второй ветвью. На поверхности этого расширения (см. врезку на рис. 1, Г) очень четко прослеживаются более десятка мощных береговых валов, сложенных более крупной и хуже отсортированной, чем на севере, галькой. Среди галечного материала здесь встречаются отдельные крупные валуны, количество которых особенно велико на широком пляже, примыкающем к уступу высотой в 2 м, который как бы окаймляет оконечность аккумулятивной формы с юга и востока. С южной стороны береговые валы срезаны этим уступом вкрест простиранию.

Характерной особенностью южной расширенной части аккумулятивной формы является аккумулятивный выступ на внутренней ее стороне (рис. 2, а). Генерация береговых валов на поверхности выступа режется северо-восточной ветвью почти под прямым углом. Этот выступ сложен более грубым материалом, чем основное тело аккумулятивной формы. В настоящее время он интенсивно размывается волнами лагуны и материал поступает на вторичную косу, формирующуюся под действием волнений западных направлений (см. рис. 2, б). В вершине угла между

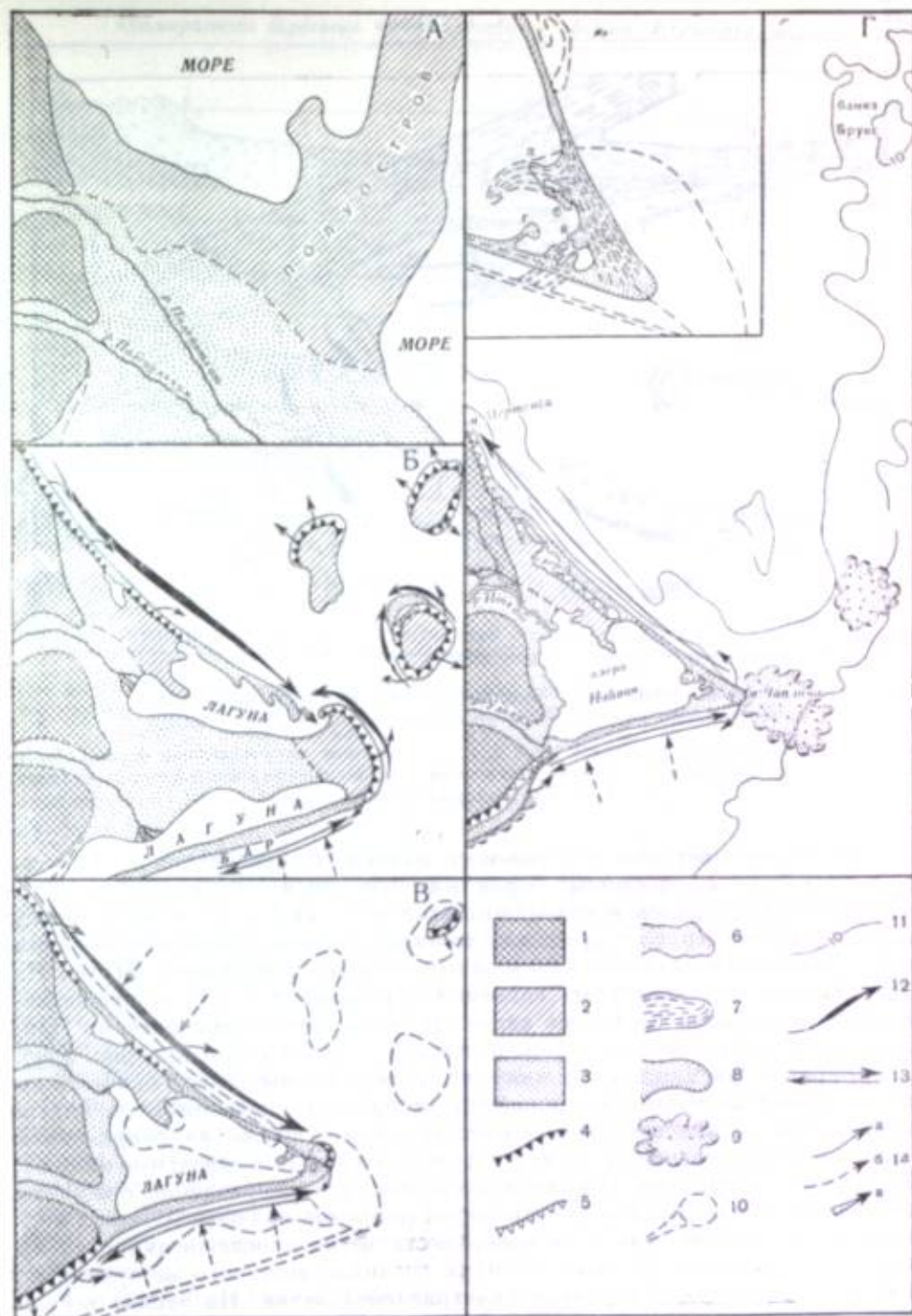


Рис. 1. Морфодинамические схемы некоторых этапов развития Чаплинской аккумулятивной формы. 1

1 — средневысотные горные массивы, расчлененные эрозией и обработанные ледником; 2 — предгорная равнина с холмисто-западным (моренным) рельефом; 3 — аккумулятивная низменность флювиогляциального и элювиального происхождения; 4 — антизные клифы; 5 — отмершие клифы; 6 — береговые аккумулятивные формы; 7 — береговые валы на поверхности аккумулятивных форм; 8 — уступы размыва аккумулятивных форм; 9 — волноустойчивые поверхности на валунистом материале; 10 — древние береговые линии; 11 — языки; 12 — вдольбереговые потоки наносов (толщина стрелки соответствует их относительной мощности); 13 — миграции наносов; 14 — поступление материала в потоки наносов: за счет абразии пореженного берега, размыва аккумулятивных форм и твердого стона рен (а); поступление со дна в результате поперечного перемещения (б) и выпадение материала из потоков наносов (в).

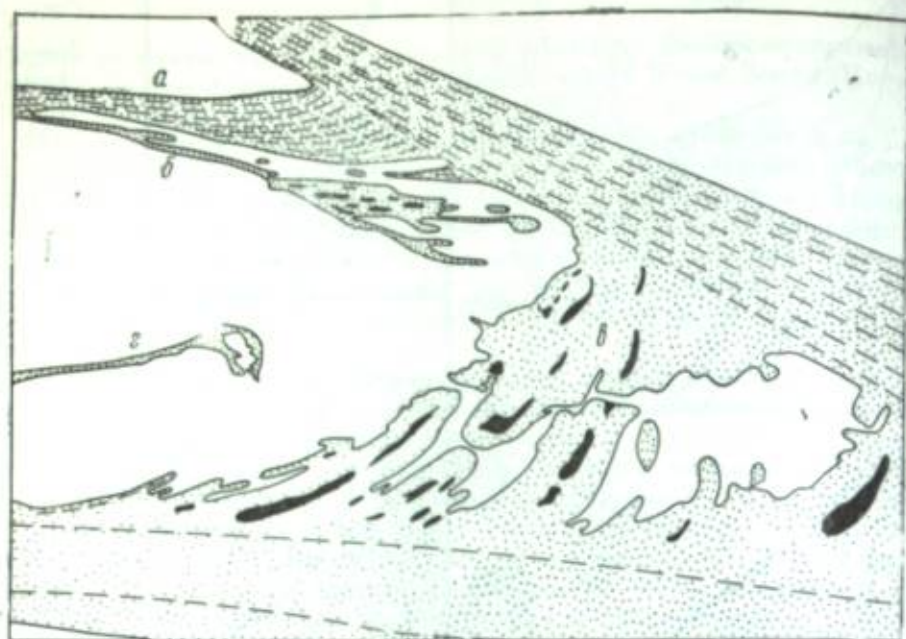


Рис. 2. Оконечность Чаплинской аккумулятивной формы (составлено на основании дешифрирования аэрофотоснимка)

а — оконечность древней реликтовой косы; б, в, г — вторичные аккумулятивные формы, образовавшиеся в вершине залива в различное время черным показаны лагуны в межваловых понижениях, стрелками — направления береговых валов)

сомкнувшимися ветвями описываемого наносного образования имеется серия дугообразных вторичных баров или пересыпей, сложенных песчано-гравийным материалом и возвышающихся всего на 1—1,5 м над уровнем воды в лагуне. Друг от друга они отделены мелководными понижениями и все вместе отчлениют от акватории оз. Найван небольшую лагуну. На поверхности этих вторичных наносных образований с трудом прослеживаются развешенные береговые валы, срезанные основными ветвями Чаплинской аккумулятивной формы почти под прямым углом (см. рис. 2, в).

Южная ветвь Чаплинской аккумулятивной формы длиной около 10 км представляет собой как бы единый гигантский вал, сложенный гравийным материалом со значительной примесью песка. Однако на современном пляже наряду с гравием и песком встречаются галька и отдельные валуны. Количество валунного материала уменьшается в направлении с востока на запад и уже на среднем участке ветви (шириной не более 100 м) он полностью отсутствует. Здесь на поверхности четко прослеживаются следы перебрасывания штормовыми волнами гравийно-песчаного материала на лагунную (озерную) сторону рассматриваемой ветви. На западе южная ветвь причленяется к отмершему абразионному уступу четвертичной террасы. Самые нижние горизонты террасы сложены валунными суглинками, поверх которых залегает довольно мощная толща грубозернистых плохо отсортированных песков с чередующимися прослоями гравийно-галечникового материала.

Подводный береговой склон Чаплинской аккумулятивной формы, особенно южной ее ветви, приглубый, как это показано на профилях (рис. 3), выполненных по данным промерных работ экспедиционного судна «Геолог» (Ионин, 1959). Особенностью строения подводного склона против

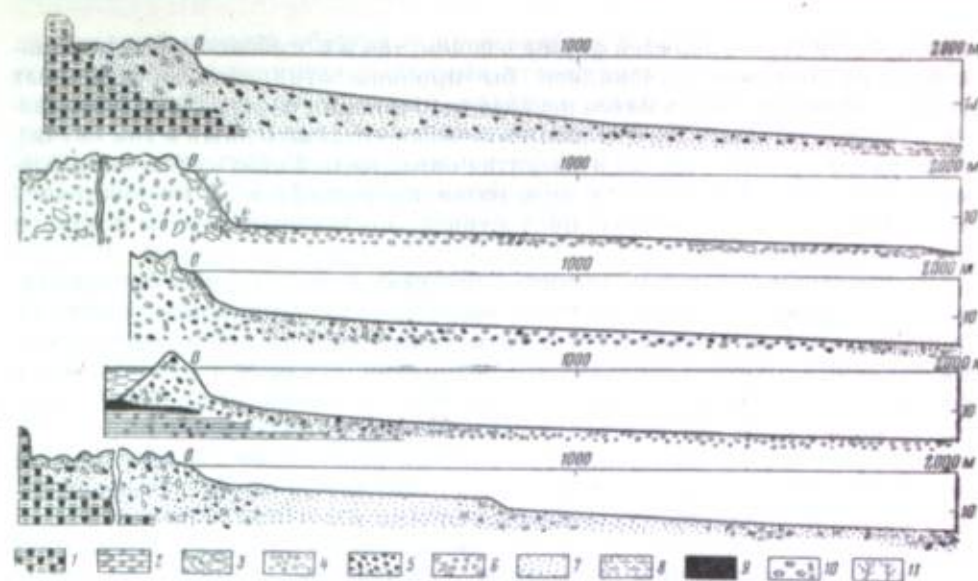


Рис. 3. Схематические профили прибрежной части подводного берегового склона Чаплинской и Устуревской аккумулятивных форм.

1 — валунные суглинки (морена); 2 — флювиогляциальные отложения (галечники с песком); 3 — крупные валуны и глыбы; 4 — галька; 5 — гравий; 6 — щебень; 7 — песок; 8 — илистый песок; 9 — лагунные илы; 10 — целая и битая ракушка; 11 — водоросли

оконечности формы является наличие довольно резко выраженного на профиле (см. рис. 3, второй сверху) перегиба на глубинах 5—6 м.

Восточнее Чаплинской аккумулятивной формы в рельефе дна выражено вытянутое в северо-северо-восточном направлении поднятие. Широкая южная часть этого поднятия начинается против входа в бухту Ткачен, а дугообразное продолжение, околонтурное 20-метровой изобатой, четко прослеживается к северу от м. Чаплина. Поверхность поднятия неровная, с перепадами глубин до 1—2 м. Наиболее высокая часть его, возвышающаяся над дном примерно на 10 м, называется банкой Брукс (рис. 1, Г).

Прибрежные наносы рассматриваемой аккумулятивной формы представлены в основном гравийно-галечниковым материалом с небольшой примесью песка. Лишь против ее оконечности располагается валунный материал. Обилие здесь прикрепленных водорослей (ламинарий) свидетельствует о неподвижности валунного материала даже во время сильных штормов. Вполне вероятно, что валуны образуют волноустойчивую поверхность. Пята валунного материала встречаются и на поверхности упомянутого поднятия.

По своим очертаниям Чаплинская аккумулятивная форма весьма напоминает гигантскую двойную серповидную косу (бар). Однако, как известно, двойные серповидные косы обычно образуются на берегах довольно узких проливов и бухт, в местах, где направленные к вершине бухты или более удаленной от моря части пролива потоки наносов предельно насыщены. Такие условия не могли возникнуть на открытом участке юго-восточного побережья Чукотского полуострова, что заставляет искать другое объяснение происхождению аккумулятивной формы. Подобное объяснение позволило бы вскрыть причины укрупнения материала на дистальном конце формы, причины образования значительной

приглубости берега как всей формы в целом, так и в особенности ее дистальной части. Наконец, выяснились бы причины отмирания абразионных уступов (клифов), являвшихся некогда источниками поступления материала в береговую зону. На эти вопросы можно ответить лишь в том случае, если рассматривать генезис и развитие описываемой аккумулятивной формы в неразрывной связи с историей развития рельефа всей юго-восточной части побережья Чукотского полуострова, по крайней мере в поздне- и послеледниковое время.

Как известно, мощные ледники, спускавшиеся с горных систем Чукотки в позднечетвертичное время, разработали доледниковые речные долины и депрессии тектонического происхождения, которые получили форму типичных трогов. Одновременно ледниками и тальми подледниковыми водами были созданы обширные предгорные равнины, чаще всего с холмисто-западинным, но нередко и с выровненным рельефом поверхности. Характер поверхности предгорных равнин зависел от состава рыхлых отложений, выдвинутых ледниками или отложенных подледниковыми водами. Позднеледниковое эвстатическое повышение уровня Мирового океана вызвало ингрессию моря в места с пониженным рельефом. Затопление троговых долин привело к образованию глубоко врезанных в сушу фиордовых бухт и проливов. Водами моря были затоплены также межхолмовые понижения моренного рельефа, устьевые части речных долин и низменные выровненные пространства флювиогляциальных (водно-ледниковых) предгорных равнин. В результате береговая линия юго-восточной части Чукотского полуострова расчленилась (Ионин, 1958, 1959).

В начале скорость трансгрессии была, по-видимому, достаточно высокой, о чем свидетельствуют сохранившиеся на дне моря (на глубинах 20—30 м) сглаженные гряды и отдельные возвышенности, являющиеся конечно-моренными образованиями, материал которых не был полностью переработан и переотложен волнами моря. Возможно, что сохранности этих гряд на дне моря способствовало и несколько ослабленное волновое воздействие, причиной которого были суровые ледовые условия моря в непосредственной близости от края только что отступивших ледников. Но с постепенной деградацией ледникового покрова на материках скорость трансгрессии постепенно уменьшалась и, таким образом, дальнейшее развитие сложных бухтовых и фиордовых берегов юго-восточной части Чукотского полуострова шло в условиях медленного эвстатического повышения уровня моря. При этом большое влияние на развитие сложного контура береговой линии и самих берегов оказали первичные уклоны поверхности абразионной и ряд других факторов (Зенкович, 1954а). Так, например, в отдельных случаях уклоны поверхности предгорных равнин, в особенности сложенных флювиогляциальным материалом, были настолько малы (меньше 0,01), что предопределили аккумулятивный тип развития берега (Зенкович, 1954а, 1954б; Ионин, 1956). Однако, более распространены были все же предгорные равнины со значительными уклонами поверхности (более 0,01), что предопределило развитие их берегов по абразионному типу¹. Чаплинская аккумулятивная форма располагается на побережье предгорной равнины ледникового происхождения. Южная часть равнины,

¹ Общие закономерности развития береговой зоны, в частности образования и развития аккумулятивных форм, достаточно подробно изложены в трудах В. П. Зенковича (1946, 1957), О. К. Леонтьева (1955) и других авторов. Эти закономерности устанавливались нами при анализе развития аккумулятивных форм Чукотского полуострова, основанном на данных непосредственных наземных геоморфологических исследований и на результатах дешифрирования аэрофотоснимков.

занимавшей некогда обширные пространства к востоку от горных массивов, сложена флювиогляциальными отложениями, вынесенными подледниковыми водами по троговым долинам, занятым в настоящее время реками Итхат и Ульхум. Эти отложения, представленные, как уже отмечалось, песками и галечниками, прослеживаются по западному берегу оз. Найван и обнажаются в отмершем клифе в месте приращения южной ветви формы к коренному берегу. Северная часть равнины сложена валунистыми суглинками, некогда выдвинутыми ледником, сползавшим по тектонической долине, занятой в настоящее время фиордовым проливом Чечкуйым. Эти отложения являются, по-видимому, боковой и конечной моренной ледника. Во время позднеледниковой трансгрессии моря береговая линия на севере равнины стала более извилистой, чем на юге, так как море внедрилось в понижения моренного рельефа. Кроме того, конечно-моренная гряда, выдаваясь далеко на северо-восток, была лишь частично затоплена морем и образовала полуостров (см. рис. 1, А). Благодаря различному устройству поверхности и различным уклонам, северный и юго-восточный берега предгорной равнины развивались по-разному.

На юге, где уклоны были малы, развитие берега шло по аккумулятивному типу. Обилие рыхлого, не крупного по механическому составу обломочного материала при малых уклонах дна способствовало выбросу наносов к берегу преобладающими в летнее время года волнениями южных направлений. По краю предгорной равнины здесь, как и на северном побережье Анадырского залива (коса-бар Мээчкин), был сформирован мощный вал, постепенно смещавшийся в сторону суши в условиях медленного повышения уровня моря. При этом пониженные участки примыкающей к валу прибрежной равнины были затоплены фильтрующимися сквозь него водами моря и подпруженных рек. В результате этого процесса образовалась лагуна, площадь которой постепенно увеличивалась, а береговой вал превратился в бар (Зенкович, 1950, 1957).

Одновременно происходило разрушение (благодаря большим уклонам конечно-моренного вала, расположенного северо-восточнее флювиогляциальной прибрежной равнины. В условиях относительного повышения уровня моря и интенсивно протекавших абразионных процессов на месте единого вала образовался архипелаг островов, вытянутых в виде цепочки в северо-восточном направлении. В ходе дальнейшего развития берега бар, продолжая смещаться к северу, примкнул к одному из островов (рис. 1, Б), материал от разрушения которого начал расходоваться частично на питание бара, а частично на образование довольно большой косы (см. врезку на рис. 1, Г). Коса эта выдвигалась с северной стороны острова в юго-западном направлении под действием северных и северо-восточных волнений. Так как остров был сложен моренным материалом, то на косу и бар начал поступать грубообломочный материал. Небольшое количество обломочного материала поступало на бар и со стороны коренного берега, к которому он был приращен в процессе своего смещения (рис. 1, В). Основной чертой динамики бара в послеледниковое время было непрерывное смещение его в сторону суши.

Северо-восточный берег предгорной равнины благодаря несколько большему уклону поверхности с самого начала стал развиваться по абразионному типу. Об этом свидетельствуют отмершие клифы в валунистых суглинках, прослеживающиеся на довольно значительном расстоянии вдоль берега. Благодаря тому, что северо-восточный берег равнины был защищен от действия волн южных направлений вначале полуостровом, а затем архипелагом островов, абразионно-аккумулятивные процессы здесь протекали преимущественно при господствующих в осеннее время года

северо-восточных и северных волнениях. Поступавший в результате разрушения берега обломочный материал перемещался на юго-восток и расходился на построение косы, которая продолжала общую линию простирающейся береговой линии, несколько выровненную абразионными процессами (см. рис. 1, Б). Коса довольно быстро причленилась к моренному острову, частично отделив от моря лагуну, образовавшуюся в результате затопления морем понижений моренного рельефа. Исключительно быстрый рост косы в южном направлении (несмотря на сравнительно небольшие по протяжению участки абрадируемого берега) может быть, по-видимому, объяснен только обильной подачей наносов со дна. Этому способствовала интенсивная переработка подводного берегового склона волнами в условиях эвстатического повышения уровня Мирового океана в последледниковое время. Так образовалась сложная аккумулятивная форма, состоявшая из двух наносных ветвей, причленивших остров к матерку. В морфологическом отношении эта форма представляла собой «томболо» или «перейму» (см. рис. 1, В), а в генетическом — сочетание бара и косы.

Необходимо отметить, что в процессе частичного размыва острова и отступления причленившейся к нему северо-восточной ветви аккумулятивной формы в западном направлении эта ветвь как бы «наползала» в процессе своего смещения на косу, некогда располагавшуюся с северной стороны размываемого острова. Реликтом этой косы и является упомянутый ранее (см. врезку на рис. 1, Г и рис. 2, а) аккумулятивный выступ. В дальнейшем благодаря обильному поступлению наносов со дна отступление северо-восточной ветви прекратилось, что привело к значительному расширению причлененного к острову дистального конца ветви.

К сожалению, мы не располагаем необходимым фактическим материалом, чтобы с достаточной определенностью судить о происхождении уже упоминавшихся вторичных аккумулятивных образований, которые находятся в вершине угла между сомкнувшимися ветвями Чаплинской аккумулятивной формы (см. рис. 2, в). Однако можно утверждать, что они являются более древними аккумулятивными образованиями, нежели расположенная севернее реликтовая форма а, и что формирование их происходило, когда бар находился южнее современного своего положения (см. врезку на рис. 1, Г). Возможно, что на этом этапе развития берега бар и южная сторона моренного острова образовали залив, в вершине которого наносы, поступавшие в процессе переработки подводного склона, образовали пересыпь. Это вторичное аккумулятивное образование в условиях поступления со дна значительного количества наносов постепенно расширялось, причем наиболее древние межваловые понижения были затоплены в результате относительного повышения уровня моря. В процессе размыва острова и смещения бара и северо-восточной ветви Чаплинской аккумулятивной формы корневые части вторичных пересыпей были срезаны почти под прямым углом (см. рис. 2, в).

Остается несколько слов сказать о небольшой вторичной косе, располагающейся на лагунной (озерной) стороне бара (з на врезке рис. 1, Г и на рис. 2). В настоящее время наносы под действием местных волн северо-западных и западных направлений перемещаются вдоль лагунной стороны бара в восточном направлении. При этом угол между волновой равниной наносов меньше максимальной. Как известно, аккумулятивные формы в этих условиях имеют тенденцию расти, отчлениваясь от берега (Зенкович, 1952). Наиболее благоприятным местом возникновения такой формы на лагунном берегу бара мог быть восточный угол залива, где благодаря сужению акватории волны испытывают рефракцию, фронт их растягивается

и энергия волнового поля падает. Уменьшение вследствие этих причин емкости потока наносов вызывает выпадение из него материала и образование косы, выдвигающейся в акваторию залива под углом 45° относительно лагунного берега бара.

В ходе развития Чаплинской аккумулятивной формы находившийся на ее оконечности остров был окончательно размыв волнами моря. Были разрушены и остальные острова упомянутого архипелага, положение которого отмечается подводным серповидным поднятием с пятнами валунного материала на поверхности. Сильные летние волнения вызывают смещение бара, разрушая одновременно южную, наиболее широкую часть северо-восточной ветви, которая после исчезновения острова лишилась защиты от действия волн открытого моря.

О современном отступании берега и отмирании Чаплинской аккумулятивной формы свидетельствует распространение уступов размыва на ее оконечности и характерный перегиб профиля подводного склона в прибрежной части (рис. 3, второй сверху). Скорость размыва, по-видимому, достаточно велика (несколько десятков сантиметров в год); во всяком случае лет двадцать тому назад поселок, располагавшийся на оконечности этой формы, пришлось перенести несколько севернее (Швецов, 1938). Материал, образующийся при размыве оконечности аккумулятивной формы, в небольшом количестве поступает на тело бара, но основная масса его перемещается вдоль косы на северо-запад под действием преобладающих в летнее время волн южного направления (см. рис. 1, Г). Это и послужило причиной накопления наносов перед абразионными уступами и образования современной морской аккумулятивной террасы, по мере расширения которой абразионные уступы отмерли и перестали служить источником питания береговой зоны наносами.

Несмотря на относительное погружение берега, акватория оз. Найван, в результате описанных выше процессов (главным образом смещения бара) постепенно сокращается, зато акватория мелководных лагун, расположенных между отмершим клифом и аккумулятивной террасой, увеличивается. Это объясняется тем, что в процессе погружения берега водами подпруженных рек затапливается все большее количество понижений между древними береговыми валами. Абсолютная высота последних меньше абсолютной высоты образующихся в настоящее время береговых валов.

Наряду с Чаплинской аккумулятивной формой известный интерес представляет собой комплекс аккумулятивных форм, расположенных между мысами Ныгчигэн и Халюсткаина (рис. 4, Г). Наиболее крупным наносным образованием этого участка побережья Берингова моря является современная аккумулятивная терраса, которая носит название Урочища Усугрен. Начинаясь от входа в лагуну Гэтлянгэн сравнительно узкой полосой аккумулятивной суши, терраса постепенно расширяется, достигая в южной части ширины 1,5—2 км. Край террасы здесь частично размыв волнами, и ее останец в виде полуострова выдвинут в лагуну Гиткикойм. Будучи, как и лагуна Гэтлянгэн, весьма мелководной, лагуна Гиткикойм отчленена от моря узкой косой, дистальный конец которой носит название м. Икван. Вместе с косой терраса достигает длины свыше 20 км.

Терраса Усугрен примыкает к отмершему абразионному уступу (клифу), сложенному, как и вся прибрежная равнина, валунными суглинками. Между уступом и южной частью террасы располагается вытянутая вдоль берега моря мелководная лагуна. Как сама терраса, так и продолжающая ее коса сложены галечным материалом с незначительной примесью песка и отдельными валунами. На поверхности террасы и на размытой южной оконечности прослеживается единая генерация древних

береговых валов, число которых в наиболее широком месте превышает 30. Как это вообще свойственно берегам опускания, абсолютная высота валов уменьшается от молодых к более древним (Ионин, 1955). Береговые валы изгибаются в сторону моря в южной, наиболее широкой, части аккумулятивной формы. Здесь они, будучи срезаны морскими волнами, образуют довольно высокий уступ размыва, который прослеживается и далее к северу, где береговые валы ориентированы параллельно береговой линии.

Севернее м. Ныгчиган, на продолжении коренного берега, сложенного морскими глинами и валунистыми суглинками, располагается сравнительно небольшая песчаная коса Сапалон (см. рис. 4, Г), а еще севернее, между входом в лагуну Гэтлянгэн и м. Халюсткина, находится третье аккумулятивное образование. Это сравнительно неширокая современная морская терраса, переходящая на юге в перемычку лагуны Кыплярагыттын (см. врезку на рис. 4, Г). Сама лагуна является мелководным заливом лагуны Гэтлянгэн и отчленена от нее узкой песчано-галечниковой косой Атылаиткан. Своей средней частью последняя примыкает к отмершему клифу острова, расположенного у входа в лагуну Гэтлянгэн и сложенного валунистыми суглинками. Коренные породы встречаются лишь в районе м. Халюсткина, где они представлены кристаллическими мраморизованными известняками палеозойского возраста, весьма устойчивыми против абразии. Это и послужило причиной выдвижения мыса.

Рельеф дна прибрежной части моря, как и в районе Чаплинской аккумулятивной формы, характеризуется здесь наличием подводного поднятия, простирающегося от м. Ныгчиган в северо-восточном направлении. Поднятие четко оконтурено изобатой 20 м, а его наиболее мелководная часть (против м. Ныгчиган) — изобатой 10 м (см. рис. 4, Г). Поверхность поднятия, особенно в его мелководной части, как показали водолазные обследования, сложено довольно крупными валунами, образующими волноустойчивую поверхность. Валунный и глыбовый материал широко распространен и на пляже у основания выложенных процессами солифлюкции отмирающих береговых уступов в районе м. Ныгчиган. В прибрежной части дна против Усугренского комплекса аккумулятивных форм, преобладают песчано-галечниковые наносы. Уклоны дна от уреза до изобаты 10 м колеблются в довольно широких пределах и на участках размыва составляют 0,01—0,03. Профиль прибрежной части подводного склона имеет здесь четкий перегиб на глубинах 6—7 м (см. рис. 3, нижний профиль). Там, где размыва нет, уклоны равны 0,005—0,006. Уклоны дна между изобатами 10 и 20 м более постоянны и составляют около 0,0025.

Процесс развития Усугренского комплекса аккумулятивных форм имеет много общего с историей образования северо-восточной ветви Чаплинской аккумулятивной формы. Во время позднеледниковой трансгрессии водами моря были залиты понижения моренного рельефа прибрежной низменности, благодаря чему здесь также образовался довольно сложно расчлененный контур береговой линии. Конечноморенный вал (простирающаяся к северо-востоку от м. Ныгчиган подводная возвышенность) выдвигался в море в виде полуострова, постепенно разрушаемого волнами (см. рис. 4, А). Значительные уклоны поверхности края прибрежной равнины обусловили развитие берега по абразионному типу.

Под действием преобладающих в осеннее время северных и северо-восточных штормов берега залива, образованного полуостровом и материковым берегом, начали интенсивно абрадироваться. Материал абразии волекался во вдольбереговое перемещение и накапливался в вершине

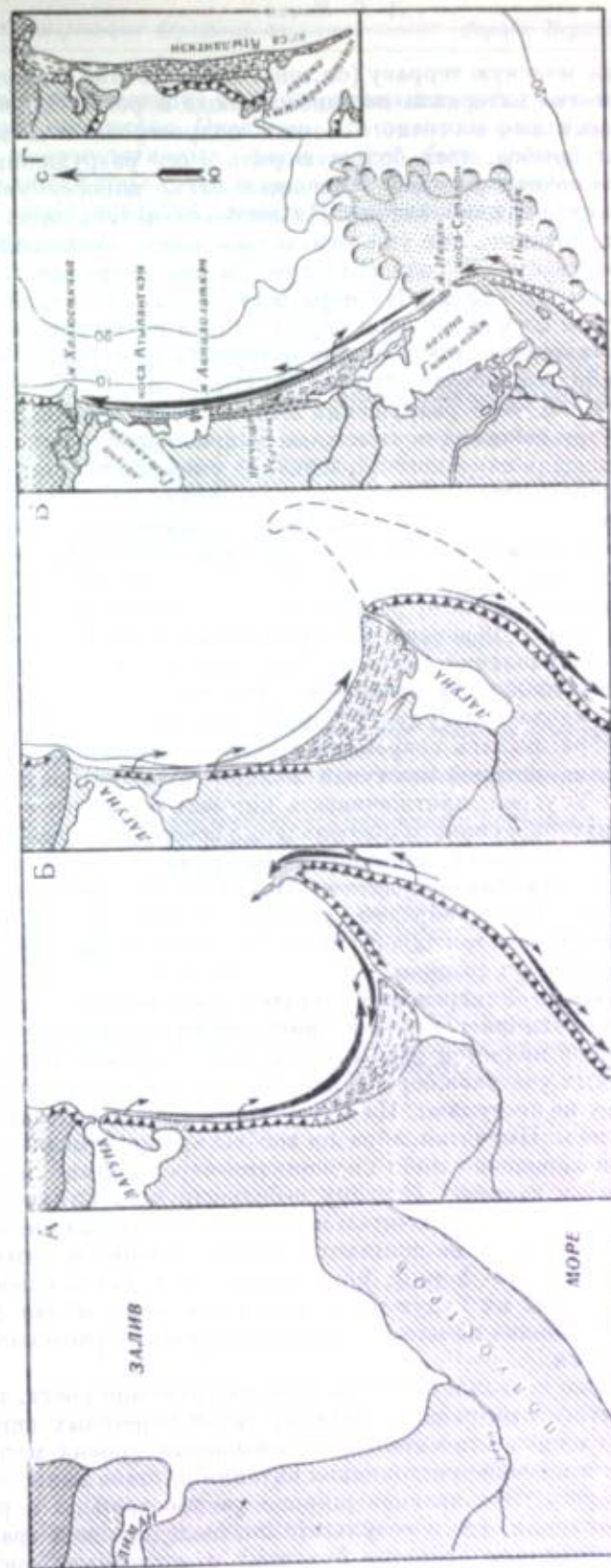


Рис. 4. Морфодиаграммические схемы (А, В, В, Г) некоторых этапов развития Усугренского комплекса береговых аккумулятивных форм.

Условные обозначения те же, что и на рис. 1

залива, формируя морскую террасу (см. рис. 4, Б). Вполне возможно, что некоторое количество материала поставляли сюда и реки. Одновременно происходил размыв юго-восточного берега полуострова под действием волнений южных румбов, хотя большую роль в его разрушении играли все же северо-восточные штормы. Основная масса наносов увлеклась волнами в юго-западном направлении. На месте оставались лишь крупные валуны и глыбы, которые, как уже отмечалось выше, образовали волноустойчивую поверхность. В ходе трансгрессии она погрузилась на значительные глубины (10—15 м). По мере роста аккумулятивной террасы абразионные уступы на материковом берегу залива постепенно отмирали; одновременно уменьшилось поступление материала на террасу, и ее контур временно стабилизировался (см. рис. 4, В).

В дальнейшем, по мере разрушения полуострова, южная часть террасы попала в сферу действия волн южных направлений и начала размываться. Общая площадь наносного образования уменьшалась также в процессе затопления наиболее древних участков водами лагуны, акватория которой все более увеличивалась в процессе повышения уровня моря. Древние береговые валы были частично размывты, но остатки их до сих пор четко прослеживаются на выдвинутом в акваторию лагуны полуострове. Материал, поступающий от размыва морского края аккумулятивной террасы Усугрен, начал перемещаться преобладающими в летнее время волнами южных направлений к северу. Это в конце концов привело к полному отмиранию клифа как на материковом берегу, так и на острове, расположенном у входа в лагуну Гэтлингэн (см. рис. 4, Г). Постепенно против острова образовалась современная аккумулятивная форма, материал на построение которой поступал исключительно с размываемых участков террасы Усугрен, протяженность которых все более увеличивалась. В период кратковременного преобладания северных и северо-восточных волнений этот материал частично перемещался к югу и образовал очень узкую косу, оканчивающуюся м. Икван и отчленяющую лагуну Гитгикойм от моря. Таким образом, участок размыва аккумулятивной формы Усугрен явился местом дивергенции двух потоков наносов, меняющих свое направление по сезонам.

В настоящее время Усугренский комплекс аккумулятивных форм в своей большей части отмирает, так как единственным источником маломощных потоков наносов является размываемая часть террасы. Ни с севера, ни с юга (с коренных участков берега) наносы в настоящее время на аккумулятивную форму не поступают. На севере этому мешает м. Халюсткаина; на юге же, в районе м. Ныгчигэн, абразия вообще крайне замедлена. Здесь основание клифов защищено либо снежниками-перелетками, либо навалом крупных глыб и валунов. Поэтому небольшая коса Сапалон севернее м. Ныгчигэн сложена исключительно песчаным материалом (валуны и глыбы плотно уложены и не двигаются даже во время сильных штормов). Обе аккумулятивные формы, по-видимому, и в дальнейшем будут размываться, и контуры их будут перестраиваться, если общая физико-географическая обстановка на юго-восточном побережье Чукотского полуострова не изменится.

Изложенное выше позволяет считать, что прекращение роста, размыв, и как следствие этого отмирание некоторых типов береговых аккумулятивных форм в условиях относительного повышения уровня моря чаще всего связаны с исчезновением источников питания потоков наносов в процессе развития берега. Это явление широко распространено в районах ледниковой аккумуляции, где в результате позднеледниковой трансгрессии моря часто возникали сложные бухтовые и островные берега, до-

вольно быстро меняющие свои очертания под действием абразионно-аккумулятивных процессов. Очевидно, что причины размыва и отмирания береговых аккумулятивных форм могут быть раскрыты с достаточной полнотой лишь в том случае, если рассматривать развитие этих форм в неразрывной связи с историей развития прибрежной полосы суши в четвертичное время.

ЛИТЕРАТУРА

- Болдырев В. Л. Процессы отмирания аккумулятивных береговых форм на примере Керченского пролива. Труды Ин-та океанолог. АН СССР, т. XXVIII, 1958.
- Буданов В. И. и Ионин А. С. Аккумулятивные формы и динамика берегов. Природа, 1953, № 5.
- Зенкович В. П. Динамика и морфология морских берегов. Часть I. Волновые процессы. Изд-во Морской транспорт, 1946.
- Зенкович В. П. О способе образования лагун. Докл. АН СССР, т. LXXV, № 4, 1950.
- Зенкович В. П. Эволюция акваторий лагун. Изв. ВГО, т. 84, № 5, 1952.
- Зенкович В. П. Об одном типе отмирающих аккумулятивных береговых форм. Изв. ВГО, 1953, т. 85.
- Зенкович В. П. О причинах разнообразия типов берегов дальневосточных морей. Докл. АН СССР, т. XCIV, № 1, 1954а.
- Зенкович В. П. Динамическая классификация типов берегов. Труды Ин-та океанол. АН СССР, т. X, 1954б.
- Зенкович В. П. О происхождении береговых баров и лагуниных берегов. Труды Ин-та океанол. АН СССР, т. XXI, 1957.
- Ионин А. С. Новые данные о вертикальных движениях морских берегов. Труды Ин-та океанол. АН СССР, т. XIII, 1955.
- Ионин А. С. К вопросу об эволюции бухтовых берегов. Труды Океанограф. комиссии АН СССР, т. 1, 1956.
- Ионин А. С. Некоторые особенности динамики и морфологии берегов Берингова моря. Труды Океанограф. комиссии АН СССР, т. 3, 1958.
- Ионин А. С. Исследования по динамике и морфологии советских берегов Чукотского и Берингова морей. Труды Океанограф. комиссии АН СССР, т. 4, 1959.
- Ионин А. С. и Долотов Ю. С. Некоторые особенности динамики и морфологии берегов подлентя (на примере Новой Земли). Труды Ин-та океанол. АН СССР, т. XXVIII, 1958.
- Леонтьев О. К. Геоморфология морских берегов и дна. Изд. МГУ, 1955.
- Ульст В. Г. Морфология и история развития области морской аккумуляции в вершине Рижского залива. Изд. АН Латв. ССР, Рига, 1957.
- Швецов П. Ф. Вечная мерзлота и инженерно-геологические условия Анадырского района. Труды Горно-геолог. упр. Главсевморпути, вып. 2, 1938.

Н. А. Лабзовский

(Ленинградский филиал Гидропроекта)

**ГИДРОЛОГИЧЕСКИЕ ОСНОВЫ РАСЧЕТА
ПЕРЕРАБОТКИ БЕРЕГОВ ВОДОХРАНИЛИЩ**

Прогноз переработки берегов водохранилища может быть расчленен на два этапа:

1. Расчет перемещения берега в заданной точке.
2. Характеристика переработки берегов в пространстве на основе обобщения результатов по отдельным точкам с учетом геоморфологического районирования и типа берега на отдельных участках.

В данной работе рассматривается плоская задача для берега абразионного типа. В этом случае предвычисление смещения береговой линии под действием ветровых волн в заданной точке может быть сведено к решению следующих вопросов: а) определению нижней границы волнового воздействия на дно, б) определению угла заложения береговой отмели для заданных гидрологических и геологических условий при неограниченной продолжительности действия волн на берег и, наконец, в) предвычислению развития процесса переработки берега во времени.

Нами были приняты следующие исходные положения:

1. Нижняя граница воздействия волн на берег определяется сочетанием высоты волны и горизонта воды.
2. Угол заложения береговой отмели не изменяется во времени и не зависит от размеров волн. Его величина определяется только геологическими и геоморфологическими характеристиками данного участка; изменяется лишь ширина отмели.
3. Произведенное волной разрушение берега пропорционально ее энергии, коэффициенту k , характеризующему прочность грунта, и времени действия волн данной высоты (или, что то же самое, числу волн, подошедших к берегу).

В основу расчета кладутся кривые обеспеченности высот волн и уровней. Для существующих водоемов эти кривые могут быть получены непосредственно из наблюдений. Для проектируемых водохранилищ кривая обеспеченности уровня строится по данным водохозяйственного проектирования, а высоты волн рассчитываются по данным о ветре (используется статистическая обработка ветра по направлениям и скорости и измеренные по карте разгоны). Глубины, на которых должна рассчитываться волна, определяются в тех точках, где она начинает перемещать частицы грунта. Эти глубины для различных грунтов приведены в табл. 1, построенной по материалам отрывочных наблюдений в природе и расчетным данным, в связи с чем помещенные в ней величины имеют приближенный ха-

рактер и подлежат дальнейшему уточнению на основе эмпирических и лабораторных исследований.

Таблица 1

Глубина воздействия волн на различные грунты

Породы, лежащие на берегу и дне	Глубина воздействия волн	
	в долях длины волн	в долях высоты волн
Глина, ил	$1/2$	4,0
Лёсс	$1/4$	3,0
Суглинок	$1/4$	3,0
Суглинок с валунами	$1/2$	1,7
Песок мелкий	$1/3$	2,4
Песок средний	$1/4$	2,00
Гравийный песок	$1/3$	1,5
Галечник	$1/10$	1,2

Глубины, приведенные в табл. 1, отнесены к средним элементам волн, а точка начала движения частиц грунта задается отношением глубины к длине подходящей волны $(\frac{H}{\lambda})$. Определение этой точки на профиле приходится производить подбором, что представляет значительные трудности, так как элементы волн при подходе их к берегу довольно интенсивно изменяются. Можно внести большую определенность в расчет, если определять глубину воздействия в долях длины глубоководной волны $(\frac{H}{\lambda_0})$. Для этого воспользуемся формулой автора (Лабзовский, 1956)

$$\lambda = \alpha \lambda_0 \tag{1}$$

Формула (1) позволяет написать

$$\frac{H}{\lambda} = \frac{H}{\lambda_0 \alpha} \tag{2}$$

где λ — длина мелководных волн, λ_0 — длина глубоководных волн, α — коэффициент, учитывающий влияние мелководья и зависящий от величины $\frac{H}{\lambda_0}$.

Задаваясь различными значениями $\frac{H}{\lambda_0}$ и имея вычисленные значения α для этих значений (Лабзовский, 1956), нетрудно построить график связи между $\frac{H}{\lambda}$ и $\frac{H}{\lambda_0}$ (рис. 1). Этот график позволяет оценивать глубину воздействия волн на дно, сложенное разными породами, в долях длины глубоководной волны, которая образовалась бы на данном профиле при достаточной глубине. Для волн разной длины, рассчитанных при различных скоростях ветра и разгонах, глубина воздействия будет различной, что вполне соответствует физическому смыслу границы размывов дна. Энергия волн, после того как последние перейдут границу, будет затрачиваться на переформирование берега, в то время как волны мористее заданной границы еще не будут вызывать разрушений дна и берега.

Следует иметь в виду, что при расчете переработки берега целесообразно учитывать средние значения размеров волн при заданных скоростях

ветра и разгона, а не максимальные, имеющие весьма малую повторяемость, и, следовательно, меньшую суммарную эффективность.

Применим изложенные выше соображения к расчету переработки берега. Пусть режим уровня задан кривой обеспеченности уровней за навигацию в среднем за многолетие (рис. 2), а режим волнения — кривой обеспеченности высот волн за тот же период времени (рис. 3), позволяющей в свою очередь построить график глубины воздействия волн. Для этой цели используется простая зависимость между глубиной воздействия и высотой волн в данной точке, приведенная в табл. 1,

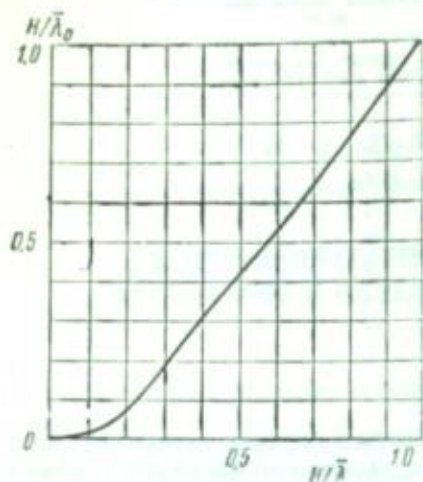


Рис. 1. График связи между величинами

$$\frac{H}{\lambda} \text{ и } \frac{H}{\lambda_0}$$

и полагая, что волнение любой силы и, следовательно, любой обеспеченности может возникнуть при любом положении горизонтов, можно оценить обеспеченность воздействия волн с учетом изменения уровня. Методика сложения кривых обеспеченности широко применяется в настоящее время при решении гидрологических задач и в водохозяйственных расчетах (Никитин, 1949; Потапов, 1951; Крицкий и Менкель, 1952). В результате такого сложения получается кривая обеспеченности глубины воздействия волн с учетом хода уровней (рис. 5).

Если полагать продолжительность действия волн для каждого расчетного случая достаточной для переработки берега при любой обеспеченности глубины проникновения волн, можно построить профиль конечной сработки, соответствующий окончательному положению береговой отмели. Для этой цели воспользуемся кривой обеспеченности глубины воздействия волн в заданном пункте (рис. 5) и нанесем на профиль берега глубины воздействия волн для лет заданной обеспеченности (рис. 6). Определим объемы грунта на единицу протяженности берега для каждого случая заданной обеспеченности, а также расстояние береговой линии от первоначального положения точки пересечения берега с урезом воды.

¹ Нормальный подпорный горизонт. — Ред.

обеспеченности высот волн за тот же период времени (рис. 3), позволяющей в свою очередь построить график глубины воздействия волн. Для этой цели используется простая зависимость между глубиной воздействия и высотой волн в данной точке, приведенная в табл. 1,

$$H = Ah, \quad (3)$$

где A — эмпирический коэффициент.

На рис. 4 приводится кривая обеспеченности глубины воздействия волн за навигацию в среднем за многолетие при постоянном горизонте, равном НПГ¹.

Складывая кривую обеспеченности уровней (см. рис. 2) с кривой обеспеченности глубины воздействия волн при постоянном уровне (рис. 4)

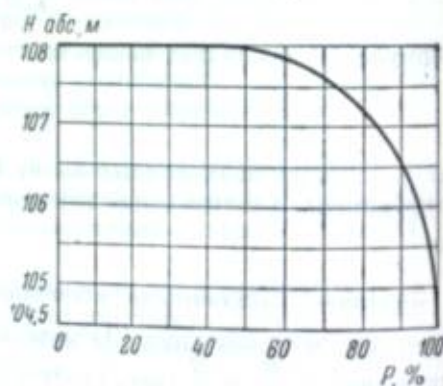


Рис. 2. Кривая обеспеченности уровня

Для удобства расчетов строим кривую зависимости между этими величинами (рис. 7). Таким образом решается первая часть задачи — устанавливается конечный вид нового берега при глубине воздействия заданной обеспеченности.

Для решения второй части задачи — предсказания величины переработки в заданный промежуток времени — необходимо оценить свойства

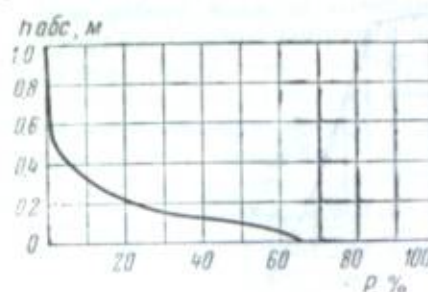


Рис. 3. Кривая обеспеченности высоты волн

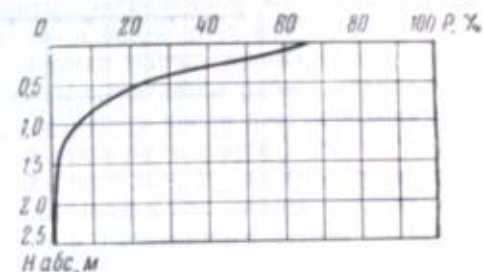


Рис. 4. Кривая обеспеченности глубины воздействия волн при постоянном горизонте

грунта и строение берега. Как уже указывалось, интенсивность переработки зависит от прочности грунтов. Таким образом, время, необходимое для переработки берегов одинаковой формы, но различного геологического строения, при прочих равных условиях будет различным.

Общий вид выражения для определения объема переработки, выполняемой волнами, будет:

$$V = ENk, \quad (4)$$

где E — энергия одной волны заданных размеров, N — число волн за время наблюдений ($N = \frac{T}{\tau}$), T — время работы волн, τ — период волны, k — коэффициент, зависящий от особенностей грунта, в частности от сил сцепления. Он выражается объемом переработанного грунта, приходящимся на единицу суммарной энергии волн:

$$k = \frac{V_0}{E \frac{T_0}{\tau}}, \quad (5)$$

где V_0 — наблюдаемая переработка берега (в m^3) за время T_0 . Определение этого коэффициента возможно только опытным путем, ввиду сложности механизма разрушения породы водой. Для получения более объективных и правильных величин промежутков времени T_0 следует принимать не менее одного года (навигации), чтобы он охватывал и период первоначальных нарушений берега (образование ниш и фестонов), и обвалы, и размыв волнами обвалившегося грунта.

В течение навигации на берег воздействуют волны различных высот. Имея кривую обеспеченности высот волн и разбивая ее на ряд зон, можно

подсчитать суммарную работу волн в каждой зоне, после чего нетрудно подсчитать и суммарную работу волн за навигацию. Однако такой подсчет не может дать полного представления о разрушении берега. Каждой градации глубины воздействия волн будут соответствовать определенные объемы грунта, подлежащего переработке. Вместе с тем каждой градации

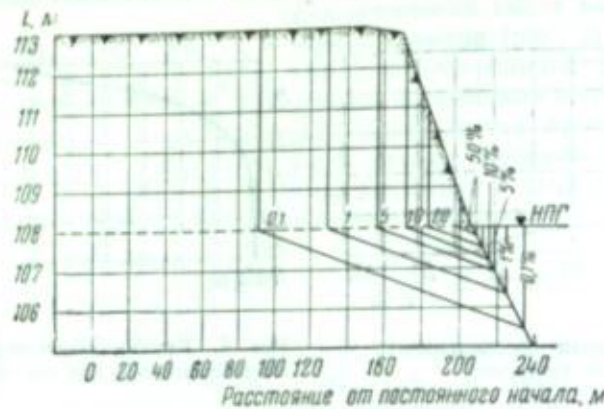


Рис. 6. Расчетный профиль участка

глубины будет также соответствовать и определенное количество волновой энергии, приходящейся на данный горизонт. Задача состоит в том, чтобы не только суммарно оценить возможность переработки данного объема грунта, имея суммарную энергию волн, но и убедиться, что на каждом из горизонтов энергии волн соответствующей высоты будет

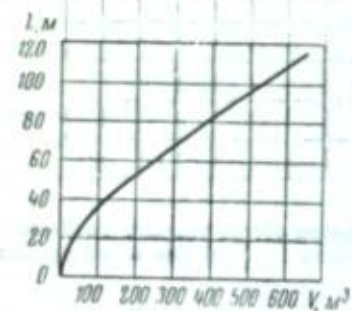


Рис. 7. График связи между объемом грунта V и перемещением кромки берега l

достаточно для размыва грунта, расположенного в данной зоне. Легко представить себе случай, когда большое количество волновой энергии, полученной от частых и незначительной степени переформировать берег, так как отсутствие крупных волн не обеспечит переработку грунта с более значительных глубин.

Разобьем наш расчетный профиль на ряд зон переработки в зависимости от обеспеченности глубины воздействия волн (рис. 6).

В каждой зоне действует только та часть энергии, которая достигает заданной глубины. Так, в зоне, находящейся в пределах

глубин воздействия от 0,01 до 1% обеспеченности, действует разность энергии волн, имеющих соответствующие обеспеченности. Размыв грунта в этой зоне может быть подсчитан по следующей формуле:

$$\Delta V = V_n - V_{n-1}, \quad (6)$$

где ΔV — объем переработанного волнами в заданной зоне грунта, V_n — объем переработанного грунта, соответствующий нижней границе заданной зоны, V_{n-1} — то же для верхней границы заданной зоны.

Теперь имеется возможность определить время, необходимое для переработки грунта в зависимости от обеспеченности глубины воздействия.

Разделим объем грунта, определенный по профилю (рис. 6) для самой

верхней зоны, на объем грунта, размываемого в течение навигации волнами, соответствующими этой зоне (определенный по формуле 6). В результате получим в первом приближении число лет, необходимое для переработки грунта верхней зоны. Далее вводим поправку на работу волн, затрачиваемую на больших глубинах воздействия, обеспеченность которых меньше. После этого вновь делим объем грунта первой зоны на полную работу волн за вычетом работы, затраченной на глубинные части профиля. Обычно поправки невелики, и более двух приближений не требуется. Затем таким же образом ведется расчет времени по следующей зоне, при этом из полной работы волн вычитается работа, приходящаяся на вышележащую зону, и т. д. При подсчете числа лет, необходимых для переработки какой-либо зоны, за исключением самой верхней, количество лет, необходимых для переработки всех зон, лежащих выше определяемой, складывается, так как размыв нижней зоны невозможен до тех пор, пока не переработана верхняя. Пример изложенного метода расчета в его последовательности дан в табл. 2.

Таблица 2

Расчет времени переработки берега по зонам обеспеченности глубин

Зона обеспеченности глубин, %	Объем по профилю, м³	Переработка за навигацию, ΔV м³	$\left[\frac{V}{\Delta V} \right]$	Σn
0,4—1	288	0,59	49,0	80,0
1—5	176	7,74	22,7	31,0
5—10	88	18,9	4,6	8,3
10—20	52	25,0	2,1	3,7
20—50	36	33,0	1,1	1,6
50—64	3	44,7	0,5	0,5

Возможен и более точный подсчет с учетом изменения волновой энергии за каждую навигацию и построением профиля берега в зависимости от заданного распределения скорости ветра и его работы за ряд лет.

ЛИТЕРАТУРА

- Крицкий С. Н. и Менкель М. Ф. Водохозяйственные расчеты. Гидрометиздат, 1952.
 Лабзовский Н. А. Расчет элементов волн на мелководье. Пробл. регулирования речн. стока, Изд-во АН СССР, 1956.
 Никитин С. Н. Методика водоэнергетических расчетов. Госэнергоиздат, 1949.
 Потапов М. В. Сочинения, т. 3, Сельхозиздат, 1951.

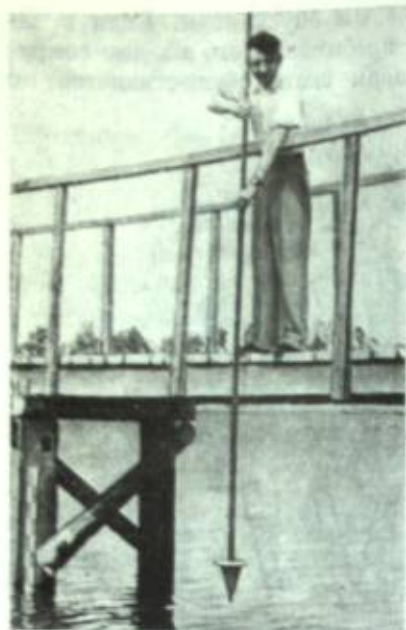


Рис. 2. Работа с наносоуловителем

откосе. Здесь, по-видимому, играют роль величины полуосей волновых орбит. В первом случае отношение горизонтальной полуоси к вертикальной, подсчитанное с учетом графиков на рис. 3 (огнибающая I), немного больше единицы (1,3), во втором же (огнибающая II) оно равно 3,4. Горизонтальный вектор во втором случае обладает относительно большей наносодвижущей силой, чем в первом.

Зависимость периода волны T от ее длины дается на рис. 4. Здесь также проведены две огнибающие. Нижняя совпадает с кривой, построенной по формуле Герстнера для неограниченной глубины

$$T = \sqrt{\frac{2\pi\lambda}{g}} \approx 0,8\lambda^{0,5}, \quad (2)$$

Наши, хотя еще и непродолжительные, наблюдения позволяют также уточнить вопрос о трансформации волн на пологих откосах. Так, для прирезовой полосы установлена в первом приближении зависимость высоты волны h от глубины воды H в виде¹

$$h = 0,5H. \quad (1)$$

Связь между высотой и длиной волны λ представлена на рис. 3. Разброс точек позволяет провести здесь две огнибающие (I и II). Левая (I) охватывает отношения высот к длинам волн от $1/5$ до $1/20$, а правая (II) — от $1/20$ до $1/40$. Эти данные говорят о том, что при инженерных расчетах сооружений, возводимых в прирезовой полосе, нельзя пренебрегать крутизной волн (h/λ). Наши наблюдения показали, что короткие волны, соответствующие линии I на рис. 3, производят размыв откосов, а длинные, соответствующие линии II на рис. 3, выбрасывают наносы к урезу воды, особенно на гравелистом

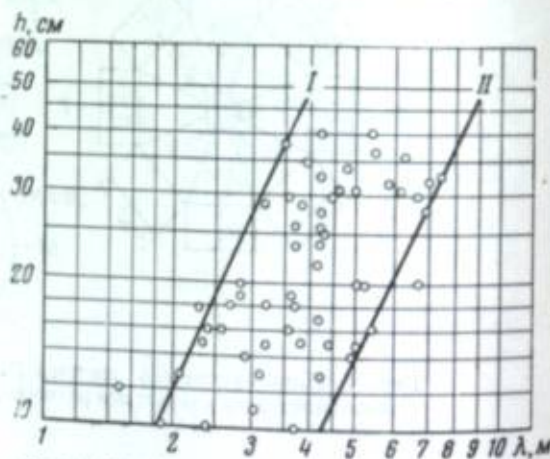


Рис. 3. График связи между высотой и длиной волны на откосе с уклоном 1 : 20
I и II — огнибающие волн точек

¹ Эта зависимость не совпадает с принятой в ГОСТе на основании других многочисленных исследований, при которых $h = \frac{2}{3}H$. — Ред.

а верхняя удовлетворяет уравнению вида

$$y = ax^n, \quad (3)$$

подставляя соответствующие значения в которое получим

$$T = 0,83\lambda^{0,6}. \quad (4)$$

Уравнение Буссинеска занимает промежуточное положение между двумя огнибающими кривыми, выраженными формулами (2) и (4). В инженерных расчетах следует учитывать диапазон изменений λ и T , поскольку от них зависят величины придонных орбитальных скоростей.

Количество песка q , перемещающегося в придонном слое на искусственном пологом откосе с уклоном 1 : 35, определялось с помощью наносоуловителя, описанного выше. Данные наблюдений, выражающие зависимость $\frac{q}{h} = f(H)$, нанесены на график (рис. 5). Точка k заимствована из книги П. К. Божича и Н. Н. Джуковского (1949). По верхней границе значений $\frac{q}{h}$ проведена кривая, которая удовлетворяет уравнению

$$\frac{q}{h} = \frac{100}{H}. \quad (5)$$

Из формулы (5) определяется величина твердого расхода в г/мин на 1 пог. м

$$q = 655 \frac{h}{H}. \quad (6)$$

По формуле (6) можно определять расход песка на пологом откосе в случае одностороннего движения наносов. При двухсторонней миграции песка в формулу следует вводить соответствующую поправку.

Подтверждением наших выводов служат некоторые экспериментальные данные, в которых указывается, что около 80% наносов перемещается в зоне между началом обрушения и окончательным разрушением волн. К аналогичным выводам пришел в своей работе и Р. Я. Кипас (1952).

Выводы

1. Исследования на искусственных пологих откосах подтвердили, что волны при их подходе к урезу изменяют не только свою высоту, но и длину. Закономерности изменения элементов волн следует учитывать при инженерных расчетах, в частности при определении придонных скоростей.

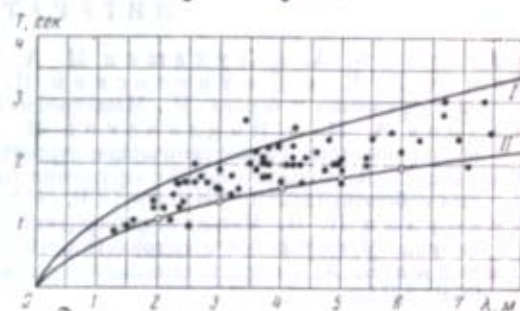


Рис. 4. График связи между периодом и длиной волны.

I — по наблюдениям автора, II — по Герстнеру

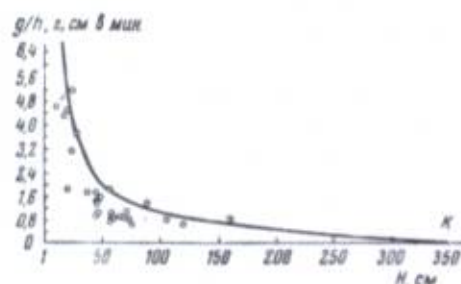


Рис. 5. График связи между отношением $\frac{q}{h}$ и глубиной H

2. Расход песка на откосе зависит от высоты волны и глубины воды. Формула (6) позволяет в первом приближении прогнозировать срок службы искусственных пологих откосов.

ЛИТЕРАТУРА

- Аполлов Б. А. и Лукашии М. А. Гидрометрия. Тифлис, 1932.
 Божич П. К. и Джунковский Н. Н. Морское волнение и его действие на сооружения и берега. М., Машстройиздат, 1949.
 Карпов А. Н. и Норданский Н. Е. Переработка берегов Цимлянского водохранилища. Гидротехническое строительство, 1958, № 2.
 Кнаис Р. Я. Оградительные сооружения типа молов и движение наносов на песчаных побережьях. Изв. АН Латв. ССР, 1952, № 6 (59).
 Кокоули П. П. Методика наблюдений над волнением на Цимлянском водохранилище. Метеорология и гидрология, 1955, № 5.
 Пышкин Б. А. Вопросы динамики берегов водохранилищ. Киев, Изд-во АН Укр. ССР, 1954.
 Саиталин К. В. Определение наносов в море с помощью пескоудовителя. Метеорология и гидрология, 1938, № 5.

А. В. Караушев

(Государственный гидрологический институт Гидрометслужбы СССР)

В. И. Абакумов, Е. К. Маркус

(Проектный институт № 1 Министерства строительства РСФСР)

ПРИБЛИЖЕННЫЙ МЕТОД РАСЧЕТА ЗАНОСИМОСТИ МОРСКИХ КАНАЛОВ¹

Вопрос о заносимости морских каналов в настоящее время решается почти исключительно на основании натуральных наблюдений, проводимых на месте предполагаемого сооружения прорези; существующие же способы расчета не дают надежных результатов. Авторами сделана попытка использовать для расчета заносимости морских каналов некоторые результаты, полученные в речной гидравлике. Разумеется, в условиях мелководного моря процессы взвешивания и перемещения наносов связаны не только с транзитными течениями того или иного происхождения, но и со знакопеременными движениями водных масс, определяемыми ветровым волнением. Эта особенность явления учитывается предлагаемым методом, рассматривающим перемещение всех тех наносов, которые могут быть взвешены. Наиболее крупные из них перемещаются преимущественно в придонном слое, а мелкие распределяются более равномерно по глубине водоема.

Условия взвешивания и транспортирования наносов зависят от интенсивности турбулентного перемешивания, численно выражающейся через коэффициент турбулентного обмена. Волнение представляет собой такого рода движение, при котором диссипативные явления оказываются относительно слабо выраженными. Это свидетельствует о том, что турбулентность, связанная непосредственно с волнением, может получать лишь ограниченное развитие. Последнее подтверждается исследованиями А. А. Дмитриева и Т. В. Бончковской (1953), которые обнаружили значительную турбулентность при волнении лишь в верхнем слое воды. Турбулентность же в придонном слое при волнении не изучалась, но можно думать, что она развивается и здесь в связи с орбитальными перемещениями водных масс у твердого дна. При одновременном наличии транзитных течений и волнений возникающая в придонном слое турбулентность, по видимому, связана как со скоростями транзитных течений, так и с придонными орбитальными скоростями. Наличие знакопеременных скоростей у дна свидетельствует о том, что при волнении развивающаяся у дна турбулентность лишь в слабой мере проникает в вышерасположенные слои жидкости.

¹ Разработка методики расчета осуществлена А. В. Караушевым, работы по практическому применению метода и его проверке на натурном материале выполнены В. И. Абакумовым и Е. К. Маркус.

Указанные обстоятельства позволяют допустить, что в водоемах при одновременном действии транзитных течений и волнения взмыв наносов в придонном слое определяется одновременным действием волнения и течений, а взвешивание их в основной толще водных масс — турбулентностью, связанной со скоростью транзитного течения. Вопрос об определении коэффициента турбулентного перемешивания в условиях дрейфовых, градиентных и других течений рассматривается в работах проф. В. М. Маккавеева (1951).

В речной гидравлике вводится понятие мутности взмыва $S_{H+\delta}$, которая соответствует значениям мутности восходящих пульсационных токов в момент их отрыва от дна. Величину $S_{H+\delta}$ следует отличать от донной мутности S_H , которая выражает среднюю мутность придонного слоя. По аналогии с формулой мутности взмыва, полученной в речной гидравлике, можно написать аналогичную формулу для случая наличия волнения:

$$S_{H+\delta} = 0,000057 \frac{N}{H} (|V_H| + |V_x|), \quad (1)$$

где $|V_H|$ — абсолютное значение скорости транзитного течения у дна, H — глубина водоема в рассматриваемом месте, N — некоторое характеристическое число для течений, определяемое по формуле

$$N = \frac{2mC}{g}, \quad (2)$$

в которой $m = 24$, g — ускорение силы тяжести, C — коэффициент Шези, приблизительно оцениваемый уравнением

$$C = 33 \left(\frac{H}{d} \right)^{\left(\frac{1}{6} \right)}, \quad (3)$$

в котором d — крупность донных наносов в мм, H — глубина в м; $|V_x|$ — среднее абсолютное значение продольной составляющей орбитальной скорости у дна, определяемое формулой

$$|V_x| = \frac{2h}{T \left| \operatorname{sh} \frac{2\pi H}{\lambda} \right|}, \quad (4)$$

где h — высота волны, T — период волны, λ — длина волны.

В случае, если транзитные течения определяются исключительно действием ветра, а течение в рассматриваемых условиях мелководья по всей вертикали имеет одно направление (либо в сторону ветра, либо в противоположную сторону), скорость транзитного течения у дна может быть найдена по формуле

$$V_H = \left(C - \frac{2m}{3} \right) \frac{HI - T_1}{V |HT - \Delta T_1|}. \quad (5)$$

Под знаком радикала здесь фигурирует абсолютное значение разности. Коэффициент Δ зависит от C и принимает следующие численные значения: при $C = 30$, $\Delta = 1,27$; при $C = 80$, $\Delta = 1,10$; при $C = 140$, $\Delta = 1,06$. Параметр T_1 связан с касательным напряжением τ_0 на свободной поверхности уравнением

$$T_1 = - \frac{\tau_0}{\gamma}, \quad (6)$$

где γ — удельный вес воды, и может быть определен по следующей полуэмпирической формуле:

$$T_1 = \frac{0,0003 + 0,0016h}{773g} w^2, \quad (7)$$

в которой w — скорость ветра на высоте 2 м над водной поверхностью.

Приняв, что турбулентность почти всей толщи воды (за исключением придонного и поверхностного слоев) определяется в основном транзитными течениями, мы считаем, что ими же определяется и распределение мутности по вертикали. В придонном слое мутность определяется одновременным воздействием волнения и течения, причем мутность взмыва вычисляется по формуле (1). Средняя мутность по вертикали при однородных наносах, отвечающая транспортирующей способности потока для рассматриваемых условий, определяется по формуле

$$S_{\text{тр}} = \Phi B S_{H+\delta}. \quad (8)$$

Функции Φ и B выражают здесь отношения

$$\left. \begin{aligned} \Phi &= \frac{S_H}{S_{H+\delta}}, \\ B &= \frac{S_{\text{ср}}}{S_H}, \end{aligned} \right\} \quad (9)$$

в которых S_H — донная мутность, а $S_{\text{ср}}$ — средняя по вертикали мутность, отвечающая в данном случае транспортирующей способности потока.

Функция Φ определяется по специальному графику (рис. 1) в зависимости от параметра $\epsilon = \frac{u}{w_H}$, где u — гидравлическая крупность наносов, а w_H — среднее абсолютное значение пульсационной скорости у дна при наличии течений и волнения. По аналогии с формулой пульсационной скорости гравитационного руслового потока приблизительно примем:

$$w_H \cong \frac{|v_{\text{ср}}|}{\sqrt{N}} + \frac{|v_x|}{\sqrt{N_s}}, \quad (10)$$

где N_s — некоторый характеристический параметр, введенный В. М. Маккавеевым (1951), который может быть приближенно найден по формуле

$$N_s \cong \frac{2426}{h}. \quad (11)$$

Функция B определяется по графикам рис. 2 в зависимости от коэффициента Шези и параметра $G = \frac{u}{|v_{\text{ср}}|}$. Абсолютная величина средней скорости при дрейфовых или градиентных течениях одного направления в мелководном море находится по формуле:

$$|v_{\text{ср}}| = C \sqrt{|HI - \Delta T|}. \quad (12)$$

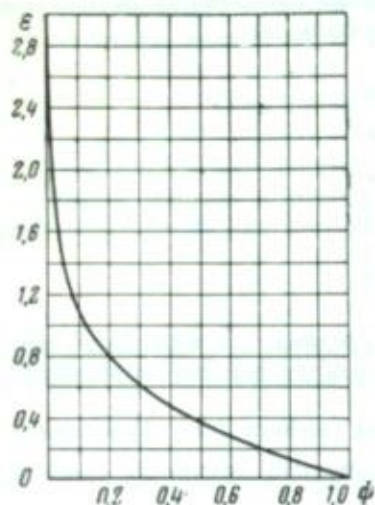
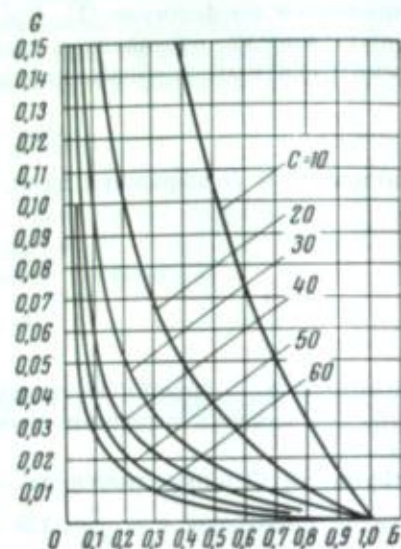
Непосредственно для расчета заносимости канала используется уравнение распределения мутности вдоль течения (Караушев, 1956), которое для однородных наносов имеет вид:

$$S = S_{\text{тр}} + (S_{\text{нач}} - S_{\text{тр}}) e^{-\frac{(u+\delta)x}{q}}. \quad (13)$$

Здесь S — средняя по вертикали мутность на расстоянии x от места входа течения в канал (течение может пересекать канал под любым углом), $S_{нач}$ — средняя по вертикали мутность у подхода к каналу, $S_{тр}$ — вычисляется по формуле (8), $q = v_{ср} H$ — элементарный расход воды, u — гидравлическая крупность наносов, k находится по формуле:

$$k = \frac{u\Phi B}{1 + \Phi B} \quad (14)$$

Уравнение баланса наносов составляется с учетом процессов взвешивания и осаждения, для чего в него вводится величина вертикального

Рис. 1. График функции Φ Рис. 2. График функции B

результатирующего расхода наносов у дна:

$$q_s \cong uS - k(S_H + s - S), \quad (15)$$

где S вычисляется по формуле (13). Заметим, что разность $(S_H + s - S)$ всегда должна быть положительной, а предельным наименьшим ее значением является 0; эта последняя величина и подставляется в формулу в том случае, когда при расчете разность оказывается отрицательной.

Если вдоль любого сечения x рассматриваемого подводного канала определить распределение мутности S и подставить полученные значения в формулу (15), то будут найдены секундные объемы взмытых или осажженных наносов в канале вдоль оси x . С размерами деформации канала за время Δt (в нашем случае обычно заиление) эти величины связаны формулой

$$\Delta h = \frac{q_s \Delta t}{1 - \delta}, \quad (16)$$

в которой δ — пористость грунта, а Δh — высота слоя отложенных наносов в м. В случае интенсивного заиления канала интервал Δt должен назначаться достаточно коротким, чтобы получаемые по расчету величины заиления не превышали 0,1–0,2 полной глубины воды на рассматриваемой вертикали. Далее выполняется расчет для последующего интервала вре-

мени с учетом полученного за первый интервал изменения глубины канала и т. д. Таким образом можно получить картину заиления канала в пространстве и во времени.

Рассмотрим один из случаев расчета, выполненного по предлагаемому методу. Расчет осуществлен для канала, заносимость которого изучалась в натуре в 1953–1954 гг. Одновременно проводились по широкой программе гидрологические и метеорологические исследования. Через определенные интервалы времени производились промеры глубин в канале и на прилегающих участках моря, на основании которых и оценивалась заносимость.

При расчете за основные приняты течения, вызванные воздействием ветра, и учтено влияние ветрового волнения. Интенсивность течения и волнения определялась по скорости и направлению ветра, причем скорость течения вычислялась теоретически по приведенным выше формулам, а элементы ветровых волн — по графикам, построенным на основании натуральных данных. Повторяемость и продолжительность действия ветров определенной силы и направления за соответствующие интервалы времени учитывались по данным натуральных наблюдений. Наблюдения над ветром велись с помощью анемоурбографа, причем с ленты снимались показания за каждый час и подвергались статистической обработке. По направлению ветер был разделен на нагонный, сгонный и нейтральный. К нейтральному были отнесены штили или весьма слабые ветры. По силе ветер делился на группы со средними скоростями 5 м/сек, 10 м/сек, 15 м/сек и 20 м/сек. Крупность наносов, по данным измерений, взята равной 0,05 мм.

Величины заносимости канала, по данным промеров и вычислений, приведены в таблице. Сопоставление этих величин показывает, что в данном случае, как и в ряде других, получен вполне удовлетворительный ре-

Таблица

Толщина слоя наносов (в м) за период 28.VIII 1953 г.—14.VII 1954 г.

Расстояние от берега	H, м	28.VIII — 8.X 1953		8.X 1953 — 14.VII 1954	
		по расчету	по промерам	по расчету	по промерам
2–3 км	3,0	0,050	0,055	0,50	0,50

зультат. Лишь в одном из случаев расчета расхождение оказалось значительно большим. Таким образом, предлагаемый метод расчета может считаться приемлемым для приближенной оценки заносимости морских каналов, что не исключает необходимости дальнейшей его проверки и усовершенствования.

ЛИТЕРАТУРА

- Дмитриев А. А. и Боичковская Т. В. К вопросу о турбулентности в волне. Докл. АН СССР, т. IX, № 1, 1953.
 Караушев А. В. Расчет распределения мутности и деформации русла на прямых участках и на закруглениях рек. Труды Гос. гидролог. ин-та, вып. 56 (110), 1956.
 Маккавеев В. М. Учет ветрового фактора и шероховатости дна в динамике волн и переносных течений. Труды Гос. гидролог. ин-та, вып. 28, 1951.

Н. Д. Шишов

(Ленморпроект Министерства морского флота СССР)

ПРИМЕРЫ МАЛОЙ ЗАНОСИМОСТИ ОТКРЫТЫХ МОРСКИХ КАНАЛОВ

Малой заносимостью морских каналов называют такую, при которой отлагающиеся в нем наносы не препятствуют судоходству значительный период времени, условно определяемый от десяти лет и больше. В каналах с малой заносимостью слой отлагающихся за год наносов обычно в десять и более раз меньше, чем в каналах с высокой заносимостью. Поэтому значительный интерес представляет изучение режима таких каналов, что позволяет выявить комплекс условий, препятствующих их заносимости, и на основе этого разработать мероприятия по созданию аналогичных условий на сильно заносимых каналах.

В качестве примера каналов с малой заносимостью нами взяты два — Ленинградский и Хапсальский.

Первый обеспечивает проход судов из Финского залива через мелководную Невскую губу в устье Невы, где расположен Ленинградский морской торговый порт. Кроме основного морского канала, в Невской губе имеется несколько вспомогательных. Изучение заносимости проводилось в основном канале, который, начинаясь в устье Большой Невы, проходит по бару и южной части Невской губы. Общая длина его равна 29,6 км, из них на протяжении 9,6 км он огражден дамбами. Ширина канала по дну в огражденной части равна 85 м, в открытой части — 107 м, а на поворотах — 181 м. Глубины доведены до 9,0—9,5 м, а на отдельных участках и больше. Хапсальский подходный канал находится в Хапсальском заливе, который через пролив Муху-Вяйн соединяется с Рижским заливом. Этот канал обеспечивает проход судов из пролива Муху-Вяйн к Новой гавани г. Хапсалу (рис. 1). Его общая длина равна 2,5 км при ширине по дну 60 м, а поверху 80 м. Глубина выемки в мористой части равна 0,6 м и увеличивается к Новой гавани до 2 м. Прорыт канал в позднеледниковых и современных отложениях, представленных соответственно ленточными глинами и мелкозернистыми сильно заиленными песками и илами. Наличие ленточных глин на первоначальном дне канала облегчает определение слоя последующих отложений.

Заносимость Ленинградского морского канала впервые была определена за период с 1883 по 1892 г. (Малюков, 1930). Оказалось, что в огражденной части канала средний годовой слой наносов составлял 6,3 см, а в неогражденной заносимость по длине канала колебалась от 11 до 15 см в год, причем по северной его стороне отложений было больше, чем по южной. В последние годы заносимость в открытой части морского ка-

нала определена на основании совмещения планов промеров. Первый план относится к 1936 г., второй — к 1949 г. и третий — к 1952 г. Основными из них были планы 1936 г. и 1952 г. За небольшим исключением промеры выполнены вполне удовлетворительно. В огражденной части канала заносимость определена по промерам 1931 и 1936 гг. Обработка промеров заключалась в построении совмещенных профилей, по каждому из которых производился подсчет сокращения площади поперечного сечения канала, а отсюда — среднего и максимального слоев отложения наносов. Поскольку промерами выявилось, что заносимость канала в поперечном сечении неодинакова, подсчеты проводились отдельно по дну и откосам его. Кроме того, дно было разделено на южную (левую) и северную (правую) половины, условной границей между которыми служила ось канала. Таким образом, по каждому поперечному профилю заносимость определялась для четырех участков. Сами профили располагались через каждые 100 м (а на отдельных участках через 50 м). По материалам промеров определялась величина заносимости на 1 км длины канала за год.

Анализ результатов показывает, что заносимость канала была неодинаковой как по его длине, так и по ширине. Дно канала (между нижними бровками) интенсивнее заносилось в северной (правой) половине; средний объем отложений за год на 1 км длины составлял здесь 1623 м³, что соответствует среднему слою толщиной 3,3 см. В южной половине средний объем отложений за год на 1 км длины канала равнялся 1214 м³, а средняя толщина слоя — 2,4 см. Следовательно, в северной половине канала наносы отлагались в 1,3 раза больше, чем в южной. Распределение наносов по дну также было неравномерным. Наименьший слой отложений наблюдался на оси канала, а наибольший — у нижних бровок его, причем более значительный у северной бровки. Это связано, по-видимому, с движением судов, под влиянием которых наносы относятся от оси канала. Весьма значительно отложение наносов и на откосах канала, причем на северном оно значительно интенсивнее, чем на южном. Годовой объем отложений на 1 км длины северного откоса равен 1517 м³ (средний слой 5,9 см), а южного — 560 м³ (средний слой 3,4 см). Такой характер отложений указывает на то, что основная масса наносов поступает в канал со стороны северной половины Невской губы.

По выходе морского канала из дамб заносимость его сильно возрастает; здесь она примерно в четыре раза больше, чем в огражденной части. Наряду с отложением наносов на отдельных участках откосов наблюдается размыв, более интенсивный на южной стороне. Общий объем



Рис. 1. Схема расположения Хапсальского морского канала (штриховой линией обозначен судоходный фарватер)

размыва на 1 км длины канала в год здесь в среднем составляет 536 м³ (на северной стороне—381 м³).

Сравнение величин заносимости канала за периоды 1883—1892 гг. и 1936—1952 гг. показывает, что в последний период заносимость уменьшилась в 2,35 раза. Повышенная заносимость в период с 1883 по 1892 г. была обусловлена, по-видимому, деформацией откосов при их формировании. К 1936 г. откосы в основном стабилизировались и в канале отлагались лишь наносы, принесенные со стороны.

На Хапсальском канале после 1917 г. судоходство фактически было прекращено и вновь возобновилось лишь в 1940 г., но в небольших размерах. Со времени постройки канала и до 1955 г. ремонтного черпания его не производилось. Таким образом, канал заносился примерно с 1916 по 1955 г., т. е. в течение 39 лет, как за счет отложения наносов, так и за счет формирования откосов.

Заносимость Хапсальского канала изучалась комплексным методом. Одновременно исследовался гидрологический режим и режим наносов окружающего района, производились промерные работы и работы, связанные с изучением грунтов, в том числе буровые. Бурение производилось как по оси канала, так и по обеим его бровкам. Было взято также 306 образцов грунта из поверхностного слоя дна щупом и грунтовой трубкой.

В результате выяснилось, что максимальные глубины по всему каналу сохранились близкими к первоначальным, но ширина его значительно изменилась. В частности, по дну (при глубинах его свыше 4,0 м) ширина канала оказалась неодинаковой по длине (меняется от 20 до 60 м), а поперечный профиль его на большем протяжении имеет форму корыта или треугольника. Следовательно, канал заносился прежде всего за счет уложивания его откосов и отложения наносов у нижних бровок. Как правило, откос южной бровки канала круче, чем северной, что вызвано преобладанием одностороннего действия волн и перемещения наносов.

Слой наносов, отложившихся в канале за 39 лет, по данным бурения, колеблется в пределах от 10 до 70 см, а в среднем по всему каналу равен 34 см, или около 0,9 см в год. У бровок слой наносов несколько толще. При совмещении планов промеров за 39 лет получена средняя толщина слоя наносов, равная 46,4 см, или 1,2 см в год, что достаточно близко совпадает с первой величиной (0,9 см). Такая скорость отложения наносов в канале является крайне незначительной, и Хапсальский морской канал может считаться одним из наименее заносимых.

Как известно, заносимость морских открытых каналов в первую очередь зависит от энергии волн и ветровых течений, которые вместе с волнением производят основные перемещения масс наносов. Энергия же волн определяется в основном скоростью ветра, длиной их разгона и глубиной моря.

Ветровые условия в Невской губе и в Хапсальском заливе ничем не отличаются от условий других районов Балтийского моря. Следовательно, основными факторами, от которых зависят размеры, а значит, и энергия волн, возникающих в чих, являются длины разгонов и глубины. Ограниченность длин разгонов и глубин как в заливе, так и в губе препятствуют образованию в них значительных волн. Поэтому волновая энергия в описываемых районах мала, что и является основной причиной малой заносимости обоих каналов.

В таблице приводятся относительные величины равнодействующих энергии волнения, вычисленных для нескольких точек обоих морских каналов.

Таблица

Равнодействующие энергии волнения для Ленинградского и Хапсальского каналов

Канал	Расстояние от начала канала, км	Параметры равнодействующей	
		азимут, град.	энергия, тыс. т/м
Ленинградский	15	95	0,60
	20	92	0,54
	25	81	0,40
Хапсальский	1	79	0,46
	2	90	0,44

Величины энергетических равнодействующих в таблице получены путем графического сложения векторов энергии по отдельным румбам (e), а величины последних вычислялись по формуле

$$e = aw^2 p \sqrt{D}, \quad (1)$$

где D — длина разгона воды в км, w — средняя скорость ветра в м/сек, p — повторяемость ветра в процентах, a — коэффициент, учитывающий влияние глубины на размеры волн; величина его на глубинах больше 30 м равна единице, а на меньших (по материалам наблюдений над волнением в прибрежных и мелководных районах) вычисляется по формуле

$$a = 0,325 \sqrt{H}, \quad (2)$$

где H — глубина (Шишов, 1956).

Приведенные в таблице значения энергии волнения незначительны по сравнению с энергией в других пунктах и районах Балтийского моря. Так, например, в районе Вентспилса подсчитанная аналогичным образом энергия волнения равна 12,1, т. е. в 26 раз больше, чем в Хапсальском заливе и в Невской губе; в Рижском заливе энергия волнения равна 1,5—3,0 единицы. Таким образом, устанавливается прямая связь между заносимостью открытых морских каналов и энергией волнения. Дальнейшее изучение этой зависимости позволит более рационально подойти к расчетам и проектированию подобных сооружений.

ЛИТЕРАТУРА

- Малюков В. А. Двоуглубительные работы по сооружению морского канала и гавани Ленинградского порта. Изд. Ленингр. порта, 1930.
 Шишов Н. Д. Метод расчета мощности потока наносов в морях и больших озерах. Труды Союзморпроекта, № 3, 1956.

И. Я. Попов

(Всесоюзный научно-исследовательский институт гидротехники имени Б. Е. Веденеева)

ЛАБОРАТОРНЫЕ ИССЛЕДОВАНИЯ МЕРОПРИЯТИЙ ПО БОРЬБЕ С ЗАНОСИМОСТЬЮ ВОДНЫХ ПОДХОДОВ К ПОРТУ

В 1955 г. в гидротехнической лаборатории ВНИИГ имени Б. Е. Веденеева были проведены исследования наносозадерживающих сооружений, предназначенных для борьбы с заносимостью водных подходов к одному из портов.

Берег и полоса подводного склона шириной от 2 до 4 км в районе порта и на примыкающих к нему участках побережья довольно значительно протяжения сложены мелкозернистыми песками со средней крупностью $d_{50} = 0,2$ мм. Профиль дна в направлении, нормальном к береговой линии, имеет уклоны от 1:120 до 1:150 и только начиная с глубин 10—14 м становится более крутым. Ограждающие сооружения порта состоят из двух сходящихся в плане молов *A* и *B* (рис. 1), головы которых доведены до глубин 6,0—7,0 м. Вдоль мола *A* проходит подходной канал с глубиной строительной выемки 10 м в пределах огражденного участка и 12 м — в открытом море. На подходах к порту чаще всего наблюдаются волны высотой 0,4—0,6 м; сильные ветры повторяемостью 1,5 — 0,05% создают волны высотой от 3,0 до 5,3 м соответственно.

Расчетами установлено, а наблюдениями подтверждено, что суммарный вектор «наносодвижущей силы» направлен к порту вдоль берега со стороны мола *A* (1—1 на рис. 1). Объем наносов, перемещающихся в этом направлении, в 3,7 раза больше, чем объем наносов, мигрирующих в обратном направлении, и достигает в отдельные годы 700 тыс. — 1 млн. м³ в год. Перемещение наносов происходит в результате одновременного действия волнений и течений, скорость которых достигает 15—20 см/сек на поверхности воды и 10—15 см/сек в придонных слоях. Из всей совокупности течений, наблюдаемых на этом участке моря, выделяются главным образом течения двух направлений: в направлении стрелок 1—1 и 2—2 (рис. 1), причем первое благодаря большей повторяемости ветров этого направления преобладает над вторым. Передвижение мелкого песка вдоль побережья происходит в основной своей массе во взвешенном и подвзвешенном состоянии. Наличие направленных вдоль берега течений даже с малыми скоростями, которые сами по себе не могли бы вывести песчинку из состояния покоя, при условии непрерывного взвешивания частиц волнением способствует перемещению их в огромных количествах.

Построенные в целях борьбы с заносимостью порта ограждающие сооружения (молы *A* и *B*) перерезали зону перемещения наносов и, изменив таким образом естественный режим их движения, создали условия для переформирования рельефа подводного склона вблизи порта; у мола *A*,

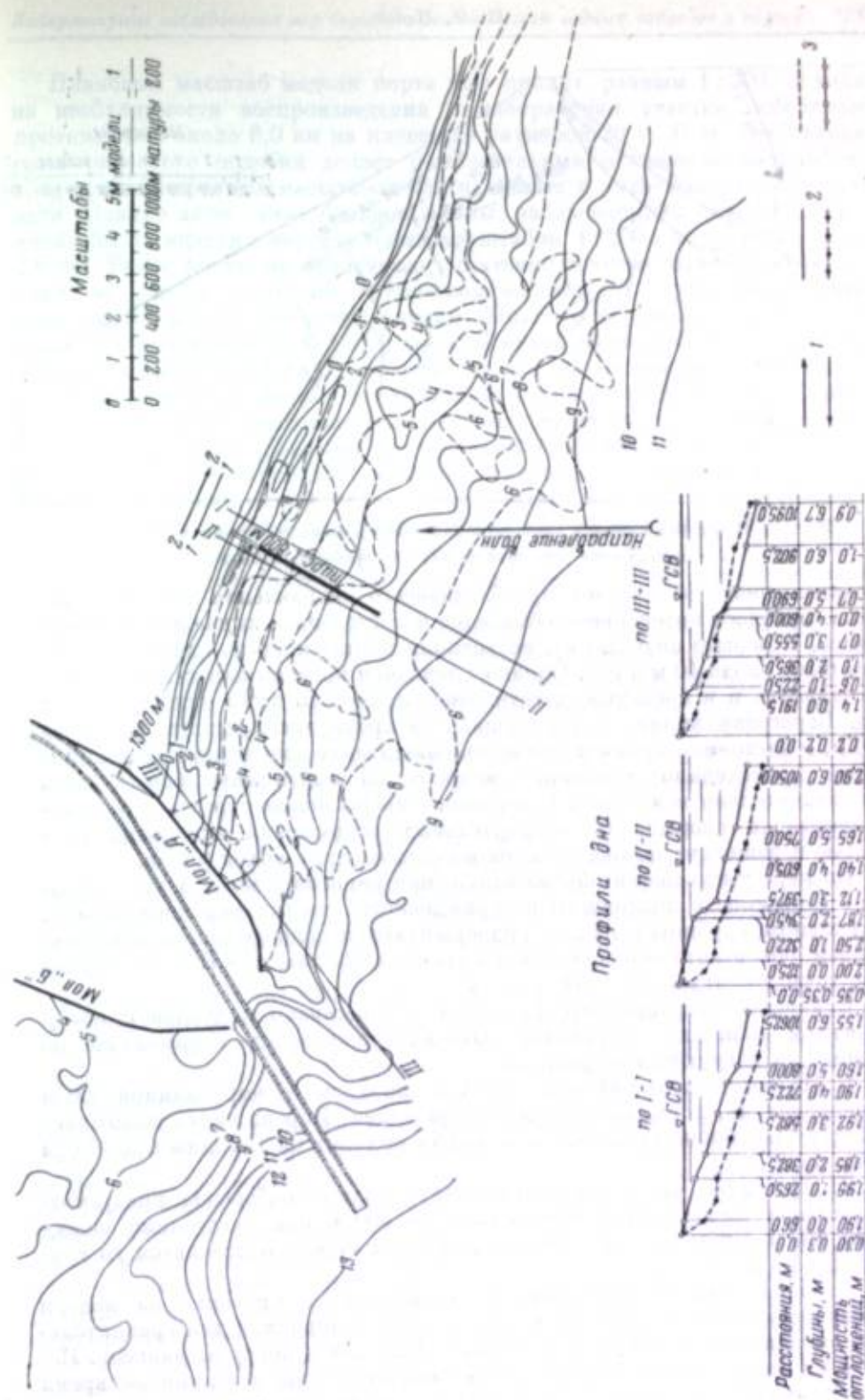


Рис. 1. План модели порта.

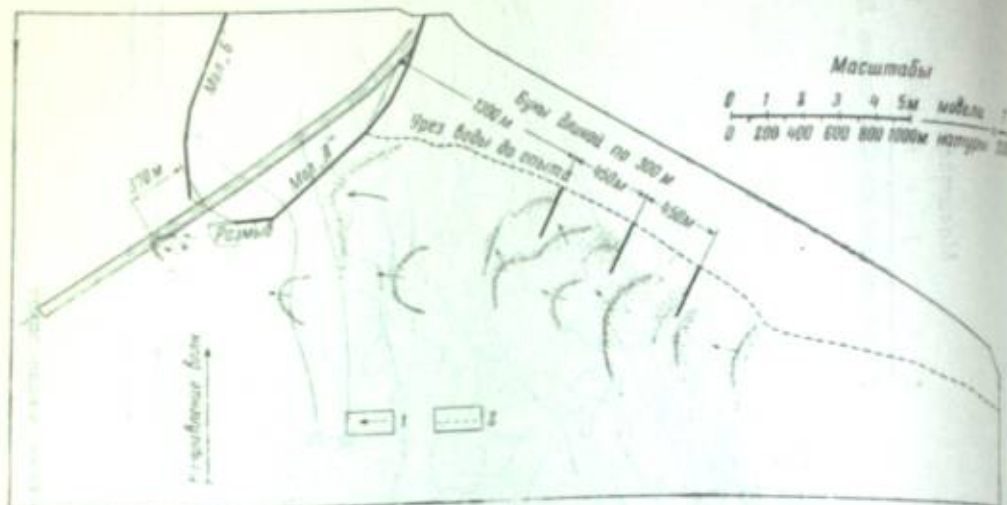


Рис. 2. Плановая картина движения наносов в варианте с тремя буями.
1 — направление движения песка; 2 — границы размыва

расположенного со стороны преобладающего направления движения наносов, началось интенсивное обмеление и постепенное выдвигание берега в море. В первые пять лет существования порта скорость нарастания берега была около 40 м в год. Однако с течением времени нарастание берега замедлилось и в последнее десятилетие составляло всего лишь 4—5 м в год. Береговая линия, выдвинувшись за время эксплуатации порта на 690 м, в настоящее время почти не изменяет своего положения. За молом *Б* также происходило отложение наносов, но выдвигание берега здесь шло значительно медленнее. В настоящее время можно считать, что аккумулярующая способность оградительных сооружений исчерпана полностью и движение потока наносов восстановлено в обход молов.

По мере уменьшения объема отложений наносов у мола *А* увеличивалась заносимость подходного неогражденного участка морского канала. Судходные глубины в канале поддерживаются периодическим землечерпанием, объем которого составляет в среднем 320 тыс. м³ в год, а в отдельные годы достигает 450—500 тыс. м³.

В качестве мероприятий по борьбе с заносением подходов к порту проектом намечено устройство наносодерживающих сооружений по одному из следующих вариантов:

1. На расстоянии 1300 м от мола *А* сооружается пирс длиной 800 м в направлении, нормальном к береговой линии. Корень пирса примыкает к берегу на линии уреза воды, а голова выходит на глубины 6,5—7,0 м (рис. 1).

2. На том же, что и в первом варианте, участке побережья предусматривается устройство трех буи длиной по 300 м при расстоянии между ними 450 м. Буи располагаются нормально к берегу и доводятся до глубин 4—4,5 м (рис. 2).

Основная задача исследований заключалась в проверке на модели обоих вариантов сооружений и в получении материалов для сравнительной оценки их с точки зрения защиты подходов к порту от наносов. Исходя из этой основной задачи и учитывая отсутствие в настоящее время общепринятой методики моделирования процессов движения морских наносов, лаборатория в этих исследованиях сочла возможным исходить из некоторых логических соображений.

Плановый масштаб модели порта был принят равным 1:200, исходя из необходимости воспроизведения в лаборатории участка побережья протяжением около 6,0 км на площадке размером 20 × 30 м. Требование геометрического подобия делает нежелательным искажение масштабов, т. е. принятие разных масштабов для плановых и высотных размеров модели. Однако даже самые большие волны, наблюдаемые в натуре (5,3 м), имели бы на модели с вертикальным масштабом 1:200 высоту всего лишь 2,6 см. Такие волны не поддаются достаточно точному измерению, затухают, не доходя до модели, и слишком маломощны, чтобы передвигать даже самые мелкие песчаные наносы. Поэтому вертикальный масштаб пришлось увеличить до 1:60. При этом крутизна подводного склона на модели выросла в 3,3 раза, но осталась все же весьма незначительной.

Несмотря на допущенное искажение масштабов модели порта, профиль волны создавался неискаженным с одинаковыми вертикальным и плановым масштабами, равными вертикальному масштабу модели (1:60). Это не только не усугубляет влияния искажения масштабов на результаты исследований, а, наоборот, компенсирует его, так как отношение длины волны к глубине для каждой точки дна на модели остается таким же, как и в натуре. Сохранить же это отношение на модели особенно важно, поскольку им в значительной мере определяется силовое воздействие волн на дно.

Так как скорости постоянных течений (15—20 см/сек в натуре) при пересчете на модель получаются исчезающе малыми и неизвестно, кроме того, распределение их по глубине, мы не сочли целесообразным создавать эти течения в опытах каким-нибудь искусственным путем. Поэтому перемещение наносов на модели воспроизводилось только за счет волнения и возникающих в результате этого волновых течений. В качестве материала, слагающего подводный склон, был принят имевшийся в наличии люберецкий песок крупностью $d_{ср} = 0,15$ мм.

Волны на модели носили характер зыби и создавались волнопродуктором без постепенного перехода от «штиля» к «шторму» и обратно. Это, как нам кажется, можно вполне допустить в экспериментах, имеющих в виду изучение деформации дна в результате осредненного волнового режима за длительный период, а не под влиянием какого-то определенного шторма.

Моделирование перемещений частиц грунта, вызываемых действием придонных волновых скоростей, изменяющихся во времени по величине и направлению, процесс достаточно сложный. Если модельные размеры волн можно совершенно уверенно пересчитывать на натуре по законам гравитационного подобия (по Фрудру), то длительность процессов деформации дна на модели не может быть пересчитана на натуре по этому закону. Это объясняется тем, что уравнений, связывающих время деформации дна с размерами волн и крупностью размываемого материала в настоящее время нет. Поэтому для установления масштаба времени отформованный по плану натурной съемки 1925 г. рельеф морского дна был подвергнут действию волн различных размеров и направлений до тех пор, пока в процессе изменений он не дошел до состояния, соответствующего рельефу, снятому в натуральных условиях в 1953 г. Отношение времени переформирования дна на модели к длительности его переформирования в натуре и может быть принято как масштаб времени¹. Разумеется, установленный таким образом масштаб времени справедлив только для при-

¹ Такой метод часто применяется в лабораториях при установлении масштаба времени и для русловых процессов (размывов, отложений и т. п.).

нятой в опытах крупности песка $d_{90} = 0,15$ мм. Одна и та же деформация дна на модели при использовании более легкоподвижных или, наоборот, более крупных материалов произошла бы соответственно за более короткий или более длительный период, и масштаб времени был бы иным.

Чтобы быть уверенным, что воспроизведенное на модели перемещение наносов соответствует таковому в природе, была поставлена серия предварительных опытов. В этих опытах при различных размерах и направлениях течения воды изучался общий характер движения наносов. Из большого

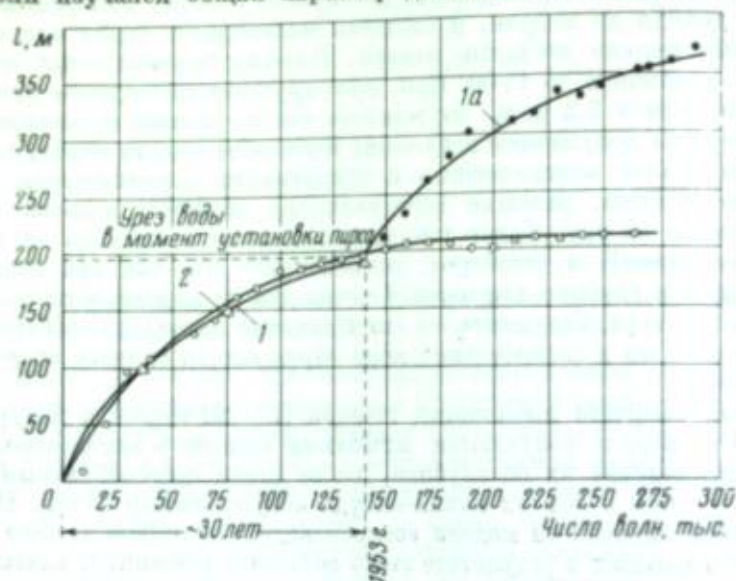


Рис. 3. Кривые перемещения уреза воды у мола А в зависимости от продолжительности волнения.

1 — в натуре, 2 — на модели без дополнительных наносозадерживающих сооружений; 1a — на модели при сооружении пирса длиной 800 м

числа просмотренных на модели волновых режимов наиболее приемлемыми оказались волны высотой $h = 4$ см и длиной $L = 80$ см (в пересчете на натуре $h = 2,4$ м и $L = 48$ м) с направлением, отвечающим результирующему вектору волнения в районе порта. При волнах указанных параметров исходный рельеф подводного склона, отформованный из песка $d_{90} = 0,15$ мм, по данным съемки 1925 г., был доведен до конфигурации, отвечающей рельефу 1953 г. за 34 часа непрерывного волнения (140 тыс. волн).

Приведенные на рис. 3 кривые 1 и 2 изображают перемещение берега во времени по направлению III—III у мола А (рис. 1) соответственно в натуре и на модели. Сравнение этих кривых, а также сопоставление планов в изобатах натурной съемки 1953 г. с соответствующим рельефом, полученным на модели, дают основание считать, что, несмотря на допущенную схематизацию, процессы переформирования подводного склона в опыте и в натуре оказываются подобными.

По результатам этого опыта был ориентировочно установлен масштаб времени для учета деформации дна (1 : 7000) и принята длительность основных опытов (время прохождения 150 тыс. волн), исходный рельеф для которых формировался по данным съемки 1953 г.

Вначале исследовалась заносимость канала без дополнительных сооружений. При этом установлено, что изменения рельефа дна в районе

порта начиная с 1953 г. незначительны; сколько-нибудь заметных отложений наносов у мола А не наблюдается. Нарастание берега у этого мола, как видно из кривой 2 (рис. 3), почти полностью прекратилось. Поток наносов занимает прибрежную полосу подводного склона шириной 1000—1200 м, а зона наиболее интенсивного движения их располагается в пределах глубин 5—6 м. В сторону берега и мористее этой зоны мощность потока наносов уменьшается. Натурными наблюдениями за режимом наносов в районе порта также установлено, что основная масса песка передвигается вдали от берега. Причину этого явления следует искать, очевидно, в законах трансформации волны на мелководье и в плановом распределении донных течений.

Отложение наносов в подходном канале графически изображено кривой 1 на рис. 4. Суммарный объем грунта, извлеченного из канала в опыте без дополнительных сооружений при очистке его через каждые шесть часов (25 тыс. волн), принят за единицу (100%). На том же рисунке представлены кривые поступления наносов в канал при устройстве дополнительных наносозадерживающих сооружений: пирса длиной 800 м (кривая 2), такого же пирса в сочетании с удлинением мола А на 160 м (кривая 3), трех бунов длиной по 300 м в сочетании с удлинением мола (кривая 4) и, наконец, пирса длиной 650 м (кривая 5). Как видно, один только пирс длиной 800 м снижает интенсивность занесения подходного канала на 42%, т. е. в 1,7 раза по сравнению с современными условиями.

В течение всего опыта у пирса происходила постепенная аккумуляция наносов в виде косы. Мощность слоя отложений в пересчете на натуре достигала 1,5—2,0 м, как это видно на профилях I—I и II—II (рис. 1). Весьма существенно также и то обстоятельство, что устройство пирса создает условия для дополнительной аккумуляции наносов у мола А. Из сопоставления рельефа, снятого в конце опыта, с исходным (рис. 1) видно, что берег здесь переместился в сторону моря на расстояние до 160 м; приблизительно на такую же величину передвинулись и изобаты до —5 м. Это нарастание берега изображено кривой 1a на рис. 2. Аккумуляционная способность пирса как наносозадерживающего устройства к концу опыта, по-видимому, еще не была исчерпана до конца. Об этом в известной мере может свидетельствовать равномерное, не увеличивающееся в течение всего опыта поступление наносов в канал. В дальнейшем,

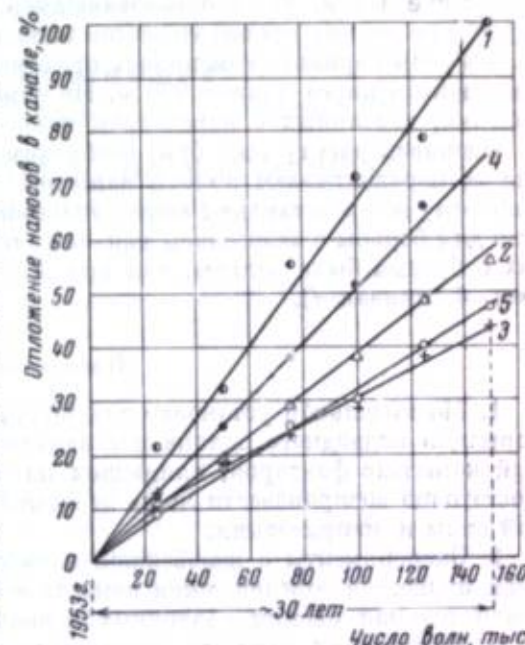


Рис. 4. Объемы отложений наносов в канале в зависимости от продолжительности волнения.

1 — без дополнительных сооружений; 2 — при пирсе длиной 800 м, без удлинения мола А, 3 — при пирсе длиной 800 м и удлинении мола А, 4 — при трех бунах длиной по 300 м и удлинении мола А, 5 — при пирсе длиной 650 м и удлинении мола А

когда рельеф дна в районе ширса стабилизируется, интенсивность занесения подходов к порту восстановится до современных пределов, и ширс, задержав в зоне своего влияния достаточно большое количество наносов, не будет больше выполнять своего назначения, если искусственными мерами не поддерживать условий для последующей аккумуляции.

Как видоизменение первого варианта исследовался ширс, длина которого была уменьшена до 650 м за счет того, что прибрежный участок шириной 150 м оставлен не перекрытым. Опытом подтвердилось предположение о том, что в образовавшийся разрыв между корнем ширса и берегом не должен проникать поток наносов. Интенсивность занесения канала в этом варианте изменилась практически весьма мало по сравнению с вариантом ширса длиной 800 м. Не изменилась и качественная сторона явлений, связанных с поведением наносов.

Оценивая работу трех буи, необходимо отметить, что при длине 300 м они не перехватывают полосы наиболее интенсивного движения наносов и поэтому не представляют в этих условиях достаточно эффективного средства для борьбы с занесением канала (рис. 2). Заносимость канала в опытах с бунами была больше, чем при всех других вариантах сооружений (рис. 4, кривая 4).

Выводы

1. На модельной установке для получения качественного подобия деформации подводного склона нет надобности воспроизводить весь сложный комплекс факторов, влияющих на характер перемещения наносов. Достаточно воспроизвести лишь основной фактор — волнение определенной силы и направления.

2. Эксперименты с неизбежной в лабораторных условиях схематизацией процессов передвижения наносов все же могут дать материалы для сравнительной оценки различных вариантов сооружений.

3. В условиях отмелых подводных склонов основная масса наносов движется на значительном удалении от берега в пределах глубин, близких к критическим. Поэтому в условиях отмелых берегов эффективными являются сооружения, перехватывающие полосу наиболее интенсивного перемещения наносов.

4. Натурные наблюдения, на материале которых базируются исследования заносимости каналов и акваторий портов, должны охватывать достаточно большой промежуток времени.

Г. С. Башкиров

(Одесский институт инженеров морского флота)

СОВМЕСТНОЕ МОДЕЛИРОВАНИЕ ДОННЫХ И ВЗВЕШЕННЫХ НАНОСОВ

По нашим теоретическим исследованиям мутность волнового потока в некоторой точке определяется уравнением

$$S = S_H \exp \left[- \frac{2\omega}{bv_x} (\arctg e^{k(H-z)} - 0,785) \right], \quad (1)$$

где S_H — мутность на уровне дна в г/м³, ω — гидравлическая кружность наносов в м/сек, v_x — горизонтальная компонента скорости волнового движения жидкости на уровне дна в м/сек, H — глубина водоема в м, z — координата рассматриваемой точки, направленная вниз от среднего волнового уровня, b — опытный коэффициент, равный 0,01.

Мы видим, что числа S/S_H в любых двух случаях природы или модели будут одни и те же, если

$$kH = \text{idem}, \quad \frac{v_x}{\omega} = \text{idem}. \quad (2)$$

Этими соотношениями, собственно, и определяются основные требования при моделировании взвешенных наносов в волновом потоке.

Рассмотрим теперь задачу о совместном моделировании взвешенных и донных наносов.

По приближенной теории воли малой амплитуды горизонтальная компонента орбитальной скорости у дна

$$v_x' = \frac{gh}{2c \operatorname{ch} kH} \cos(kx - \sigma t),$$

где c — фазовая скорость, x — координата вдоль среднего волнового уровня, $\sigma = \frac{2\pi}{\tau}$, τ — период воли, t — время.

Полагая линейные масштабы глубин и длин воли равными ($m_H = m_\lambda$) и принимая во внимание формулу (2), установим для каждой пары сходственных точек на вертикали соотношение

$$m_\omega = m_{v_x'} = \frac{m_h}{V m_\lambda}, \quad (3)$$

которое также легко найти и для всей вертикали из условия

$$\frac{v_c}{\omega} = \text{idem}, \quad \frac{v'_x}{\omega} = \text{idem},$$

где v_c — осредненное значение горизонтальной компоненты скорости, v_x — горизонтальная компонента скорости в точке z .

Совпадение результатов свидетельствует о некотором автоматизме моделирования. Он имеется не только вдоль вертикали, но и в ее окрестностях, во всяком случае, когда $\frac{\partial H}{\partial x} < 0,1$, поскольку при этом величина $v_c \sim v_x$ практически инварианта относительно наклона дна. Таким образом, если хотя бы в одной паре сходных точек модели и природы достигнуто равенство чисел $\frac{v'_x}{\omega}$, то оно существует и вдоль всей вертикали и в ближайших ее окрестностях. Однако такой автоматизм нельзя распространить на донные частички грунта, где они находятся под действием сил иной физической природы. Именно в связи с этим необходимо найти особые условия совместного моделирования донных и взвешенных наносов. В этих целях положим, что

$$\omega = N d_n^n, \quad (4)$$

где d_n — размер взвешенных частиц, N , n — постоянные.

Используя уравнение (4), получим в автомодельной области, вместо уравнения (3)

$$\frac{d_{мн}}{d_{нм}} = m_d = \left(\frac{m_h}{\sqrt{m_\lambda}} \right)^{1/n}, \quad (5)$$

где m_h — масштаб высот волн, m_λ — масштаб длин волн, индекс h — относится к натуре, а m — к модели.

Избегая приемов искажения плотности частиц вследствие практического неудобства использования их, особенно на крупных моделях побережья, прибегнем к искажению отдельных линейных масштабов, которое, как указывалось в одной из предыдущих работ автора все равно часто оказывается неизбежным. Обозначим $\frac{m_h}{m_\lambda} = B$, тогда вместо (5) имеем

$$d_{нм} = \frac{d_{мн}}{(B \sqrt{m_\lambda})^{1/n}}. \quad (6)$$

Аналогичным образом, пользуясь уравнением

$$\frac{m_h^2}{m_\lambda \cdot m_d} = 1,$$

из упомянутой работы автора (Башкиров, 1957) находим

$$d_{нм} = \frac{d_{мн}}{B^2 m_\lambda}, \quad (8)$$

где $d_{нм}$, $d_{мн}$ — размеры донных частиц на модели и в натуре.

Если $n = 0,5$ (крупные наносы), выражения (6) и (8) будут совпадать при любом искажении B . Если же приравнять знаменатели (6) и (8), то эти уравнения будут тождественно равны при любом значении n в случае, когда $B = m_\lambda^{-1/2}$. Такое искажение и будет во многих случаях со-

вершенно необходимым, но не всегда, правда, легко выполнимым по техническим соображениям. Например, задано: $m_\lambda = 100$, $d_{нм} = d_{мн}$, $B = 0,1$. Из уравнений (6) и (8) тогда находим, что $d_{нм} = d_{нм} = d_{нм} = d_{нм}$, и далее $m_h = 10$. При подстановке масштабов m_λ , m_h в уравнение (3) найдем $m_{v'_x} = 1,0$. Это означает, что при неизменной крупности наносов на модели и в натуре значение горизонтального компонента скорости должно быть равно в обоих случаях. При подстановке же упомянутых масштабов в уравнение (7) также найдем $m_d = 1,0$. Это означает, что относительная шероховатость дна $\frac{d_n}{H}$ должна возрасти как раз настолько, насколько это необходимо для сохранения механического подобия наносов при изменении относительной высоты волн.

В заключение рассмотрим некоторые требования исключения нежелательных масштабных эффектов. Для сохранения подобия общего плана рефракции, как отмечалось выше, необходимо соблюдение равенства $m_n = m_\lambda$. Рельеф дна природы и модели, конечно, должен быть строго геометрически подобен. Искажение B при соответствующей компенсации его не изменяет масштаба предельных глубин размыва грунта (H_0), т. е. на всех сходных вертикалях будут подобные условия размыва дна. В этом легко убедиться, исследовав размерность и структуру уравнения

$$H_0 = \frac{1}{2k} \operatorname{arc sh} \left[\frac{0,31 \delta h}{1,65 \delta (\cos \alpha \operatorname{tg} \varphi - \sin \alpha) + C_2} \right]_{m'}, \quad (9)$$

в котором $\delta = \frac{h}{\lambda}$, h — высота волны, λ — длина волны, $k = \frac{2\pi}{\lambda}$, d — размер частиц, α — угол наклона к горизонту рассматриваемой площади дна, φ — угол внутреннего трения грунта, C_2 — напряжение молекулярно связанной воды для частиц, находящихся на поверхности грунта. Изменение крутизны волн δ в связи с искажением B приводит, однако, к изменению коэффициента турбулентного обмена волнового потока. С этим коэффициентом связано рассеивание энергии волн. В связи с этим можно получить нежелательное различие в темпах затухания волн на сходственных волновых лучах. Предварительные расчеты показывают, что опасность возникновения упомянутого масштабного эффекта не слишком велика. Дело в том, что доля рассеивания энергии волн за счет их турбулизации, связанной с крутизной волн, весьма мала в общем балансе потерь. Главной причиной их является работа сил трения о дно и отчасти фильтрация. Явления трения и в известной мере фильтрации сохраняются подобными и при искаженном масштабе m_h . В связи с этим упомянутое различие в темпах затухания волн будет мало ощутимым. Вообще говоря, исследование разрушения волн — отдельная лабораторная задача, выполнение которой легче осуществить на жесткой модели без искажения масштабов, при этом шероховатости модели и природы должны быть подобны.

Для приближенного моделирования затухания волн вдоль волновых лучей мы предлагаем использовать декремент следующего вида

$$\Theta = - \frac{dE}{E dx},$$

где E — энергия волн, отнесенная к 1 м^2 свободной поверхности, x — координата вдоль волнового луча.

Конкретное значение Θ при учете работы сил трения о дно удалось получить в таком виде:

$$\Theta = - \ln \left(1 - \frac{8h_0}{\gamma n} \Phi \right).$$

Здесь h_0 — высота волны в начале некоторого расчетного участка, u — групповая скорость воли, Φ — функция рассеивания энергии.

Таким образом

$$h_x = h_0 \exp\left(-\frac{1}{2} x \theta\right),$$

откуда вытекает требование

$$\frac{\theta_H}{\theta_M} = m_0 = m_\lambda^{-1}. \quad (10)$$

Выводы

1. Требованиям совместного моделирования взвешенных и донных наносов можно удовлетворить, прибегнув к искажению линейных масштабов.

2. При сооружении моделей и производстве исследований следует иметь в виду принятые допущения и ограничения. То или иное влияние их может быть обнаружено и оценено по крайней мере с помощью данных в статье указаний.

ЛИТЕРАТУРА

Башкиров Г. С. Приближенное моделирование размываемого дна водоема. Научные труды ОНИМФ, вып. XIII, Изд-во Морской транспорт, 1957.

И. Б. Сиваков

(Ленинградский институт инженеров железнодорожного транспорта)

ФОРМИРОВАНИЕ ВОЛНАМИ ВНЕШНЕГО КРАЯ БЕРЕГОВОЙ ОТМЕЛИ

В целях установления закономерностей формирования волнами профилей равновесия и его отдельных элементов нами были проведены опыты в лабораторных условиях. В частности, исследовались закономерности формирования внешнего края береговой отмели при различных режимах волнения и различных слагающих ее песках.

На рис. 1 сплошной линией VII изображен профиль равновесия, который приобрел откос VIII с первоначальным уклоном 1:2 после воздействия на него 180 000 волн. Этот откос был отсыпан из несортированного песка в остекленном лотке. Гранулометрический состав песка и параметры воли даны в табл. 1 и 2.

Таблица 1

Гранулометрический состав песка опытного откоса

Размер фракции, мм	Содержание, %	Размер фракции, мм	Содержание, %
5—3	2	1—0,5	42
3—2	3	0,5—0,25	32
2—1	7	меньше 0,25	44

Таблица 2

Параметры волн, воздействовавших на опытный откос

h , см	λ , см	h/λ	T , сек	H_λ , см*
10	160	0,19	1,12	50

* H_λ — глубина воды в лотке, за пределами берегового склона (см. рис. 1). — Ред.

На изображенном профиле откоса отчетливо наблюдается довольно резкий перелом в точке *K*. Справа от этой точки участок профиля *KП* (подводный склон) формируется без непосредственного участия волн; он имеет почти прямолинейное очертание и уклон его определяется углом естественного откоса данного грунта в воде. Слева от точки *K* (участок *КС*) формирование подводной отмели осуществляется волнами. Здесь уклоны отдельных участков обуславливаются не только свойствами грунта, но и параметрами воздействующих

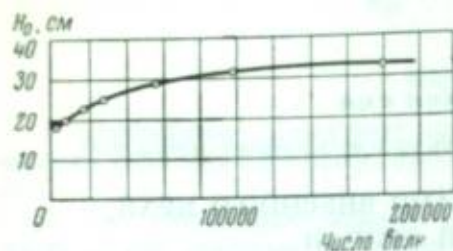


Рис. 2. График зависимости между числом волн и глубиной внешнего края береговой отмели

на откос волн. Таким образом, в пределах прибрежной подводной отмели имеется линия, идущая вдоль берега, по одну и другую стороны которой наблюдается качественно различное воздействие волн на грунт. Рассматриваемая линия или граница называется внешним краем береговой подводной отмели. Опыт показывает, что эта линия начинает более или менее четко очерчиваться только на определенной стадии формирования профиля равновесия (в нашем случае — после прохождения 4000 волн). В дальнейшем, как это видно на рис. 1, точка *K* смещается навстречу набегающим волнам и опускается вниз по склону. С приближением профиля откоса к положению равновесия опускание внешнего края береговой отмели становится менее заметным, что особенно наглядно видно на рис. 2, представляющем график зависимости глубины воды над точкой *K* (H_0 на рис. 1) от продолжительности волнения, выраженной количеством волн.

Чтобы определить зависимость глубины внешнего края береговой отмели от энергии воздействующих на нее волн, один и тот же откос обрабатывался волнами неизменной крутизны ($\frac{h}{\lambda} = \frac{1}{10}$), но различной энергией. Гранулометрический состав откоса приведен в табл. 1, а параметры волн последовательно были: а) $h = 5,6$ см, $\lambda = 56$ см, $T = 0,6$ сек.; б) $h = 9,8$ см, $\lambda = 98$ см, $T = 0,8$ сек.; в) $h = 14$ см, $\lambda = 140$ см, $T = 1$ сек.

В каждом из трех случаев взаимодействие волн с откосом длилось до достижения им профиля равновесия.

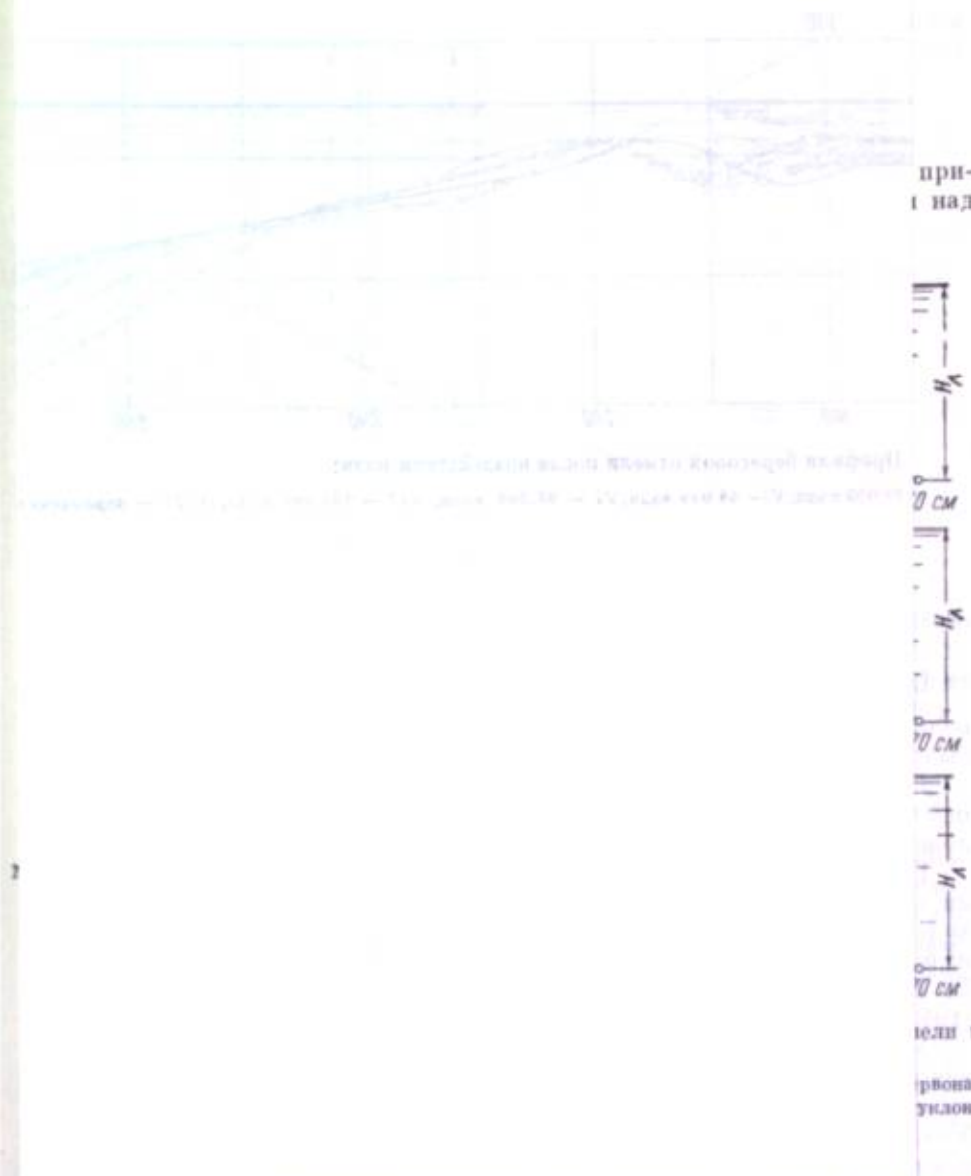
Опыт показал, что внешний край береговой отмели погружается тем глубже, чем больше энергия волн. С изменением энергии волн изменяется также уклон подводной отмели на участке, непосредственно прилегающем к ее внешнему краю со стороны берега (табл. 3).

Таблица 3

Зависимость угол наклона подводной отмели α и глубин H_0 от параметров волнения при первоначальном угле, равном 32° , и $H_0 = 48$ см

h , см	λ , см	λ/h	T , сек.	H_0 , см	α , град.
5,6	56	10	0,6	11,0	14
9,8	98	10	0,8	24,5	12
14,0	140	10	1,0	32,0	6

неш-
осы,
оса).
про-



при-
над

0 см
10 см
20 см
30 см
40 см

отли и
равно-
уклоны

Опыты показывают, что если переработка волнами насыпей происходит в условиях так называемой глубокой воды, т. е. если отношение длин

На
резкий
(подвод
он имеет
естестве
КС) фо
уклоны
та, по

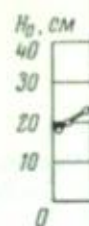


Рис. 2. Г
волн и г

чае — п
рис. 1,
вниз по
сия опу
вым, что
висмос
ности в
Чтоб
мели от
батывал
энергие
волн по
б) $h = 9$
В ка
достиже
Опыт
глубже,
также у
к ее ви

14,0 | 140 | 10 | 1,0 | 32,0 | 6

Влияние крупности материала, слагающего откос, на глубину внешнего края береговой отмели определялось путем воздействия на откосы, отсыпанные из различных песков, одинаковых волн (всего три откоса). Как и в предыдущем случае, каждый из трех откосов доводился до профиля равновесия. Данные опыта приведены в табл. 4.

Таблица 4

Зависимость углов наклона береговой отмели α и глубины H_0 от размера зерен песка при неизменном волнении

λ , см	λ/b , см	λ/b	T , сек.	V_d , см	H_0 , см	α , град.	Размер песчинок, мм
10,1	101	10	0,8	33,6	24	10	0,4—1,0
10,1	101	10	0,8	33,6	18	13	1,0—1,4
10,1	101	10	0,8	33,6	14	16	1,4—2,5

Из табл. 4 видно, что крупность песка, из которого слагаются прибрежные склоны, оказывает существенное влияние на глубину воды над внешним краем береговой отмели. Эта глубина возрастает с уменьшением крупности песка, и наоборот. Влияние крупности песка проявляется также и в уменьшении уклона откоса непосредственно у внешнего края береговой отмели (со стороны берега). В зоне подводного склона (мористее линии внешнего края) крупность песка существенно не сказывается на уклоне.

Начальная крутизна откосов не оказывает какого-либо существенного влияния на положение внешнего края береговой отмели.

На рис. 3 изображены профили равновесия в зоне внешнего края, полученные в результате воздействия волн, обладавших неизменной энергией, на откосы с первоначальными уклонами 1:2 (а), 1:4 (б), 1:5 (в). Параметры волн приведены в табл. 1, а гранулометрический состав песка — в табл. 2. Как видно из рисунка, положение внешнего края отмели одинаково во всех трех случаях.

Опыты показывают, что если переработка волнами насыпей происходит в условиях так называемой глубокой воды, т. е. если отношение длин

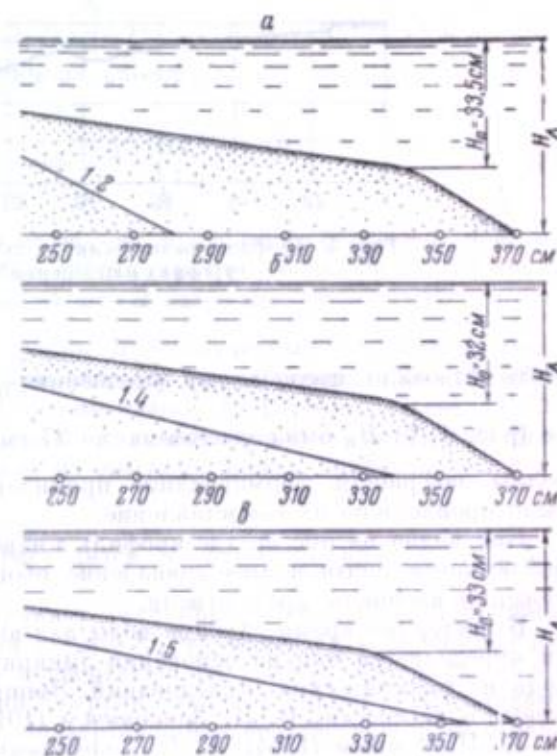


Рис. 3. Профили равновесия береговой отмели в зоне ее внешнего края.

а — при первоначальном уклоне 1:2; б — при первоначальном уклоне 1:4; в — при первоначальном уклоне 1:5

волн λ к глубине воды в лотке H_d таково, что дно не оказывает существенного влияния на внешнюю форму и внутреннюю структуру волн до подхода их к откосу, то различие в конфигурациях профилей равновесия весьма незначительно и практически им можно пренебречь. На основании более чем четырехсот опытов установлено, что условие глубокой воды определяется соотношением $\frac{\lambda}{H_d} < 3$.

В качестве примера остановимся на результатах двух опытов, имея в виду, что данные остальных полностью им идентичны. Материал откосов состоял в основном из песка крупностью 1—1,4 мм. Параметры волн были одинаковы. В первом опыте (рис. 4, а) H_d была равна 25,6 см, что

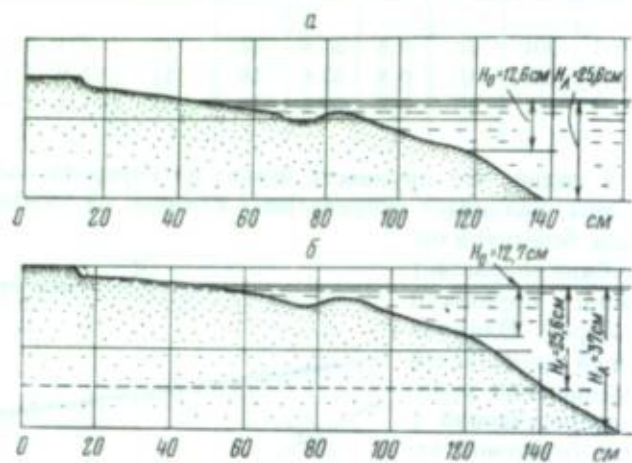


Рис. 4. Профили равновесия, полученные при разных уровнях наполнения лотка.

а — при глубине 25,6 см; б — при глубине 37 см

соответствовало предельному отношению $\frac{\lambda}{H_d} = \frac{77}{25,6} = 3$. Во втором опыте (рис. 4, б) H_d была увеличена до 37 см ($\frac{\lambda}{H_d} < 3$). После того как волны завершили формирование профилей равновесия обоих откосов, было произведено их сопоставление.

Как видно на рис. 4, где профиль а нанесен пунктиром на профиль б, наблюдается почти полное совпадение обоих профилей, а особенно положения внешнего края отмели.

В настоящее время глубина воды над внешним краем береговой отмели определяется или на основании эмпирических зависимостей, или исходя из теоретических исследований. Эмпирические зависимости предложены, в частности, В. П. Зенковичем (1946), Б. В. Поляковым (1946), Б. А. Пышкиным (1954), Г. С. Золотаревым (1955), В. А. Ширямовым (1940), Е. Г. Качугиным (1951) и др.

Упомянутые авторы глубину воды над внешним краем отмели связывают только с высотой или длиной волн, оставляя без рассмотрения влияние крутизны волн и свойства грунтов, слагающих подводную отмель. Указанная зависимость большинством исследователей представляется в виде уравнения

$$H_0 = kh, \quad (1)$$

где коэффициенту k каждый из авторов придает свое значение (по Полякову, $k = 2,0$, по Пышкину — 1,5, по Качугину — 1,0, по Ширямову — 0,5).

В. П. Зенкович и Г. С. Золотарев определяют H_0 в долях длины волны. Так, например, В. П. Зенкович рекомендует принимать эту глубину равной половине длины волны, а Г. С. Золотарев — четверти (для берега с выработанным профилем равновесия). Для водохранилищ, где по данным наблюдений максимальное значение $\frac{h}{\lambda}$, принимаемое обычно в качестве расчетного, равно 0,1, коэффициент k в уравнении (1), подсчитанный по В. П. Зенковичу, оказывается равным 5,0, а по Г. С. Золотареву — 2,5.

Теоретические уравнения для определения H_0 были предложены Н. Е. Кондратьевым (1953) и И. К. Сиваковым (1958). Первое имеет вид

$$H_0 = \frac{\lambda}{4\alpha} \operatorname{arsh} \frac{\pi h^2}{2k} \frac{\gamma}{\gamma_1 - \gamma} \cdot \frac{\eta}{d}, \quad (2)$$

где λ — длина волны, h — высота волны, d — размер частиц грунта, γ — удельный вес воды, γ_1 — удельный вес грунта, а $\eta = \frac{\alpha}{\beta}$ (α и β — некоторые коэффициенты пропорциональности).

Второе

$$H_0 = H_d - \frac{1}{k} \operatorname{arsh} \frac{2v_2 \sqrt{gk\lambda h H_d} \operatorname{ch} k H_d}{hgk}, \quad (3)$$

где H_d — глубина воды в водоеме, за пределами береговой отмели, v_2 — гидравлическая крупность частиц грунта подводной отмели, а $k = \frac{2\pi}{\lambda}$.

В табл. 5 сопоставлены величины H_0 , полученные в наших опытах, с аналогичными глубинами, вычисленными по уравнениям (2) и (3). При этом принимались во внимание рекомендации Н. Е. Кондратьева (1953) о выборе величины η в зависимости от крупности зерен песка. Кроме того, в таблице приведены полученные из опыта величины коэффициента k из уравнения (1).

Из таблицы видно следующее.

1. Уравнение (2) резко расходится с данными опытов (в 2,5—9 раз).

2. Коэффициент k не сохраняет постоянного значения, изменяясь в пределах 0,74—3,50. Нижний предел (0,74) относится к склонам, сложенным из крупного песка и подвергавшихся воздействию волн, обладавших наименьшей величиной энергии, верхний (3,50) — к склонам, отсыпанным из мелкого песка, подвергавшимся воздействию волн с наибольшей энергией.

Таким образом, величина коэффициента k определяется не только интенсивностью волнения, но и крупностью материала прибрежной отмели, которая может колебаться в широком диапазоне. В пределах последнего могут оказаться и величины k , предлагаемые упомянутыми ранее авторами.

3. Уравнение (3) хорошо согласуется с данными опытов.

Таблица 5

Сопоставление расчетных и опытных величин

Высота волны, см	Длина волны, см	Период волны, см	Глубина воды в лотке, см	Глубина, см			Расхождение с опытом		$\left[\frac{H_2}{h}\right]$ (уравнение 1)
				по опыту	по Кондратьеву (уравнение 2)	по Сивакову (уравнение 3)	уравнения Кондратьева (число раз)	уравнения Сивакова в %	
Песок с крупностью зерен 0,4—1 мм									
5,6	56	0,6	20,5	12	1,60	13,9	7,5	15,80	2,14
9,7	100	0,8	35,0	25	4,64	25,6	5,4	2,40	2,58
10,1	101	0,8	35,0	25	4,92	25,2	5,1	0,80	2,48
13,8	150	1,0	48,0	37	11,10	38,2	3,3	3,25	2,68
15,6	156	1,0	48,0	42	11,20	39,8	3,6	5,24	2,63
Песок с крупностью зерен 1—1,4 мм									
7,7	77	0,7	25,6	12,5	2,03	10,70	6,16	14,40	1,63
7,7	77	0,7	25,6	12,5	2,03	10,70	6,16	14,40	1,63
7,7	77	0,7	37,0	12,6	2,03	11,70	6,20	7,13	1,64
6,0	76	0,7	37,0	10,0	1,23	8,70	8,13	13,00	1,67
10,1	101	0,8	35,6	17,0	3,40	16,40	5,00	3,53	1,68
10,1	101	0,8	35,6	18,0	3,40	16,40	5,30	3,33	1,78
5,6	56	0,6	20,6	7,5	1,08	7,00	4,16	6,67	1,34
4,0	39	0,5	20,6	5,0	0,55	4,10	9,08	18,00	1,25
7,7	77	0,7	33,8	12,4	2,03	11,60	6,10	6,46	1,62
7,7	77	0,7	25,6	12,6	2,03	10,70	6,20	15,10	1,64
10,1	101	0,8	33,6	16,8	3,40	16,40	4,95	2,38	1,66
Песок с крупностью зерен 1,4—2,5 мм									
5,6	56	0,6	20,6	5,0	1,08	4,8	4,63	4,00	0,89
8,8	127	0,9	46,5	13,0	2,55	13,9	5,10	6,92	1,48
13,0	130	0,9	47,5	20,6	5,50	18,7	3,85	9,24	1,58
10,1	101	0,8	35,6	14,0	3,40	13,6	4,12	2,85	1,38
5,6	56	0,6	20,6	5,0	1,08	4,7	4,62	6,00	0,89
10,1	101	0,8	33,5	14,0	5,50	13,5	3,11	3,57	1,38
7,7	77	0,7	25,6	9,0	2,03	9,2	4,43	2,22	1,17
3,8	56	0,6	20,5	2,8	0,73	2,6	3,83	7,13	0,74
7,7	77	0,7	25,6	9,0	2,96	9,2	3,20	2,22	1,17
12,7	127	0,9	42,4	19,5	7,60	17,5	2,56	10,20	1,53
Несортированный песок (см. табл. 1)									
12,0	190	1,12	60,0	37,0	7,25	43,9	5,10	18,8	3,08
10,0	190	1,12	50,0	34,0	5,12	37,3	6,66	9,7	3,40
10,0	190	1,12	50,0	35,0	5,12	37,3	6,84	6,5	3,50
10,0	190	1,12	50,0	34,5	5,12	37,3	6,73	8,1	3,45
10,0	190	1,12	50,0	35,0	5,12	37,3	6,84	6,2	3,50
13,8	150	1,00	48,0	32,0	9,20	38,7	3,50	20,9	2,32
9,7	100	0,80	35,0	23,0	4,54	26,4	5,10	14,8	2,37
5,6	56	0,60	20,6	12,0	1,60	13,9	7,50	15,8	2,14
7,7	77	0,70	25,6	18,0	3,20	19,0	5,63	5,5	2,34
9,8	101	0,80	35,0	23,0	4,54	26,6	5,10	15,6	2,34

Выводы

1. Формирование волнами прибрежной части подводной отмели происходит в совершенно других условиях, нежели формирование подводного откоса, расположенного за внешним ее краем. В последнем случае конфигурация склона определяется лишь физическими свойствами грунта, в то время как в первом обуславливается главным образом особенностями волнового движения воды на этом участке профиля равновесия.

2. Внешний край береговой отмели располагается на глубине, где волнение утрачивает способность активно воздействовать на частицы грунта. Эта глубина может быть определена по уравнению (3), полученному на основании соображений автора, опубликованных ранее (Сиваков, 1958).

3. Предлагающиеся ранее способы определения глубины воды над внешним краем береговой отмели не дают удовлетворительных результатов.

ЛИТЕРАТУРА

- Зенкович В. П. Динамика и морфология морских берегов. Изд-во Морской транспорт, 1946.
- Золотарев Г. С. Инженерно-геологическое изучение береговых склонов водохранилищ и оценка их переработки. Труды Лабор. гидрогеол. проблем, т. 12, 1955.
- Качугин Е. Б. О размерах переработки берегов при подпоре рек. Гидротехническое строительство, № 2, 1951.
- Кондратьев Н. Е. Расчеты ветрового волнения и переформирования берегов водохранилищ. Гидрометиздат, 1953.
- Поляков Б. В. Гидрологический анализ и расчеты. Гидрометиздат, 1946.
- Пышкин Б. А. Вопросы динамики берегов водохранилищ. Киев, 1954.
- Сиваков Н. К. О глубине размывающего действия волнения при набегании волн на берега и откосные сооружения. Транспортное строительство, 1958, № 2.
- Ширяков В. А. К вопросу о переработке береговых склонов водохранилищ. Труды Ин-та геол. наук АН СССР, сер. инж. геол., вып. 23, № 2, 1940.

В. В. Лонгинов

(Институт океанологии АН СССР)

НЕКОТОРЫЕ ДАННЫЕ О РЕЖИМЕ ПРИБОЙНОГО ПОТОКА НА ПЕСЧАНОМ ПЛЯЖЕ ОТМЕЛОГО БЕРЕГА

Наблюдения, использованные для этой статьи, проводились в октябре 1956 г. на Анапской базе Черноморской станции Института океанологии. Участок наблюдений, так же как и общая картина гидрологического режима прибрежной части моря, детально описан в работах Е. Н. Егорова (1951, 1954, 1956).

Задачей наблюдений являлось выяснение характера изменения давлений прибойного потока вдоль профиля пляжа и проверка некоторых гипотез, высказанных автором ранее относительно общих закономерностей динамики прибойной зоны (Лонгинов, 1958).

Методика работ состояла в регистрации давлений прибойного потока на высоте 1—2 см над грунтом в нескольких точках вдоль профиля пляжа с помощью приборов ВДК (Вершинский, 1951; Лонгинов, 1958б) с воспринимающим диском диаметром 12 мм. Одновременно в одной или двух нижних точках измерений регистрировалось с помощью проводочных волнографов (Вершинский и Кестнер, 1956) изменение уровня, вызываемое подходящими к пляжу волнами. Общий вид участка наблюдений и расстановка приборов показаны на рис. 1. В период записей поверхность пляжа на протяжении 10—15 м в обе стороны от створа наблюдений была достаточно ровной, а линия уреза — прямой. Таким образом, можно было ожидать соответствия рассматриваемой плоской картины общему течению явлений на поверхности пляжа.

Регистрация давлений проводилась в трех или четырех точках профиля, отстоящих одна от другой на 1—3 м. Измерения были проведены в течение двух волнений на двух существенно различных по своему виду профилях, выработанных этими волнениями на одном и том же створе. Всего было использовано для данной статьи пять осциллограмм — № 7, 8, 9, 10 и 11, из них две первые относились к действию слабой волны на сравнительно крутом профиле пляжа, а три последних — к действию прибойного потока мощного волнения, с высотой волн в открытом море более 3 м. В большинстве случаев волнограф в нижней части профиля, так же как и нижний прибор ВДК, регистрировали параметры «прибойной волны» III зоны (по терминологии Н. Н. Джунковского, 1957) в последней стадии ее деформации перед окончательным разрушением. Большая часть профиля наблюдений оказывалась в зоне действия собственно прибойного потока (IV зона, по Н. Н. Джунковскому). До подхода к волнографу волна в береговой зоне участка испытывала длительную и сложную деформацию, сопровождавшуюся при сильном шторме многократным раз-



Рис. 1. Общий вид расположения приборов на створе наблюдений.

На самой ближней стойке виден прибор ВДК в поднятом положении. Рядом с последней (морской) стойкой ВДК видна стойка с рейной волнографа. На заднем плане — подвесная тросовая дорога для изучения динамики подводного берегового склона.

рушением и забуруниванием. Третья зона, по Н. Н. Джунковскому (зона прибойной волны), занимает у описываемого участка берега полосу шириной в несколько сотен метров, в которой располагаются три подводных вала. Таким образом, трудно связать волну, регистрируемую нашим волнографом, с волнением открытого моря не только по ее высоте и длине, но даже и по периоду. Это объясняется тем, что к пляжу могут поступать не только волны, являющиеся результатом длительной и сложной трансформации в открытом море, но и вторичные, индуцированные в процессе разрушения, а также волны малой высоты и различных периодов, входящие в спектр волн открытого моря и способные достигать пляжа без промежуточного разрушения.

На рис. 2 показаны профили створа наблюдений. Внизу (III) даны без искажения масштабов профили створа, соответствующие в среднем двум волнениям, в течение которых были проведены записи. Более крутой профиль отвечает записям 7 и 8, проведенным при слабом волнении (3 и 4 октября), а более пологий — записям 9—11, проведенным при сильном волнении (14 октября). Пунктирными вертикалями показаны места установки на профиле стоек с приборами (в дальнейшем приборы обозначаются буквой с номером соответствующей вертикали). Под профилями приведены уклоны участков между стойками, замеренные по разности отметок грунта во время записи, полученных путем замера высот стоек, верхние срезы которых были пронивелированы относительно берегового репера. Отметка уровня во время записей получалась с помощью фильтрационного уровнемера, состоявшего из трубы сечением около 5 см, забитой в песок на глубине около 0,5 м. Следует отметить, что уровень 3 и 4 октября можно считать вполне надежным, в то время как при волнении

14 октября в результате изменения рельефа береговой зоны существенно изменились и условия работы уровнемера. Поэтому в качестве уровня спокойной воды для 14 октября дан уровень, замеренный 13 октября, до начала волнения. Проследить за изменением уровня в процессе волнения нам не удалось — можно только говорить о несомненном его повышении в результате нагона воды ветром и волнением.

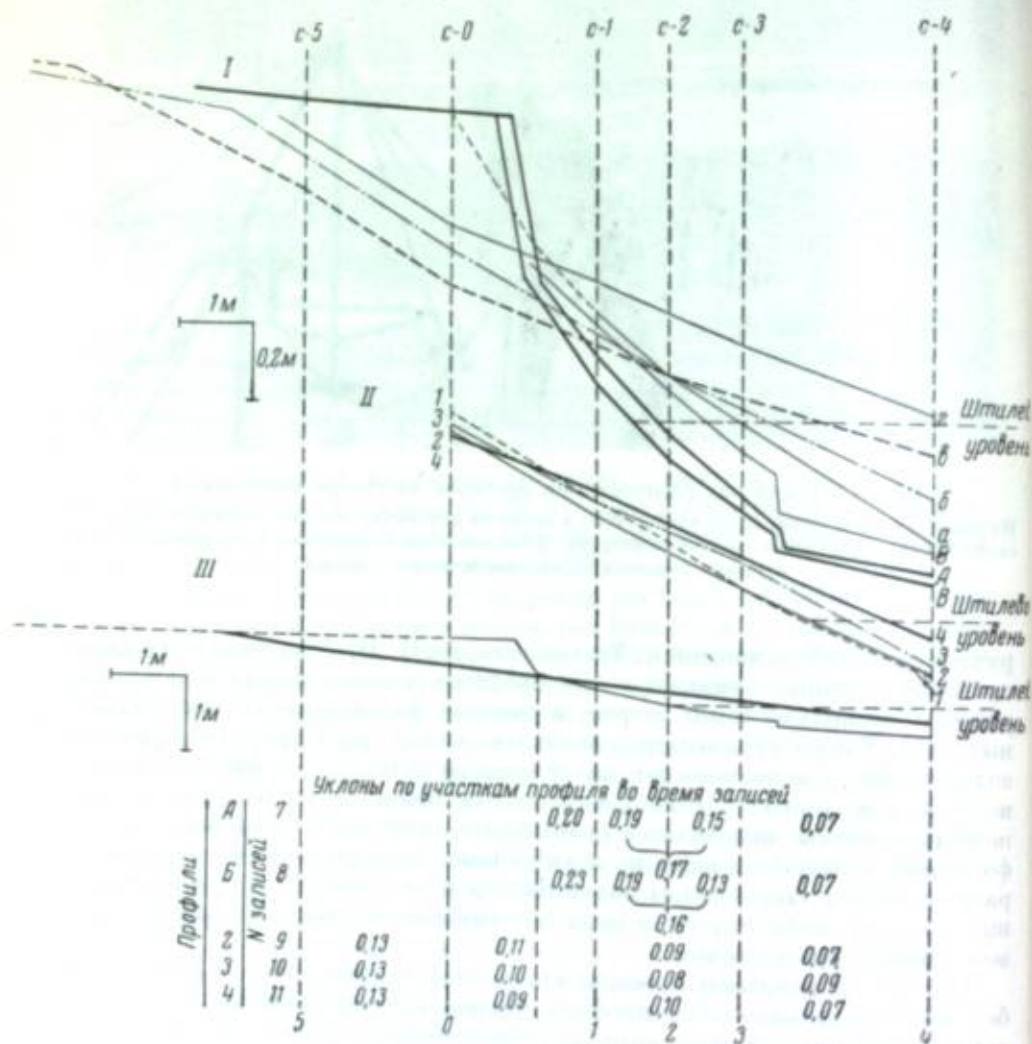


Рис. 2. Профили по створу наблюдений.

I — изменение профиля за весь период наблюдений; II — изменение профиля за 14 октября; III — общий вид профилей 3, 4 и 14 октября без искажения масштаба

Общая гидрометеорологическая обстановка во время записи выглядела следующим образом. При записи 7, производившейся утром, зыбь распространялась нормально к урезу, и разрушения волн до входа на профиль не наблюдалось. Опрокидывание происходило преимущественно между с-3 и с-2, и лишь редко у с-3. Поток заплеска поднимался примерно на 0,5 м выше с-1, но не достигал уступа подмыва, сформированного, очевидно, предшествующим волнением. В течение дня волнение несколько усилилось поднявшимся ветром, нормальным к берегу, но сохранило на-

правление, перпендикулярное к урезу. Опрокидывание волн перешло на с-3 и начался подмыв уступа в вершине пляжа. Несмотря на общее нормальное к берегу направление волн как во время записи, так и после нее, на пляже наблюдалось большое количество косых заплесков, подающих на створ наблюдаемый воду с соседних участков, а также и уводящих воду прибойного потока со створа на прилежащие участки. Движение песка при этом происходило скорее вдоль пляжа, чем по створу. Запись 8 была проведена при подобной же обстановке, но при возросшей высоте ветровых волн. Разрушение последних преобладало между с-3 и с-2, что, вероятно, следует отнести за счет местного повышения уровня. Это повышение связано с незавершением обратного стока с пляжа из-за малого периода волн (при увеличившейся высоте волн и массе прибойного потока промежутки времени между опрокидываниями не увеличились). Уступчик в вершине пляжа медленно подмывался и отодвигался.

Запись 9 производилась утром 14 октября. В течение нескольких дней между 8 и 9 записями действовало умеренное волнение, перестроившее профиль пляжа в сторону его выполаживания. На рис. 2 (I) показан профиль а, установившийся к 13 октября, на котором началась работа прибойного потока 14 октября. С утра, в день записей наблюдалась ветровая волна, разрушавшаяся вдали от берега (на третьем валу) и сопровождавшаяся ровным, нормальным к урезу ветром. Волна также сохраняла перпендикулярное к берегу направление. Разрушение волн преобладало вблизи с-4, хотя при откате их нередко осушалось дно примерно на 2 м мористее с-4. Очень часто разрушающиеся волны имели двойные гребни. За первым разрушающимся гребнем сразу следовал второй. Он двигался по поверхности прибойного потока выше по профилю и, наконец, разрушался, иногда достигая верхней части створа. Такие двойные гребни создают наиболее высокие накаты. Визуально можно было определить, что при каждом потоке заплеска приходит в движение слой песка толщиной около 2 см.

Запись 10 произведена днем при тех же условиях, но при более сильном ветре (до 18,5 м/сек). Через 25 минут после десятой записи проведена последняя, одиннадцатая, запись при устойчивой нормальной к берегу ветровой волне. Мощность прибойного потока в этот момент несколько возросла, и поток нередко перекашивался через перегиб пляжа (выше с-5), образуя на обширной песчаной террасе, располагающейся в тылу пляжа, широкую лагуну. Движение прибойного потока на пляже было далеко не так правильно, как при более слабой волне, например при записях 7 и 8. Каждый поток заплеска, независимо от направления подхода разрушающейся волны, приобретал на пляже вдольбереговую составляющую движения, и происходило непрерывное смещение заплесков на соседних участках. Благодаря местным неправильностям рельефа как высота наката, так и время действия потоков заплеска на соседних участках были неодинаковы — заплески как бы не совпадали по фазе вдоль пляжа. Это приводило к смещению потоков соседних участков и к подаче масс воды на створ с прилегающих поверхностей пляжа. Если прямой поток после разрушения оставался нормальным к линии уреза, то по мере его движения по пляжу и с переходом в обратный в результате взаимодействия соседних потоков возникали косо направленные струи. Такое смещение потоков, наблюдавшееся также и при записи 8 и усиливающееся с усилением волны, не позволяет говорить о балансе воды или энергии по данному определенному створу и вносит значительные усложнения в анализ режима прибойного потока по измерениям на одном створе.

Параметры волны при последнем ее разрушении перед накатом

на пляж приводятся далее, в табл. 1. Следует учесть, что эти параметры определены за весь период соответствующей записи, в то время как параметры прибойного потока определялись полностью за всю запись только на лентах 7 и 8. В остальных осциллограммах для обработки взяты только те наматы, при которых заплеск достигал самой верхней стойки (в соответствии с основной задачей исследования — проследить изменение

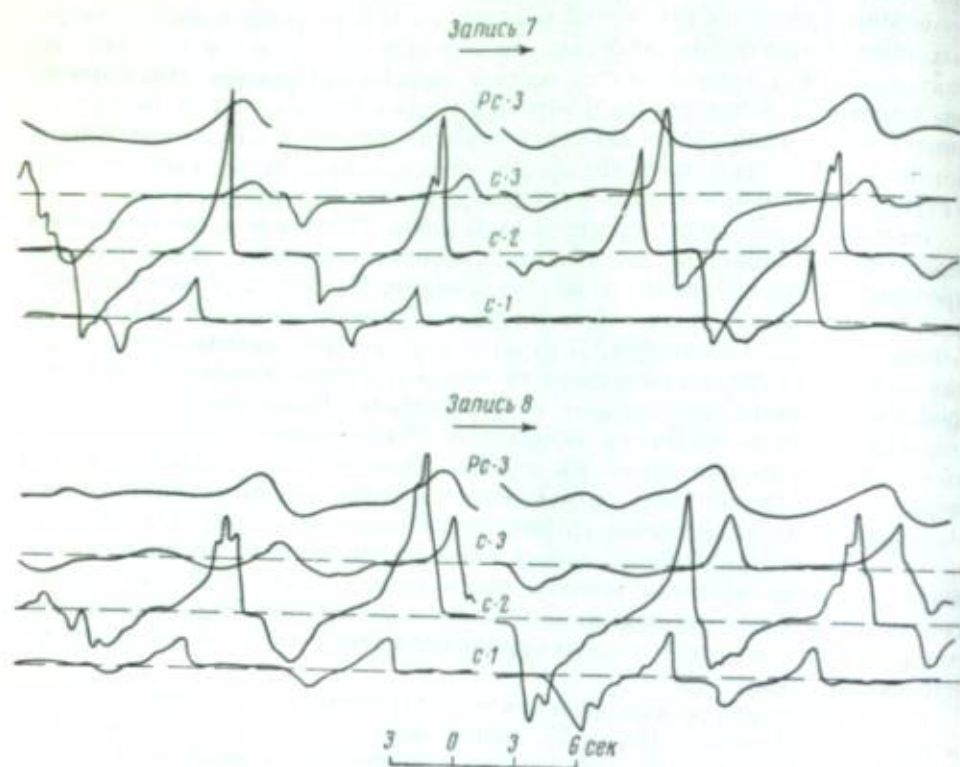


Рис. 3. Примеры записи изменения уровня и пригрунтового давления при слабом волнении на крутом профиле пляжа

c-1, c-2, c-3 — записи приборов ВДК; Pc-3 — запись волнографа, стрелка показывает направление потока, пунктир — линии нулевого давления

давления вдоль профиля пляжа). Таким образом, по записям 9—11 трудно судить не только о связи параметров потока со средними параметрами волны, но и о режиме нижней части профиля за все время записи и об анализе динамики профиля в целом, поскольку для нижней части профиля большое количество заплесков оказалось исключенным из обработки.

Обратимся к анализу записей давления. Не имея возможности привести здесь сколько-нибудь значительное количество примеров записей, ограничимся немногими иллюстрациями из разных записей, показанными на рис. 3 и 4. Некоторые черты записей, о которых придется упомянуть, можно заметить и на этих примерах, но в большей части придется ограничиться словесным описанием и сопоставлением осциллограмм.

Наиболее четкую картину дают записи 7 и 8 (рис. 3), полученные при слабом волнении на крутом профиле пляжа. Они вполне соответствуют гипотетической схеме (Лонгинов, 1958а), согласно которой кривые давления с некоторым приближением можно считать прямоугольными треуголь-

никами в области положительных и отрицательных давлений. Как подход фронта потока, так и окончательный скат воды и осушка поверхности пляжа на записи отмечаются почти вертикальными катетами этих треугольников. Полное время действия потока на пластинку прибора убывает для каждого потока вверх по пляжу. Как правило, пики положительных давлений превосходят пики отрицательных (об исключениях будем говорить ниже). Что касается записи поверхностной волны, то она неизменно имеет характер одиночной волны в последней стадии деформации, т. е. асимметричного гребня, нередко с идущей непосредственно перед ним более или менее резко выраженной ложбиной (Лонгинов, 1957). Такой волне в записи давления (до ее разрушения) отвечает обычно типичная «парная» волна давления, состоящая из короткого и очень резкого отрицательного импульса, переходящего в более длительный положительный (Лонгинов, 1958в). Такие пары импульсов разделяются отрезками нулевых давлений. Подобные волны мы видим почти во всех случаях, когда волна проходит прибор без разрушения: на c-3 записей 7 и частично 8, и на c-4 записи 9. Опрокидывание более крупных волн в нижней части профиля пляжа отмечается резким ростом положительного давления, которому предшествует почти неизменно четкий отрицательный импульс. В отличие от этой картины выше, там, где при каждом стоке воды происходит осушка поверхности пляжа, импульсы положительных давлений, создаваемых фронтом прямого потока, возникают непосредственно от нулевой линии, и каждая пара треугольников, отвечающих прямому и обратному потокам отдельного наката, разделяется от следующей пары горизонтальными участками нулевых давлений при осушенной пластинке прибора. Однако с усилением волнения на данном профиле такие пары начинают сближаться и налагаться одна на другую так, что обратный поток переходит сразу же в прямой без осушки пластинки. Это видно из записи 8 и для c-2, в то время как на записи 7 здесь пары импульсов отстояли еще на значительном расстоянии друг от друга. На записи 8 такой вид заплеска сохранился только в самой вершине профиля — на c-1. Как уже говорилось, записи 7 и 8, полученные на сравнительно крутом профиле при слабой волне, дают наиболее чистую картину изменения давления прибойного потока, соответствующую теоретической схеме, предложенной ранее. Особенно наглядна в этом отношении запись 7, где на c-3 большая часть волн проходит еще в виде неразрушенной сильно деформированной волны перемещения (или видно начало их разрушения), а на c-2 и c-1 проходят отдельные четкие пары заплеска и стока, разделенные периодами осушки поверхности пляжа и пластинок приборов.

На более пологом пляже при сильных волнениях картина значительно сложнее (рис. 4). Эпюры импульсов перестают походить на пары подобных прямоугольных треугольников. Отрицательные части их сильно размазаны, занимают большие отрезки времени и заканчиваются не вертикальными прямыми резкого спада давления, а более или менее плавным его падением до нуля. На записи 9 большое количество волн разрушается перед c-4, и давления здесь уже не дают резкого положительного пика, отвечающего профилю разрушающейся волны. В записи 10 разрушение волн преобладает выше по профилю — перед c-3 или на ней, а на c-4 сохраняется запись давления деформированной волны до разрушения. Несмотря на усиление волны ее разрушение не опустилось ниже по склону пляжа, как мы обычно предполагали, а, напротив, поднялось выше. Такое изменение положения последнего опрокидывания приходится связывать с поднятием уровня в результате ветрового и волнового нагона.

Уже при простом рассмотрении записей до их числовой обработки можно обнаружить, что во многих случаях, вопреки нашим теоретическим предположениям, площадь отрицательного импульса отдельного наката превышает площадь положительного. При этом иногда и абсолютная величина пика отрицательного давления оказывается больше. Такие аномальные

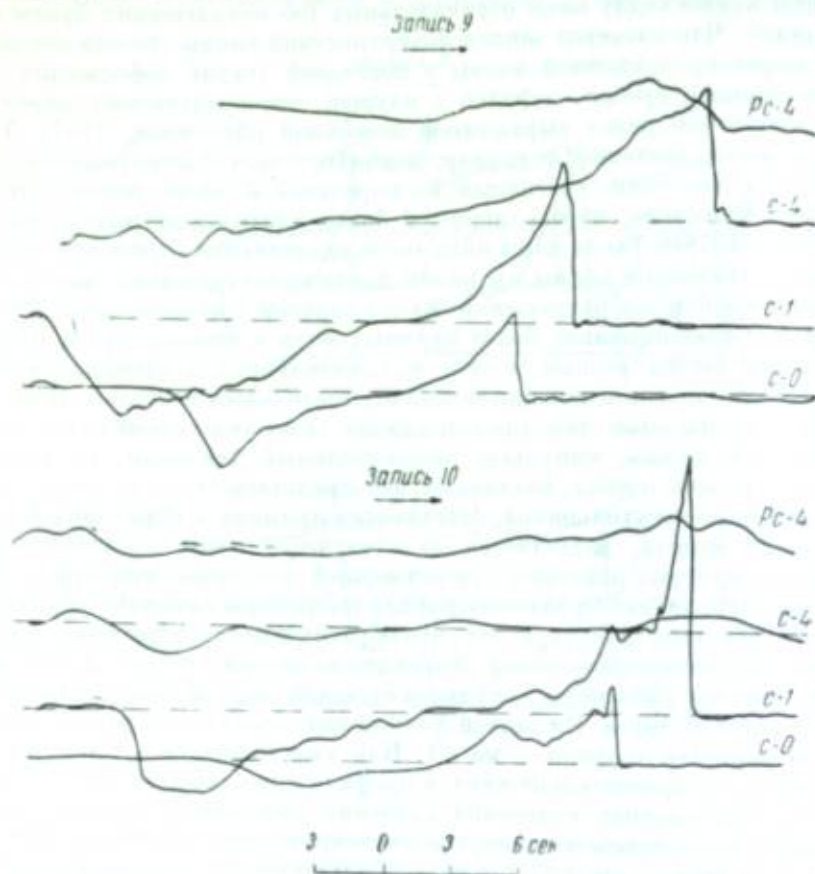


Рис. 4. Примеры записи изменения уровня и пригрунтового давления при сильном волнении на пологом пляже

c-0, c-1, c-4 — записи приборов ВДК; Pc-4 — запись волнографа; стрелка показывает направление потока, пунтир — линии нулевого давления

накаты, особенно частые на записи 8, но встречающиеся и на записях 9 и 10, приходится связывать с подачей воды на створ с соседних участков действием косою составляющей заплеска. Кроме того, их можно связать с дополнительной подачей воды непосредственно по данному створу в виде проходящих по поверхности потока вторичных гребней волны перемещения, о которых уже говорилось выше. Такие гребни проходят без разрушения в верхнюю часть профиля, почти не отражаясь на записях давления в пригрунтовом слое потока. Особенно часто продольный перенос воды вдоль пляжа возникал в условиях записи 8 при достижении заплеском уступа подмыва.

Наиболее сложен режим в нижней части профиля, где не происходит постоянной осушки и идет непрерывное смещение различных потоков, сопровождающееся колебанием уровня с самым неопределенным периодом. В пригрунтовом слое здесь возникают длительные импульсы отри-

цательных давлений, связанные с периодами понижения уровня. Интересно, что поднятие уровня происходит неизменно очень резко — с приходом более крупной волны. Такому поднятию соответствует пик давления в записи ВДК, но вслед за ним, несмотря на длительный отрезок времени стояния «высокого» уровня, давление сразу же падает вновь до нулевого, пока не начнется падение уровня, сопровождающееся длительным отрицательным импульсом. При действии волн малого периода на пологом пляже во многих случаях не происходит полного завершения цикла каждого заплеска и в нижней части пляжа прямой поток, встречая обратный поток предыдущего заплеска, теряет свою энергию на гашение энергии обратного потока и препятствует осушке.

Заканчивая общий обзор записей, следует добавить, что роль периода волны, вернее периода заплесков, еще более усиливается изменением фильтрующей способности пляжа при различной степени его увлажнения. Разница в действии заплесков короткого и длинного периодов, а также в действии прибойного потока на крутом и пологом пляжах, в значительной степени объясняется именно различной степенью влажности песка пляжа и изменением его фильтрующей способности. Чем больше время осушки, тем, естественно, полнее снижение горизонта вод в толще пляжа и выше фильтрующая способность поверхностного слоя к приходу следующего заплеска. То же можно сказать и о влиянии крутизны профиля — чем больше уклон пляжа, тем интенсивнее идет фильтрация в его верхней части независимо от материала наносов. Напротив, плохой фильтрацией пологих пляжей при сильной волне малого периода можно объяснить нечеткую, размазанную картину обратного потока, наблюдаемую в записях 9 — 10. К сходным выводам пришли в своих наблюдениях Эмери и Гэли (Emery and Gale, 1951), хотя трудно согласиться с этими авторами в том, что период заплеска всегда больше периода разрушающихся волн. Приходится считать, что период заплеска, если можно говорить о существовании такого параметра, единого для всех точек пляжа, определяется большим числом факторов и находится в сложной зависимости от периода разрушающихся волн, особенно если это разрушение происходит многократно и в удалении от пляжа. Утверждение указанных авторов можно считать правильным, если за период разрушающихся волн считать во всех случаях период последнего разрушения непосредственно на пляже — то, что мы наблюдаем на наших стойках c-4 и c-3.

Упомянув о работе Эмери и Гэли, можно добавить, что эта работа среди немногих работ, затрагивающих вопросы динамики прибойного потока, несмотря на свои геологические цели и примитивность методов наблюдения, является одной из наиболее основательных и верных, особенно в части оценки влияния различных факторов на динамику пляжа. Ряд работ, посвященных динамике прибойного потока и выполненных преимущественно техниками с применением эксперимента и с инженерными целями (например, Пышкин, 1939, Шанкин, 1953, Granthem, 1953, Сидорова, 1957), рассматривают явления значительно уже. Решения, получаемые в подобных исследованиях, пригодны для некоторых случаев инженерной практики, но совершенно не отражают реальные условия на природных пляжах. Автору известна работа по исследованию режима прибойного потока в природных условиях, принадлежащая японским авторам Хаями, Ишихара и Ивагаки (Hajami, Ishihara, Iwagaki, 1953), которая является лишь первым шагом исследования и не содержит почти никаких выводов. В то же время многочисленные, преимущественно экспериментальные работы по изучению воздействия волнения на искусственные или естественные откосы и пляжи, например работы Кресснера (Kressner,

1928), Бэгвольда (Bagnold, 1942), Дмитриева и Бончковского (1954), Гугняева (1954), Люиса (Lewis, 1931) и Свитинга (Sweeting, 1943) посвящены выяснению зависимостей параметров рельефа пляжа или откоса от параметров подводящей к ним волны, минуя совершенно режим прибойного потока. В лучшем случае в этих работах рассматривается тип разрушения волн, сам же механизм воздействия потока на грунт, как и свойства потока, не исследуются¹.

Таблица 1

Параметры пригрунтовых давлений и изменения уровня в прибойном потоке

Номер записи	Место прибора	P_+ , г/см ²	P_- , г/см ²	a_p	a_l	a_{pl}	h , см	$h_{1/2}$, см	T , сек	$T_{1/2}$, сек
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
7	c-4	—	—	—	—	—	8,5	12,0	3,2	4,5
	c-3	2,6	3,1	0,83	0,93	0,77	11,2	13,5	3,2	4,5
	c-2	8,0	5,2	1,55	0,95	1,47	—	—	—	—
	c-1	3,2	1,3	2,48	1,47	3,67	—	—	—	—
8	c-4	—	—	—	—	—	9,5	12,0	3,1	4,5
	c-3	4,5	4,7	0,96	0,65	0,62	13,0	17,0	3,1	4,5
	c-2	11,6	9,0	1,29	1,28	1,66	—	—	—	—
	c-1	4,4	4,8	1,10	1,54	1,70	—	—	—	—
9	c-4	10,6	6,0	1,56	0,55	0,86	25,0	33,0	3,8	5,2
	c-1	12,4	10,1	1,23	0,62	0,76	—	—	—	—
	c-0	6,3	6,5	0,97	0,92	0,89	—	—	—	—
10	c-4	6,1	5,1	1,19	0,68	0,81	22,0	36,0	3,9	6,5
	c-1	13,8	8,2	1,69	0,90	1,52	—	—	—	—
	c-0	11,4	5,1	2,24	1,17	2,63	—	—	—	—
11	c-1	13,9	10,8	1,28	0,75	0,96	23,0	36,0	3,5	5,1
	c-0	8,1	5,0	1,62	0,69	1,12	—	—	—	—
	c-5	5,8	1,7	3,34	0,75	2,50	—	—	—	—

Рассмотрев предварительно общую качественную картину волнения при записях и изменения давления в пригрунтовом слое, в связи с характером волнения, перейдем к количественным характеристикам явления. В табл. 1 сведены параметры волн, зарегистрированные в нижней части створа наблюдений во время записей, и полученные при обработке лент характерные параметры давлений. Для характеристики давлений использованы те же величины, что и в предыдущих работах автора (Лонгинов, 1956 и 1958в), — средние давления за время записей, их асимметрия, асимметрия времени действия давлений и асимметрия импульсов давлений. При использовании данных таблицы следует учитывать, как это уже указывалось выше, что только для записей 7 и 8 можно говорить о соответствии приведенных параметров волны параметрам давления, поскольку в этих записях обработаны полностью как все волны, так и все давления. В остальных записях волновые параметры следует рассматривать как характеристику условий проведения измерений в среднем за время наблюдений и обработки волны давления. Для записей 7 и 8 даны высоты

¹ Уже после написания данной статьи была опубликована в трудах Литовской Академии наук работа о режиме прибойного потока на песчаном пляже по данным визуальных наблюдений (Гуделис, Янкевичуте, Михалюкайте, 1957). Эта работа является наиболее интересной из всех известных мне исследований в данном направлении.

волны для двух точек измерения — волнографы были установлены у стоек 4 и 3. В остальных случаях высота волны регистрировалась только на c-4. Как высота, так и период даны в виде арифметического среднего для всего количества записанных волн (около 40 волн в каждой записи) и среднего для одной трети наиболее крупных волн.

Таблица 2

Скорость распространения прибойного потока

Номер записи	Участок	Скорость, м/сек	Номер записи	Участок	Скорость, м/сек
7	c-3—c-2	2,25	9	c-4—c-3	3,00
	c-2—c-1	1,55		c-3—c-1	2,10
	c-3—c-1	1,90		c-1—c-0	1,80
8	c-3—c-2	2,30	10	c-4—c-3	2,50
	c-2—c-1	1,80		c-3—c-1	1,90
	c-3—c-1	2,05		c-1—c-0	1,90
			11	c-3—c-1	2,50
				c-1—c-0	2,70

В табл. 2 даны, кроме того, скорости потока заплеска (прямого потока), замеренные на записях по времени прохождения фронтом потока соответствующих стоек. Скорости потока в табл. 2 нельзя сопоставлять с параметрами табл. 1, поскольку для определения скорости были использованы также лишь немногие волны в каждой записи, на которых можно было четко проследить изменение скорости при движении потока вверх по профилю. Интересно отметить сравнительно небольшое изменение скорости потока с изменением параметров волны и характера профиля пляжа, а также и незначительное затухание скорости по мере продвижения потока. Неясной остается в табл. 2 причина уменьшения скорости между c-4 и c-3 на записи 10 сравнительно с записью 9.

В графах 3 и 4 табл. 1 даны величины средних давлений на разных стойках профиля для всех записей. Помимо общей оценки величины давления потока в пригрунтовом слое на 1 см² поперечного потока сечения, в этих графах интересно положение наибольшего давления на створе. Во всех случаях неизменно наибольшие величины как прямого (положительного), так и обратного (отрицательного) давлений приходится на среднюю часть профиля. Эта область пляжа соответствует нижней части зоны постоянной осушки. Ниже нее располагается участок пляжа, на котором большую часть времени лежит более или менее мощный слой воды. Средние положительные давления, как и следовало ожидать, неизменно превышают отрицательные. Те исключения из этого правила, о которых шла речь выше, не способны нарушить соотношение средних величин даже в записи 8. Обратное соотношение встречается лишь в области действия еще неразрушенной волны на c-3 записей 7 и 8. В аналогичной области на записи 10 (c-4) имеем небольшую положительную асимметрию средних давлений ($a_p = 1,19$).

Рассматривая ход асимметрии давлений по всем записям (табл. 1, графа 5), видим, что в большинстве случаев она не только больше единицы (т. е. прямые давления превышают обратные), но и возрастает по мере движения вверх по профилю. Исключения составляют лишь записи 8 и 9. В записи 8 неправильный ход асимметрии давлений можно связать

с отражением потока от уступа подмыва в вершине пляжа и с дополнительной подачей сюда воды косыми заплесками с соседних участков. Еще более разительный обратный ход асимметрии давлений на записи 9. Дать полное объяснение такому ходу трудно, но одной из причин может явиться исключительное обилие в этой записи двойных и более сложных гребней, способных, как было предположено выше, нагнетать воду вверх по пляжу без существенного отражения в записи пригрунтового давления. Очень резкое увеличение асимметрии давлений в вершине профиля на записи 11 следует связывать с повышенной фильтрацией в верхней части пляжа и с началом перекатов потока (при усилении волнения) через вершину пляжа, на аккумулятивную террасу, лежащую за ним.

В графе 6 табл. 1 приведены значения коэффициента асимметрии времени действия прямого и обратного давлений. Как и следовало ожидать, величина a_t довольно резко возрастает вверх по пляжу во всех записях. Интересно, однако, что только в записи 8 преобладают в верхней половине профиля значения асимметрии времен, превышающие единицу. Для большей части других точек и особенно для записей на пологом пляже (9, 10 и 11) сохраняется сильное превышение времени действия обратного потока над временем действия прямого. Это явление еще раз указывает на сложность режима прибойного потока. Несмотря на несомненное уменьшение масс воды в обратном потоке сравнительно с прямым за счет фильтрации, время действия отрицательных давлений оказывается больше, чем положительных. Видимо, это можно объяснить существенно меньшей скоростью обратного потока, особенно на пологом пляже. Уменьшение скорости стока сравнительно с заплеском может вызываться потерей энергии потока заплеска при его движении вверх по пляжу на трение, что ведет к снижению высоты наката, а следовательно, и скорости обратного потока. Возможно, кроме того, что действие обратного потока затягивается и высачиванием воды из грунта по мере опускания границы смачивания при его откате.

В графе 7 приведены значения коэффициента асимметрии импульсов давления, являющиеся производной величиной от граф 5 и 6. Соответственно во всех записях, кроме 9, видим рост асимметрии импульсов вверх по профилю и преобладание импульсов, направленных вверх по пляжу. Только запись 9 дает беспорядочный ход изменения a_{pt} и при этом преобладание во всех точках обратных импульсов над прямыми ($a_{pt} < 1$). Такие значения асимметрии характерны для волны перед разрушением, но мало понятны в потоке заплеска в середине и в вершине пляжа.

Таблица 3

Доля рабочего времени приборов от полного времени записи

Порядковый номер прибора, считая сверху	Номер записи				
	7	8	9	10	11
1	0,12	0,40	0,22	0,17	0,53
2	0,69	0,90	0,57	0,54	0,78
3	0,67	0,70	—	—	—

В заключение рассмотрения числовых характеристик давления в пригрунтовом слое прибойного потока обратимся к табл. 3, в которой при-

ведены соотношения времени действия прибойного потока на различных стойках профиля. Для всех записей в таблице приведено отношение рабочего времени приборов на первой, второй и третьей стойках, считая сверху профиля, к полному времени записей. Иначе говоря, разность между приведенными в таблице цифрами и единицей даст долю холостого времени приборов, т. е. времени, в течение которого пластинки датчиков ВДК оставались в нейтральном положении. Поскольку приводимые цифры относятся только к верхним точкам пляжа (стойки с-0, с-1 и с-2), можно считать, что рабочее время приборов соответствует примерно времени обтекания их потоком, а холостое — времени осушки. В табл. 3 обращает внимание изменение доли рабочего времени приборов с изменением силы волнения. Так, в зоне разрушения (третья сверху стойка в первом столбце табл. 3) записи 7 и 8 имеют очень близкое рабочее время, равное примерно 70% от полного времени записи. Однако выше в таблице видим, что для более сильной волны записи 8 рабочее время гораздо больше, чем на записи 7. Аналогично возрастает оно и на записи 11, сравнительно с записями 9 и 10. Так же как и для величины средних давлений, для длительности рабочего времени максимум располагается в средней зоне пляжа — на второй сверху стойке в табл. 3. Следует отметить, что указанная закономерность связана с усилением волны (с ростом ее высоты) при сохранении периода по крайней мере для случая записей 7 и 8. В такой ситуации в средней части пляжа происходит почти полное слияние прямых и обратных потоков и время осушки между ними почти исчезает. В то же время на нижней стойке сохраняется соотношение, характерное для волны перемещения перед разрушением. Для области действия собственного потока (первый и второй приборы сверху) очень резко заметно уменьшение рабочего времени прибора снизу вверх, очевидно, за счет фильтрации, и соответственно роста времени осушки.

Сопоставим полученные результаты измерений с гинотетическими положениями, высказанными автором ранее (Лонгинов, 1958а) на основании преимущественно теоретических умозаключений, отмечая степень соответствия их описанным наблюдениям.

1. При постоянном уклоне пляжа величина коэффициента асимметрии средних давлений по всему профилю действия прибойного потока должна превышать единицу. Действительно, как было показано в табл. 1, для области действия прибойного потока даже на записях 7 и 8, где профиль существенно вогнут, на всех стойках наблюдались величины a_p , большие единицы.

2. Время действия прибойного потока уменьшается вверх по профилю пляжа. Это положение оказывается справедливым для зоны осушки, т. е. по крайней мере для части профиля, располагающейся выше зоны, преимущественно покрытой водой (см. табл. 2).

3. Асимметрия времени действия давлений по всему профилю пляжа должна быть больше единицы в результате фильтрации воды потока. Данные табл. 1 не подтверждают этого предположения для большинства наблюдений. Особенно сильно расхождение на пологом профиле записей 9—11. Таким образом, в ряде случаев роль фильтрации может быть затухана действием иных факторов и не проявляется столь резко, как это предполагалось. В наших наблюдениях (записи 9—11) при очень малом уклоне профиля и при сравнительно тонком песке (0,25 мм) поверхностный слой пляжа оказывался почти постоянно насыщенным и его фильтрующая способность была невысока. В записях 7 и 8, при большем уклоне пляжа и меньшей массе воды в прибойном потоке, роль фильтрации становилась значительно большей.

4. Асимметрия импульсов давления вдоль профиля пляжа должна быть везде положительной (более единицы). Это заключение также делается на основании предположения о ведущей роли фильтрации, а потому и оказалось действительным столь же ограниченно, как и предыдущее.

5. Характер кривой изменения давления прибойного потока напоминает чередование подобных прямоугольных треугольников с вертикальными катетами. Это предположение, на котором основывалось дальнейшее теоретическое построение графиков суммарных импульсов, оказывается справедливым в полной мере лишь для профилей значительного уклона. На пляжах малого уклона, характерных для песчаных отмелей берегов, в периоды значительных штормов мало вероятен столь упорядоченный характер эюры давлений и, очевидно, теоретические построения, касающиеся суммарных импульсов прибойного потока, окажутся справедливыми лишь для ограниченного круга условий.

Общим выводом из изучения результатов измерения давлений прибойного потока в пригрунтовом слое является существенное усложнение наших представлений о прибойном потоке и о взаимосвязи его прямой и обратной частей. Видимо, лишь в исключительных случаях, даже при совершенно нормальном подходе волн к берегу, можно рассматривать прибойный поток как плоское явление и представлять себе происходящие на профиле пляжа процессы как количественное накопление одинаковых повторяющихся циклов заплеска и стока. Очевидно, если и попытаться свести динамику профиля пляжа к некоторому усредненному прибойному потоку с определенными параметрами давления и скорости, то такой «средний» поток будет во многих случаях существенно отличаться от нашего теоретического представления о классическом типе прибойного потока.

Перейдем от непосредственно измеренных величин к производным от них — к анализу графиков суммарных импульсов прибойного потока. Целью построения этих графиков, как и целью аналогичных теоретических построений предыдущей статьи (Лонгинов, 1958а), явилось стремление исследовать закономерности наносодвижущего действия потока. Как и при измерении давлений, при построении суммарных импульсов основное внимание было обращено на изменение величин вдоль профиля пляжа в одном и том же потоке заплеска. Суммарные импульсы вычислялись обычным способом, описанным в статьях автора (Лонгинов, 1956 и 1958г). Время действия давления каждой группы выражалось, как и ранее, в процентах от общего времени записи, одинакового для всех приборов данного опыта.

Ввиду того что в дальнейшем будут рассматриваться графики суммарных условных импульсов прибойных потоков, мы не приводим здесь ни таблиц вычислений, ни числовых характеристик. На рис. 5 даны схематизированные графики импульсов, сгруппированные по записям. Масштаб графиков одинаков и допускает сравнение их между собой не только для приборов одной записи, но и для различных записей. Попытаемся проанализировать вид этих графиков и причины его расхождения с тем, что можно было бы ожидать из теоретического рассмотрения явлений.

На записи 7, в нижней части профиля (с-3), эюра распределения импульса имеет как положительную, так и отрицательную ветви и нулевое значение импульса. Иначе говоря, вид эюры вполне соответствует таковому для импульсов неразрушенной волны — тип В, по классификации, приведенной в статье автора об импульсах в береговой зоне (Лонгинов, 1958 г).

После разрушения волны на с-2 эюра импульсов полностью переходит в положительную область и имеет максимум при давлении, для которого на с-3 наблюдается нулевой импульс. Наконец, в верхней части профиля, на с-1, видим изменение импульса в положительной области с очень небольшим максимумом. Такая смена характера кривых распределения импульса по группам давлений вдоль профиля пляжа вполне закономерна.

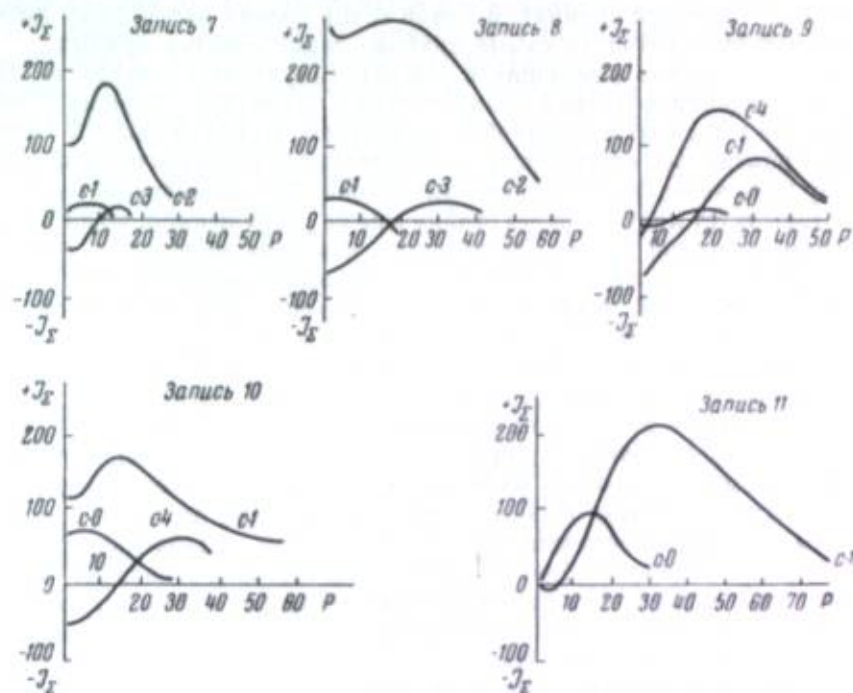


Рис. 5. Графики распределения условных суммарных импульсов J_{Σ} по группам давления p для различных точек профиля

Импульсы даны в условных единицах, давления — в г/см^2 ; у каждой кривой указана стойка, на которой располагается прибор при записи

На с-3, как уже упоминалось, проходит еще не разрушенная и даже сравнительно слабо деформированная волна. Благодаря своей небольшой высоте входящая на пляж волна испытывает существенную деформацию на крутом склоне пляжа только уже в непосредственной близости к зоне разрушения. Поэтому на с-3 эюра импульсов имеет небольшую положительную ветвь. Некоторое превышение отрицательных импульсов в малых группах давлений можно связать, вероятно, с близостью зоны разрушения и с действием сточного течения. На второй стойке происходит опрокидывание большей части проходящих через нее волн, что дает резкий пик положительных импульсов. Дальнейшее снижение импульса в области малых давлений связано как с действием обратного потока, движущегося вниз по пляжу, так и с тем, что часть волн в периоды повышения уровня проходит без разрушения и эту стойку и в их импульсах сохраняется отрицательная ветвь. Наконец, на с-1 характер распределения импульсов отвечает чисто-му прибойному потоку, в котором в группах малых давлений рост положительного импульса приостановлен давлениями обратного потока. График подобного типа, аналогично эюре с-2, говорит о резком преобладании

в области больших давлений (а следовательно, и скоростей) направления вверх по профилю, т. е. о преобладании скоростей прямого потока над обратным.

Если рассматривать приведенные эпюры с точки зрения наносодвижущего действия прибойного потока в условиях проведения записей, то для анапского песка следует учитывать импульсы на вертикали, отвечающей давлению примерно $0,5 \text{ г/см}^2$. В масштабе наших эпюр это давление располагается почти на оси ординат, и с этой точки зрения нас должны интересовать практически только самые крайние левые участки кривых.

Посмотрим, какие изменения в эпюрах импульсов возникли на записи 8 при усилении волнения сравнительно с записью 7. В нижней части профиля, на с-3, характер кривой не изменился; несколько возрос лишь ее размах и изменилось соотношение положительной и отрицательной ветвей в пользу положительных значений импульсов. Такое изменение вида кривой соответствует проходу через стойку еще не разрушенной, но значительно деформированной волны. Разрушение, как и на записи 7, в основном происходит на с-2, и здесь величина импульсов сильно возрастает сравнительно с предыдущей записью. Гораздо меньше снижение кривой в области малых давлений — почти отсутствуют волны, проходящие с-2 без разрушения, а обратный поток не способен ликвидировать крупные импульсы прямого. Давления обратного потока лишь прекращают рост величины импульса в направлении малых давлений. Наконец, на с-1, в вершине пляжа, появляются отрицательные импульсы в больших группах. Хотя таких импульсов очень мало, но они все же опускают правую часть кривой в отрицательную область. Зато в левой части не видно снижения величины положительного импульса, а видно лишь ослабление его роста. Очевидно, здесь действие обратного потока значительно ослаблено. Причины этого, как и появления сильных отрицательных импульсов, можно пытаться искать в достижении прямым потоком уступа подмыва и в накоплении под ним продуктов его размыва. Здесь усилилась фильтрация слабых заплесков и одновременно происходило отражение наиболее крупных заплесков от уступа, сопровождаемое всплеском и созданием подпора.

Перейдем к графикам импульсов записей 9—11. Прежде всего обращает на себя внимание, что на всех трех записях (при значительно более крупной волне в основании пляжа по сравнению с записями 7 и 8) величина импульса не достигает 250, как это отмечено на с-2 записи 8. Очевидно, обстановка этих записей была такова, что само по себе увеличение высоты волны на с-4 в два примерно раза не привело к росту суммарных импульсов. Даже по величине максимальных действовавших в прибойном потоке давлений только запись 11 на с-1 превосходит запись 8 (55 г/см^2).

Ввиду того, что разница в периодах всех записей невелика, отсутствие роста импульсов при росте высоты волны приходится отнести за счет изменения рельефа пляжа и создания определенного режима потока на профиле меньшего уклона. Поскольку непосредственно на осциллограммах видно, что и в записях 9—11 на всех верхних стойках неизменно после каждого заплеска происходит осушка грунта, трудно говорить о взаимодействии прямого и обратного потока выше с-4. Хотя Н. Н. Джуниковский в ряде примечаний к статьям упомянутого уже сборника (Джуниковский, 1957) неоднократно указывает на значение взаимодействия этих потоков для высоты наката, такое взаимодействие, очевидно, имеется лишь в непосредственной близости к зоне последнего разрушения. Даже при малых периодах наблюдавшихся нами волн, на большей части поверхности пляжа заплеск успевал полностью завершиться как на крутом, так и на пологом профилях. С другой стороны, период (вернее длительность) действия поч-

ти каждого заплеска оказывается значительно большим, чем средний период отмеченных волнографом волн, что вполне можно отнести за счет взаимодействия и интерференции волн в нижней части пляжа, в непосредственной близости к зоне последнего разрушения. Из этой зоны на пляж выходят потоки, отнюдь не соответствующие каждой разрушающейся или, точнее, каждой проходящей волнограф волне. Как уже указывалось, далеко не каждая из них разрушается у основания пляжа и, кроме того, далеко не каждому разрушению соответствует вполне оформленный и законченный поток заплеска. Многие потоки гасятся в самой нижней части пляжа, сразу после возникновения, и еще большая часть волн проходит в качестве вторичных, по более сильным потокам разрушившихся перед ними волн в верхнюю часть пляжа и как бы дополняет, усиливает несущий их прибойный поток. Чем меньше уклон пляжа, тем сложнее взаимодействие отдельных потоков, тем больше время пребывания каждого потока на склоне пляжа, тем меньше фильтрация, тем менее четко преобладание нормальной составляющей скорости над вдольбереговой и в результате тем сложнее взаимодействие потоков и запутаннее гидродинамический режим пляжа.

Рассмотрим отдельно записи 9—11, сравним их между собой и по некоторым приборам — с записями 7—8. В записи 9 на с-4 характер распределения импульса по группам давлений соответствует не волновому движению, как это было в нижней части пляжа на записях 7—8, а разрушенной волне и сформированному прибойному потоку. Действительно, на девятой записи большая часть волн разрушается перед с-4 и весь профиль наблюдений охватывается действием сформированного прибойного потока. В результате все три эпюры (на с-4, с-1 и с-0) качественно подобны. Различия в основном определяются тем, что на с-4 существует еще некоторая часть волн, проходящих ее без разрушения, а на с-1, кроме чистого прибойного потока, действует некоторое количество разрушающихся на ней волн. Этим объясняется резкое снижение импульсов и переход их в отрицательную область для малых давлений на с-4. Поскольку вблизи зоны разрушения количество положительных импульсов, особенно в больших группах давлений, значительно превосходит количество отрицательных, настолько и кривая лежит преимущественно в положительной области, лишь у самой оси ординат переходя в отрицательную.

Выше по профилю значение отрицательных импульсов несколько увеличивается — вплоть до с-0 видим сохранение сильного обратного потока. Рост значения обратного потока вверх по пляжу в данном случае можно связывать с тем, что по мере движения его вниз масса потока все более уменьшается за счет фильтрации и все больше расхождение между массой прямого и обратного потоков. С другой стороны, ниже по профилю за счет трения увеличивается разница в энергии прямого и обратного потоков. Однако интересно отметить на записи 9 очень малое значение фильтрации в верхней части пляжа. Это выражается как в форме эпюры импульсов на с-0, так, вероятно, и в параметрах давления потока, которые были рассмотрены выше. Чем обусловлено это явление, сказать трудно. Возможно, тем, что поток заплеска не распространялся в этой записи далеко за с-0 и смачивание верхней части зоны заплеска происходило сравнительно часто, через небольшие промежутки времени.

На записях 10 и 11 существенной особенностью является поднятие зоны разрушения почти к с-1. Несмотря на неизменную высоту волны, усиление ветра вызвало повышение уровня и подъем зоны разрушения в верхнюю часть пляжа. Это повышение уровня хорошо заметно в подъеме на ленте всей записи волнографа. Одновременно, понятно, расширились и границы

заплеска — он распространился значительно дальше за $c=0$, чем на записи 9. В результате на $c=4$ запись 10 эюра импульсов отвечает по своему характеру еще не разрушенной волне, на $c=1$ — разрушению большей части волн (аналогично $c=2$ на записи 7) и на $c=0$ — потоку заплеска с большой степенью фильтрации, т. е. с потерей мощности обратного потока (аналогично $c=1$ в записях 7 и 8). Ослабление обратного потока в вершине створа наблюдений связано здесь с удлинением заплеска, с переходом его верхней части далеко за $c=0$, в область, сравнительно редко смачиваемую. На записи 11 картина существенно не изменилась, но увеличилась роль отрицательных импульсов. Эюра в зоне разрушения ($c=1$) стала аналогичной таковой записи 9 ($c=4$). Почти такой же характер имеет график на $c=0$. Очевидно, снова возросла, сравнительно с записью 10, роль обратного потока в верхней части пляжа. Этот рост можно связать с уменьшением фильтрации или, скорее, с поступлением водных масс с соседних участков пляжа в результате сильных заплесков, достигающих вершины пляжа и растекающихся там.

Проведенная нами попытка анализа режима прибойного потока и его наносодвижущей способности в виде условных суммарных импульсов позволяет установить некоторые основные факторы, влияющие на распределение параметров потока по профилю пляжа. В виде общей схемы изменения картины распределения импульсов вдоль профиля пляжа можно предложить на основе описанных измерений следующие закономерности.

1. До последнего разрушения волны у основания пляжа, несмотря даже на периодическое осушение лежащей ниже части склона, эюра распределения импульсов по величинам давления соответствует типу В (Лонгинов, 1958 г). Принадлежность к этому типу предполагает наличие как положительной ветви, так и нулевого значения импульса при определенной величине давления и отрицательной ветви в левой, примыкающей к началу координат, части.

2. Прибойный поток, распространяющийся по осушенной поверхности пляжа, имеет распределение импульсов, соответствующее типу А, т. е. эюра располагается полностью в положительной области, более или менее снижаясь в левой части.

3. В верхней части пляжа тип А распределения импульсов вновь переходит в тип В при значительно меньших величинах импульсов и диапазона давлений. Форма кривой распределения импульсов определяется степенью развития обратного потока.

4. На крутом профиле пляжа распределение импульсов более устойчиво и определено для всех точек профиля, чем на пологом, и менее зависит от вторичных факторов.

Подводя итог всему сказанному выше как о давлениях, так и импульсах прибойного потока, можно сделать следующее заключение.

Основным фактором, определяющим особенности распределения импульсов вдоль профиля пляжа и итоговую величину импульса для той или иной фракции, является характер обратного потока. Сам обратный поток в свою очередь обусловлен рядом факторов, среди которых наиболее важными можно считать: а) фильтрующую способность пляжа, зависящую как от его материала, так и от степени увлажнения, а следовательно, от крутизны пляжа, от частоты заплесков и от массы воды, участвующей в обратном потоке; б) непосредственно массу воды обратного потока, зависящую, помимо мощности заплеска, от дополнительной подачи воды на данный створ за счет прохода вторичных гребней, от поступления воды с косыми заплесками с соседних участков и от вероятности перекачивания

воды заплеска через перегиб пляжа и исключения ее из обратного стока; в) возможность отражения прямого потока от крутых участков профиля.

Помимо причин, влияющих на характер обратного потока, важнейшими факторами гидродинамики пляжа являются причины, управляющие (при данной волне открытого моря) мощностью потока заплеска. К таким явлениям можно отнести: а) нагон и колебания уровня, смещающие зону разрушения волн у основания пляжа; б) особенности рельефа пляжа и склона, определяющие возможность растекания массы потока заплеска по поверхности пляжа в стороны от данного створа.

В сложной взаимосвязи со всеми параметрами прибойного потока находится уклон пляжа как в целом, так и в отдельных его участках, т. е. вид кривой профиля пляжа. Если ограничиться рассмотрением только роли уклона при данном типе опрокидывания и данной высоте волны, разрушающейся у основания пляжа, то можно сказать, что чем круче пляж, тем меньше роль вторичных факторов, тем выше мощность обратного потока и тем больше роль периода разрушения волн. Особенно повышается мощность обратного потока на вогнутых пляжах. На выпуклых пляжах, как уже указывалось, по мере уменьшения уклона, теряется четкость смены прямого и обратного потоков и все большую роль начинают играть перечисленные выше факторы, влияющие на обратный поток.

Наконец, говоря о влиянии на прибойный поток параметров волны открытого моря, приходится прежде всего иметь в виду тип береговой зоны в целом. Для отмелых берегов с широкой прибойной зоной (третьей зоной, по Дюнковскому) и с многократным разрушением волн, высоты волн оказываются существенными лишь до некоторого предела, за которым благодаря фильтрующему действию сложного берегового склона прекращается рост высоты волны при последнем разрушении ее у пляжа. При меньших высотах волн открытого моря мощность прибойного потока, несомненно увеличивается с их возрастанием. Каковы эти зависимости, так же как и зависимости параметров подходящей к пляжу отмелого берега волны от параметров волны открытого моря, сказать пока трудно. Несмотря на фильтрацию крупных волн и ограничение высоты всех волн, поступающих к пляжу, эта высота, несомненно, находится в некоторой связи с параметрами волн, разрушающихся на подводных валах. Такая связь должна существовать, поскольку к пляжу поступают как остаточные волны после разрушения, так и вторичные индуцированные при опрокидывании и, наконец, малые волны из полного спектра волн открытого моря. Помимо высоты волны, в образовании прибойного потока и в его дальнейшей эволюции основную роль играет период разрушения наиболее крупных волн из числа разрушающихся у основания пляжа, а также и период волн, вообще разрушающихся в нижней части пляжа. Пути, которыми величина периода влияет на режим потока, уже достаточно освещены выше; они весьма разнообразны и ведут через различные промежуточные факторы, как фильтрация, подпор, место встречи обратного потока с потоком заплеска и т. п.

Наиболее общим выводом из обработки материалов проведенных наблюдений может быть утверждение о большой сложности режима прибойного потока и о трудности сведения этого режима к каким-либо схемам. Представляется невозможным судить достаточно полно о гидродинамическом режиме пляжа даже только при данном волнении как по результатам наблюдений на одном створе, так и по кратковременным наблюдениям за действием нескольких волн. Даже на вполне однородном по первому впечатлению пляже и при установившемся волнении общая схема режима прибойного потока и изменения импульсов вдоль пляжа, описанная выше, нарушается обилием вторичных факторов. Несомненно,

динамику профиля пляжа можно рассматривать как плоскую задачу, пользуясь некоторым усредненным условным режимом прибойного потока. Но для установления этого режима необходимы длительные наблюдения и измерения, в которых отразилось бы действие всех вторичных местных факторов также в виде среднего суммарного эффекта.

В заключение статьи рассмотрим те изменения рельефа пляжа, которые удалось наблюдать за время наших записей, и попытаемся сопоставить их с режимом прибойного потока. Как уже говорилось, в задачу наблюдений не входило такое сопоставление, поэтому в большей части записей (9—11) обработка, да и сами записи были проведены не полностью за достаточно длительный срок и не по всем точкам створа, а лишь в течение отдельных отрезков времени и только тех потоков, которые охватывали все приборы створа. В результате для этих трех записей можно говорить о сопоставлении динамики профиля с режимом потока только в верхней части пляжа. Для нижней части остается неизвестным эффект действия коротких заплесков, не поднимавшихся выше с-1. Да и для верхней части пляжа нельзя с полной уверенностью говорить о возможности распространения замеренного нами в течение коротких сроков режима на сколько-нибудь длительные периоды, достаточные для существенной перестройки профиля. Однако поскольку все же удается наметить некоторые связи между режимами потока и рельефа и в наших наблюдениях, имеет смысл упомянуть об этих связях и сопоставить их с теоретическими предположениями, опубликованными ранее (Лонгинов, 1958а).

Прежде чем перейти к анализу наблюдаемых изменений профиля, укажем на общее следствие, вытекающее из наших выводов о смене типов распределения импульсов вдоль профиля. Если рассматривать равновесие склона пляжа, устанавливающееся, как известно, очень быстро вслед за установлением параметров волнения, то профиль равновесия будет выглядеть как выпуклая кривая с перегибом к вогнутой в нижней части пляжа. Действительно, только в средней части пляжа наблюдается распределение импульсов по типу А, т. е. с резким преобладанием положительных импульсов во всех группах давления. Как внизу, так и в вершине пляжа в общем схематическом случае действуют эюры типа В, которые в области малых давлений, соответствующих началу массового движения песка, дают отрицательные значения импульсов. Следовательно, для равновесия профиля в средней части пляжа необходим значительно больший уклон (большая величина составляющей силы тяжести), чем в нижней и верхней. Таким образом, подтверждается гипотеза о выпуклой форме профиля равновесия пляжа в наиболее общем случае. В наших наблюдениях такая форма в чистом виде не была достигнута, хотя и перегиб, и выпуклая часть профиля четко видны хотя бы на профиле е (рис. 2, 1). Эта линия соответствует результату длительного воздействия волнения, подобного записанному на осциллограммах 9—11, и получена на следующий день после записей, 15 октября.

Интересна вообще эволюция профиля пляжа за весь период, охваченный записями. Эту эволюцию легко проследить по той же группе профилей (1) на рис. 2. Нижние три профиля этой группы — А, Б и В дают изменение профиля в период действия и затухания слабой волны. Не вдаваясь в анализ каждого профиля, видим, что после некоторого размыва 4 октября (А) в результате аккумуляции при затухании волны 5 октября образовался почти прямой склон с сохранением уступа разрушения волны у основания пляжа (Б). Слабое волнение лишь в период наибольшего своего развития достигало уступа подмыва. Таким образом, о полном развитии профиля здесь говорить не приходится, и мы имеем дело с типичным пля-

жем неполного профиля, выработанным слабым волнением при размыве берегового вала штормовой волной.

Довольно сильное волнение, действовавшее в период между 9 и 12 октября, оставило к 13 октября профиль а, явившийся результатом размыва верхней части уступа и переотложения материала к основанию пляжа. Полученный профиль сохраняет вогнутый контур незавершенного типа пляжа размыва. Сильное волнение 14—15 октября продолжило размыв верхней части пляжа и переотложение материала вниз. На профиле б показано состояние пляжа во время записей 14 числа (среднее), а профиль в дает окончательный результат работы волнения в виде пляжа с почти сформированным полным полого-выпуклым профилем. Для всего этого цикла характерно переотложение песка из верхней, размываемой части пляжа к его основанию. При этом интересно, что изменение профиля сопровождалось как бы его поворотом вокруг точки, лежащей у с-2, отметка которой осталась неизменной. Вид кривой профиля в процессе его перестройки непрерывно изменялся в сторону выполаживания и перехода от вогнутой кривой размываемого пляжа к кривой полного профиля. Следующий профиль этой серии — г — указывает на отложение песка по всему профилю при затухании волнения. Как и при затухании слабого волнения 5 октября, к 16 октября образовалась почти прямая линия с некоторым утолщением слоя отложения в средней части.

Таков был общий ход развития профиля пляжа за период измерений. Как видим, это развитие хорошо увязывается с нашими представлениями о действии волнений различной силы и в различные стадии. Возможно, что сравнительной чистоте эволюции профиля способствовало преобладание нормальных к урезу волн за этот период.

Рассмотрим детальнее эволюцию профиля от записи к записи и попытаемся сопоставить эту эволюцию с изменением графиков импульсов, описанных выше. Записи 7 и 8 дают в различном количественном выражении один и тот же качественный процесс размыва крутого пляжа. В то время как из области с-3, судя по отрицательной величине импульсов на рис. 4, вынос песка идет вниз, большие положительные импульсы на с-2 и с-1 (если они не уравновешиваются силой тяжести самих частиц, на что вряд ли можно рассчитывать) дают вынос материала размыва вверх, к основанию уступа подмыва. Отсюда песок сносится во взвеси преимущественно вдоль берега, на соседние участки, поскольку отложение его на крутом участке пляжа у основания уступа невозможно. Такое отложение стало возможным лишь при затухании волны и с уменьшением энергии заплеска распространилось на весь профиль. Вряд ли можно рассматривать профили записей 7 и 8 как профили равновесия. Это возможно было во время записи 7, пока поток не достигал уступа в вершине пляжа, и после затухания волнения, в процессе постепенного снижения вершины заплеска. В целом же профили более характерны для процесса размыва, отвечающего распределению импульсов в записи 8. Очевидно, в данном случае для законченного суждения о динамике материала пляжа не хватает сведений о вдольбереговом движении потока и об изменениях рельефа на соседних участках пляжа.

Иная картина в записях 9—11. Здесь при сравнительной стабилизации волнения в течение 14 октября размыв в верхней части профиля был довольно слаб. Одновременно, как видно из серии профилей (11) на рис. 2, в нижней части пляжа шло отложение, не соответствующее по объему размыву верхней части. Изменения уровня пляжа между с-0 и с-1 хорошо увязываются с отрицательным импульсом на обеих стойках в записи 9 (изменение от профиля 1 к профилю 2 на серии профилей 11). Смена

отрицательных импульсов на этих стойках положительными в записи 10 привела к поступлению сюда песка с нижней части пляжа и к отложению, указываемому переходом от профиля 2 к профилю 3. Наконец, слабый отрицательный импульс в сумме с силой тяжести на записи 11 в области с-1 и с-0 дал снова небольшой размыв со сносом песка вниз, где мы видим отложение на всем участке от с-1 до с-4 (профиль 4). Судить о причинах отложения в нижней части пляжа в этих записях трудно, поскольку у нас нет полных данных о действовавших здесь импульсах, но, очевидно, поступление песка сюда шло не только за счет размыва верхней части пляжа, но и снизу или вдоль берега, так как объем отложения в нижней части профиля значительно превосходит объем размыва в верхней.

Описанные изменения профиля пляжа и полученные здесь общие закономерности его развития мало чем отличаются от наших старых представлений, наложенных в предыдущих статьях, и довольно близко соответствуют гипотезам, высказанным на основе теоретического построения графика импульсов (Лонгинов, 1958а). К сожалению, большая часть частных гипотетических закономерностей, высказанных в этой статье, не может быть проверена на основании собранного материала, так как наблюдения проводились только в условиях чисто песчаного пляжа с довольно хорошо отсортированным песком.

Наиболее существенными выводами из проведенных наблюдений следует считать: а) выяснение хода изменения давлений вдоль профиля пляжа и подтверждение общей гипотетической схемы этого хода; б) установление основных факторов, управляющих закономерностью изменения давления вдоль профиля; в) выяснение наиболее общей схемы изменения распределения суммарного импульса по группам давлений вдоль профиля пляжа и г) подтверждение непосредственной связи между изменением суммарного импульса вдоль профиля и изменением кривой профиля, а также между изменением величины суммарного импульса для данной фракции на определенном участке профиля и изменением вида кривой этого участка.

Описанные здесь измерения можно считать первым шагом в установлении закономерных связей между динамикой пляжа и основным действующим на пляже фактором — прибойным потоком. Задачей работы, как уже указывалось, являлось не установление таких связей, а лишь выяснение основных черт режима прибойного потока вдоль профиля пляжа. Эта задача более или менее решена для частного случая песчаного пляжа и следует пожелать, чтобы аналогичные измерения были проведены в иных условиях. Большая продолжительность записей, разнообразие волновых режимов и типов пляжей позволят перейти к количественным связям между всеми действующими факторами и режимом прибойного потока, а затем и движением наносов и динамикой рельефа пляжа. В будущих измерениях следует стремиться к учету всех или хотя бы важнейших факторов, влияющих на изучаемые явления. Выяснение этих факторов, их роли и значения в режиме прибойного потока, установление основных черт этого режима для простейшей схемы — таковы и были цели данной работы. Результаты первого опыта показывают возможность дальнейших исследований в этом направлении с использованием применявшихся нами методов и приборов.

Пользуюсь случаем в заключение выразить благодарность руководителю Лаборатории динамики и морфологии морских берегов Института океанологии проф. В. П. Зенковичу за содействие в постановке исследований и младшему научному сотруднику Лаборатории морской электроники В. П. Соколову за обеспечение электронной аппаратурой, использованной в наших измерениях.

ЛИТЕРАТУРА

- Вершинский Н. В. Об измерении колебательных процессов в море. Метеорология и гидрология, 1951, № 6.
- Вершинский Н. В. и Кестнер А. П. Прибрежные электрические волнографы. Труды Океанограф. комиссии АН СССР, т. 1, 1956.
- Гугинев Я. Э. Лабораторное исследование взаимодействия волны фронтального направления с песчаными откосами. Труды Ин-та океанол. АН СССР, т. X, 1954.
- Гуделис В. К., Янкевичуте С. А., Михалюкайте Э. С. Несколько замечаний по динамике прибойного потока в условиях песчаного пляжа отлогого морского берега. Труды АН Лит. ССР, сер. В, вып. 4, 1957 (русск. резюме).
- Джурковский Н. Н., ред. Действие волн на морские и водохранилищные сооружения. Труды Моск. инж.-строит. ин-та им. В. В. Куйбышева, сб. № 20, 1957.
- Дмитриев А. А., Бончковская Т. В. Наблюдения на моделях движений, возникающих при фронтальном ударе волны об откос, и некоторые соображения о циркуляции при косом подходе волны к наклонному берегу. Труды Морск. гидрофиз. ин-та АН СССР, т. 4, 1954.
- Егоров Е. Н. Наблюдения над динамикой подводных песчаных валов. Труды Ин-та океанол. АН СССР, т. VI, 1951.
- Егоров Е. Н. Некоторые особенности волнения и волновых течений в зоне подводных валов. Труды Ин-та океанол. АН СССР, т. VIII, 1954.
- Егоров Е. Н. Некоторые черты динамики отлогого аккумулятивного берега. Труды Ин-та геогр. АН СССР, т. 68, 1956.
- Лонгинов В. В. О возможности непосредственного изучения наносодвижущего действия волнения в природных условиях. Труды Океанограф. комиссии АН СССР, т. 1, 1956.
- Лонгинов В. В. Некоторые наблюдения над деформацией волны в береговой зоне в природных условиях. Труды Ин-та океанол. АН СССР, т. XXI, 1957.
- Лонгинов В. В. О динамике прибойной зоны и береговой зоны в целом. Науч. сообщ. Ин-та геолог. АН Лит. ССР, вып. 7, 1958а.
- Лонгинов В. В. Движение воды и наносов в прибрежной зоне моря. Природа, 1958б, № 2.
- Лонгинов В. В. Некоторые данные наблюдений над горизонтальными волновыми давлениями в придонном слое береговой зоны в природных условиях. Труды Ин-та океанол. АН СССР, т. XXVIII, 1958а.
- Лонгинов В. В. Опыт определения наносодвижущего действия волнения по данным наблюдений над трансформацией волны в береговой зоне. Труды Ин-та океанол. АН СССР, т. XXVIII, 1958г.
- Пышкин Б. А. Высота наката волны. Метеорология и гидрология, 1939, № 7—8.
- Сидорова А. Г. Высота наката волны на откос. Труды Моск. инж.-строит. ин-та им. В. В. Куйбышева, сб. № 20, 1957.
- Шанкин П. А. О высоте вскапывания волн на откос. Речной транспорт, 1953, № 1.
- Bagnold R. A. Beach formation by waves. Dock & Harbour Auth., 1942, v. 23, N. 261—262.
- Emery K. O., Gale J. F. Swash and swash mark. Trans. Amer. Geophys. Union, v. 32, 1951, N 1.
- Grantham K. M. Wave run-up on sloping structures. Trans. Amer. Geophys. Union, 1953, v. 34, N 5.
- Hajami, Ishihara, Iwagaki. Some studies on beach erosion. Disaster Prev. Res. Inst. Kyoto Univ., Bull. 1953, N 5.
- Kressner B. Modelversuche über die Wirkung der Strömungen und Brandungswellen auf einen sandigen Strand. Bautechnik, H. 25, 1928.
- Lewis W. V. The effect of wave incidence on configuration of a shingle beach. Geograph. Journ., 1931, v. 78, N 2.
- Sweeting M. Wave trough experiments on beach profiles. Geograph. Journ., 1943, v. 101, N 4.

И. Ф. Шадрин

(Институт океанологии АН СССР)

ВДОЛЬБЕРЕГОВЫЕ И КОМПЕНСАЦИОННЫЕ ТЕЧЕНИЯ
У ОТМЕЛОГО АККУМУЛЯТИВНОГО БЕРЕГА

Большинство исследований прибрежных течений сводилось до последнего времени к их описанию и выяснению управляющих ими общих закономерностей. Метод расчета вдольбереговых течений впервые был предложен Путнамом, Мунком и Трейлором (1951). Этот метод основан на том предположении, что при косом подходе волны к берегу возникает вдольбереговая составляющая энергии, которая при разбивании волн частично передается водной массе, образуя течение. Если допустить, что при установившемся режиме эта часть энергий тратится на трение о дно, то можно вычислить скорость течения. Конечная формула Путнама, Мунка и Трейлора имеет вид

$$v = \frac{a}{2} \left[\sqrt{1 + \frac{4c \sin \alpha}{a}} - 1 \right], \quad (1)$$

$$a = \frac{2,61 m h \cos \alpha}{k T}, \quad c = \sqrt{g(H+h)}, \quad m = \frac{H}{l}, \quad H = 1,28h,$$

где h — высота бурунов, l — расстояние от берега до зоны бурунов, H — глубина забунивания, T — период разбивающейся волны, α — угол между фронтом волны и линией берега, k — коэффициент трения, зависящий от гидравлической шероховатости дна.

Дальнейшие исследования этой формулы, проведенные Инманом и Куином (Inman and Quinn, 1952), показали, что коэффициент k зависит не столько от характера дна, сколько от скорости течения. Экспериментально

было найдено, что $k = 0,024v^{-\frac{3}{2}}$, где v — скорость течения. Тогда формула (1) принимает вид

$$v = \left[\left(\frac{1}{4x^2} + y \right)^{\frac{1}{2}} - \frac{1}{2x} \right]^2, \quad (2)$$

где $x = \frac{108,3H \cdot m \cos \alpha}{T}$, а $y = c \sin \alpha$.

Формулы (1) и (2) дают среднюю скорость течения в зоне между берегом и линией бурунов, причем считается, что скорость одинакова от поверхности до дна и по всей ширине зоны. По этим формулам можно также рассчитывать скорость течения между двумя последовательными забуниваниями. Направление течения полагается параллельным берегу.

Вывод формулы (1) базируется на теории одиночных волн. Мунком было доказано, что эта теория применима для зоны прибой. По данным

В. В. Лонгинова (1957), теория одиночных волн может быть применена только к внешней части прибойной зоны и с известным допущением — к самой зоне прибой. Работы Путнама, Мунка и Трейлора (1951), а также Инмана и Куина не позволяют определить, насколько неточность теории одиночных волн отражается на расчете вдольбереговых течений, так как в них вводится эмпирический коэффициент k . Оценить погрешность этой теории позволяют недавние исследования Хуслея и Тейлора (Housley and Taylor, 1957), в которых дается критерий применимости теории одиночной волны для описания волн мелководья. Этот критерий выражается следующим образом:

$$\frac{h}{H} = 1600(T \sqrt{g/H})^{-2,3}.$$

Если наблюдаемая величина $\frac{h}{H}$ больше правой части выражения, то исследуемая волна ближе подходит к одиночной, если же меньше, то она лучше описывается теорией волн на конечной глубине. Уравнение

$$P = 6400(T \sqrt{g/H})^{-2}$$

дает процент отклонения теоретически рассчитанной скорости распространения волны от экспериментальной.

Путнам, Мунк и Трейлор, проверяя свой метод в натуральных условиях, получили хороший результат для берегов с равномерной топографией дна и параллельными изобатами. Другие исследователи (Sauvage de Saint Mark et Vincent, 1956) также подтверждали применимость этого метода. Однако для берегов с подводными валами и неравномерной топографией дна результаты наблюдений и вычислений часто расходятся. Так, Шипард (Shepard, 1950), Шипард и Инман (1951) отмечали, что это расхождение обуславливается непостоянством влияния отдельных факторов, входящих в формулу (1), на развитие вдольбереговых течений. Шипард собрал и обобщил огромный материал, на основании которого пришел к выводу, что сила и направление вдольбереговых течений зависят в основном от двух факторов: высоты бурунов и топографии дна, т. е. от расположения зон дивергенции и конвергенции волновых ортогоналей. В зонах конвергенции образуется нагон, в результате чего независимо от величины угла подхода волн к берегу возникает течение от зон конвергенции к зонам дивергенции.

Наблюдения, проведенные на анапском побережье Черного моря в 1957 г., также показали, что расчетные величины течений (формула 1) не совпадают с наблюдаемыми и обычно бывают занижены, особенно при слабых волновых режимах (табл. 1).

Таблица 1

Некоторые результаты сравнения расчетных и наблюдаемых течений

Высота бурунов, м	Период волны, сек	Скорость течения, м/сек		Высота бурунов, м	Период волны, сек	Скорость течения	
		наблюдаемая	расчетная			наблюдаемая	расчетная
0,7	4,5	0,50	0,25	0,7	5,7	0,40	0,15
0,8	5,6	0,45	0,28	0,3	5,5	0,20	0,03
0,5	2,6	0,45	0,35	0,4	4,4	0,50	0,14
0,2	2,8	0,20	0,13	0,2	2,4	0,20	0,03

Анапский берег нарезан аккумулятивными выступами и бухтами рыва. Имеется два или три подводных вала, обычно извилистых и не параллельных линии уреза. Наиболее ярко выражен первый от берега вал у аккумулятивных выступов он почти всегда подходит к берегу, у бухты размыта отходит в море. Морские валы менее извилисты и имеют более плавное очертание профиля.

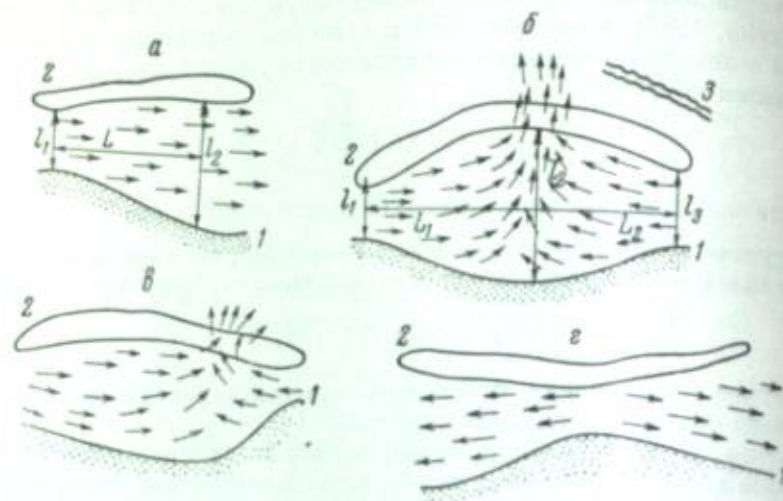


Рис. 1. Вдольбереговые течения на анапском берегу при слабом нормально подходящем волнении.
1 — береговая линия; 2 — подводный вал; 3 — фронт волны; стрелками показаны направления течений

Несовпадение результатов наблюдений и расчетов для анапского вала, очевидно, объясняется сложной топографией дна. Вполне вероятно, что на берегах такого типа действует еще какой-то фактор, влияющий на образование и развитие вдольбереговых течений, который не учитывается в приведенной выше формулой, ни обобщениями Шварца. Так, неоднократные наблюдения показали, что при небольшой нормально подходящей к берегу зыби, когда она разрушается на первом вале, течения между берегом и валом могут достигать скоростей 0,20—0,30 см/сек и более. Если же рассчитать скорости течения по формуле (1), то они оказываются равными или близкими нулю. Типичные схемы таких течений показаны на рис. 1. Разрушающаяся волна, превращаясь в волну перемещения, несет с собой массу воды с вала в ложбину, создавая нагон между берегом и валом. Происходит как бы нагнетание воды в ложбину. Эта вода распределяется на пространстве между берегом и валом. Особенно четко это прослеживается там, где вал ближе всего подходит к берегу (здесь нагон наибольший). Там, где расстояние между берегом и валом максимальное, нагон наименьший. Разность уровней вызовет компенсационное течение направленное от более узкой части ложбины к более широкой. Кроме того, нагон может компенсироваться и в сторону моря, что будет рассмотрено дальше.

Таким образом, сложная топография дна создает условия для неравномерного нагона вдоль берега. Разность нагона между двумя точками дает величину гидростатического градиента, от которого будет зависеть скорость и направление вдольберегового течения. Величина градиента определяется топографией дна и объемом волны перемещения.

Согласно теории одиночных волн

$$Q = 4H^2 \sqrt{\frac{h}{3H}}, \quad c = \sqrt{g(H+h)} = \sqrt{2,28gh}, \quad H = 1,28h,$$

где Q — площадь, ограниченная профилем одиночной волны и уровнем спокойной воды, c — скорость перемещения волны (почти равная групповой скорости разбивающихся волн), H — глубина в месте разрушения волн, h — высота разбивающейся волны. Основная масса воды в одиночной волне сконцентрирована около гребня. Так как на отмелем берегу вблизи полосы забуривания волна сильно деформирована, то ее профиль всегда близок к профилю одиночной волны. Поэтому величину Q можно принять за площадь поперечного сечения волны перемещения, которая создает нагон между валом и берегом.

Предположим, что волна разрушается на гребне подводного вала или около него, и отнесем все рассуждения к элементарной полоске шириной dx . После разрушения волна подает за вал количество воды, равное Qdx , причем скорость движения воды в первый момент будет равна скорости распространения волны. Тогда за период T этот объем воды распространится на расстояние z , равное

$$z = T \cdot c = T \sqrt{2,28gh}$$

и на l_1 (рис. 1, а) создается нагон w_1 высотой

$$w_1 = \frac{Qdx}{zdx} = 2,22 \frac{h^2}{T \sqrt{gh}}$$

На линии же l_2 нагон будет равен w_2 . Естественно, что:

$$\frac{w_1}{w_2} = \frac{l_2}{l_1}$$

и, значит,

$$w_2 = 2,22 \frac{h^2}{T \sqrt{gh}} \frac{l_1}{l_2}$$

Таким образом, на l_1 создается добавочное возвышение уровня по сравнению с l_2 , равное $\theta = w_1 - w_2$. Средний градиент между l_1 и l_2 будет $\frac{\theta}{2}$. Масса воды, которая обладает этим градиентом, равна

$$M = S \cdot \rho \frac{\theta}{2},$$

где S — средняя площадь между l_1 и l_2 , валом и берегом, g — ускорение силы тяжести, ρ — плотность воды. Эта масса воды обладает потенциальной энергией

$$E_n = M \cdot g \frac{\theta}{4} = \frac{1}{8} \rho \cdot g \cdot S \theta^2.$$

При компенсации добавочного нагона воды потенциальная энергия превратится в кинетическую

$$E_k = M \frac{v^2}{2} = \rho \cdot S \frac{\theta}{2} \frac{v^2}{2},$$

где v — скорость течения. Вполне очевидно, что $E_n = E_k$, откуда

$$v = \sqrt{\frac{1}{2} g \theta}.$$

Подставив сюда значение θ , получаем

$$v = \sqrt{1,11 \frac{h}{T} \sqrt{gh} \left(1 - \frac{l_1}{l_2}\right)}. \quad (3)$$

Скорость вдольберегового течения можно рассчитать также, исходя из предположения о равенстве объемов воды, которая подается к берегу разрушающейся волной и уносится вдольбереговым течением при установившемся режиме. Нагон воды к берегу волной перемещения в единицу времени на линии l_1 и l_2 (рис. 1, а) можно выразить уравнениями

$$w_1 = \frac{Q}{T l_1} \quad \text{и} \quad w_2 = \frac{Q}{T l_2}.$$

Тогда средний градиент, равный половине разности нагонов, будет

$$\theta = \frac{Q}{2T} \left(\frac{1}{l_1} - \frac{1}{l_2} \right).$$

Общее количество воды, поступающее к берегу с волной в единицу времени, равно

$$M = \theta \frac{l_1 + l_2}{2} L = \frac{QL}{4T} \frac{l_2^2 - l_1^2}{l_1 l_2}, \quad (4)$$

где L — расстояние между l_1 и l_2 .

При установившемся режиме, когда течение уже развито в полную силу, и образовался определенный установившийся наклон уровня от l_1 к l_2 , количество воды (M), поступающее в прибойную зону, должно для сохранения равновесия компенсироваться через сечение l_2 .

Энергия градиента в этом случае должна расходоваться на трение о дно, перенос грунта и внутреннее трение воды.

Пусть площадь сечения l_2 равна S , тогда

$$\frac{QL}{4T} \frac{l_2^2 - l_1^2}{l_1 l_2} = S v,$$

откуда

$$v = \frac{QL}{4TS} \frac{l_2^2 - l_1^2}{l_1 l_2}.$$

Через сечение l_2 проходит максимальное количество воды и скорость течения здесь будет наибольшей. В сечении l_1 скорость равна нулю. Средняя скорость течения для всей зоны равна:

$$v = \frac{QL}{8TS} \frac{l_2^2 - l_1^2}{l_1 l_2} = \frac{H^2 L}{2TS} \sqrt{\frac{h}{3H}} \frac{l_2^2 - l_1^2}{l_1 l_2}. \quad (5)$$

Небольшое количество наблюдений, проведенных нами на анапском берегу, дает основание предполагать, что сделанные выше выводы в какой-то мере отвечают действительности. Наблюдения проводились в зоне между первым валом и берегом при слабых волнениях, надежно обеспечивающих отсутствие течений, учитываемых формулой (1). Результаты приведены в табл. 2.

Итак, на отмелях аккумулятивных берегах с неравномерной топографией дна при косом подходе волн создаются вдольбереговые течения двух

Таблица 2
Результаты измерений течений при слабых волнениях

h, м	T, сек	l_1 , м	l_2 , м	L, м	$v_{\text{набл.}}$	$v_{\text{расч.}}$
0,3	3,7	9,3	10,9	20,3	0,13	0,15
0,3	3,7	5,8	17,5	19,0	0,32	0,29
0,3	3,7	7,5	12,2	19,0	0,20	0,26
0,3	3,5	8,0	17,8	8,4	0,30	0,31
0,3	2,9	8,0	10,2	21,9	0,24	0,20
0,3	2,9	6,0	14,4	17,6	0,27	0,33
0,3	2,9	6,3	13,0	20,0	0,23	0,31
0,3	2,9	5,0	20,0	11,0	0,26	0,31
0,4	3,5	11,2	13,0	9,0	0,17	0,19
0,4	3,5	10,4	11,5	19,8	0,10	0,16
0,4	3,8	6,3	22,5	24,6	0,29	0,36
0,4	3,8	9,0	13,0	9,8	0,20	0,24
0,3	2,5	5,0	18,0	10,0	0,25	0,40
0,3	2,5	12,0	14,0	5,7	0,17	0,18

видов. Первые можно назвать энергетическими¹, вторые — градиентными. Градиентные течения возникают там, где есть условия для создания неравномерного нагона вдоль берега. Наибольшая неравномерность профиля дна вдоль берега на аккумулятивных берегах обычно бывает при слабых и умеренных волнениях. При усилении волнения подводный склон выравнивается, валы нивелируются и выпрямляются, условия для создания градиентных течений исчезают. Наибольшей величины градиентные течения достигают при таком умеренном волнении, которое еще не перестраивает данный профиль дна, но начинает перестраивать его при дальнейшем

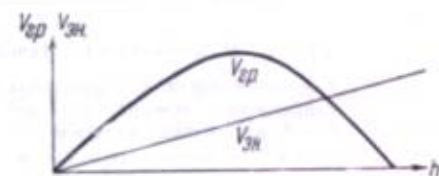


Рис. 2. График соотношения между градиентным и энергетическим течениями

усилении. Когда профиль дна начинает выравниваться, отношение $\frac{l_1}{l_2}$ (формула 3) стремится к единице, а скорость течения — к нулю. В этом случае основную роль начинает играть энергетическое течение. В самом общем виде эта закономерность показана в виде графика на рис. 2.

Величина $\frac{l_1}{l_2}$, если принять L равным некоторой постоянной, выражает степень неравномерности топографии дна, поэтому ее можно назвать коэффициентом выравнивания данного участка берегового склона и обозначить через n . В таком случае из формулы (3) следует, что по мере приближения n к единице скорость градиентного течения стремится к нулю. Физически коэффициент n пропорционален той работе, которую производит волна при выравнивании склона, т. е. он должен быть прямо

¹ Этим термином условно обозначается течение, образующееся за счет энергии косо подходящих к берегу волн. Термин не совсем удачный, и автор не претендует на его универсальность.

пропорционален энергии волны и обратно пропорционален глубине. Таким образом, на отмелем берегу при развитии шторма скорость градиентных течений зависит от степени выравнинности склона.

Суммарную скорость вдольберегового течения ($v_{\text{вд}}$) можно выразить формулой

$$v_{\text{вд}} = \frac{a}{2} \left[\sqrt{1 + \frac{4c \sin \alpha}{a}} - 1 \right] \pm \sqrt{1,11 \frac{h}{T} \sqrt{gh} \left(1 - \frac{l_1}{l_2}\right)}. \quad (6)$$

Рис. 3 иллюстрирует постепенную смену градиентных течений энергетическими при усилении волнения (по данным наблюдений, проведенных 17 сентября 1957 г. на пляже Анапской пересыпи). На рис. 3, а течение чисто градиентное (волнение слабое), разрыв образуется там, где меньше

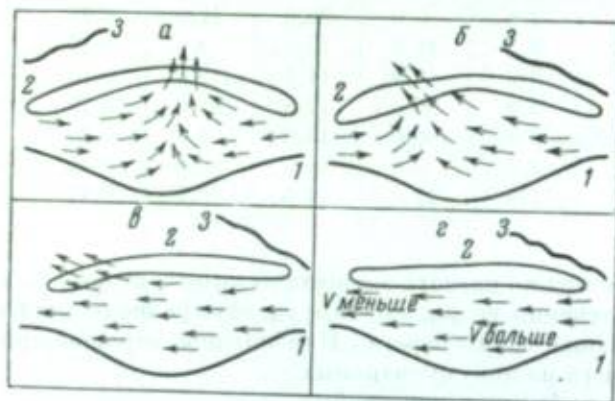


Рис. 3. Вдольбереговые течения при усиливающемся волнении.

1 — линия берега; 2 — подводный вал; 3 — фронт волны; стрелками показаны направления течений; а — слабое волнение ($h = 0,3$ м, $T = 3,1$ сек.), б — более сильное волнение ($h = 0,5$ м, $T = 3,5$ сек.), в — еще более сильное волнение ($h = 0,6$ м, $T = 3,5$ сек.), г — наиболее сильное волнение ($h = 0,7$ м, $T = 3,8$ сек.).

всего нагон, т. е. где вал более всего удален от уреза. На рис. 3, б начинает сказываться энергетическое течение (волнение усилилось), в результате чего разрыв переместился влево, так как течение справа сильнее. На рис. 3, в энергетическое течение уже преобладает над градиентным (волнение еще сильнее), разрыва почти нет. И, наконец, на рис. 3, г энергетическое течение намного больше градиентного; здесь, очевидно, уже сказывается выравнивание профиля.

Метод Путнама, Мунка и Трейлора, а также формулы (3), (5) и (6) не учитывают возникающего при нагоне компенсационного противотечения, направленного в море. Если сделать допущение, что скорость компенсационного течения одинакова от поверхности до дна, то представляется возможным определить среднюю его скорость. Это предположение не совсем отвечает действительности, однако единодушного мнения по поводу физической сущности компенсационного течения на мелководье у исследователей нет. Мунк, например, считает, что отток в основном осуществляется в нижнем слое воды; Бегнольд же, напротив, наблюдал в лотке отток воды по поверхности.

Лабораторные эксперименты А. А. Дмитриева и Т. В. Бончковской (1954) показывают, что характер оттока вод очень сложен и зависит от па-

раметров волны, уклона дна и глубины воды. Во всех опытах этих исследователей самый верхний слой воды двигался в направлении распространения волны, а более мощный слой под ним двигался в обратном направлении, но с меньшей скоростью. Глубина, на которой происходит смена перемещения водных масс, по мере возрастания общей глубины воды в лотке (H) или уменьшения длины волны λ стремится к величине $\frac{1}{3} H$. При малых значениях отношения H/λ , противотечение не достигает дна и сменяется донным течением положительного направления (к берегу). При больших значениях H/λ противотечение практически доходит до самого дна. Природные наблюдения показывают, что компенсация нагона в случае отсутствия разрывных течений происходит во всем слое от поверхности до дна в момент прохождения ложбины волны. Это в некоторой степени оправдывает сделанное нами допущение.

При установившемся режиме, когда создан уже определенный постоянный нагон для данного волнения, количество воды, подающееся волной к берегу, должно быть равно количеству воды, уходящему в море через зону бурунов. Используя данные теории одиночных волн, можно получить, что масса подаваемой к берегу воды равна $Q \cdot \rho$. Количество воды, уходящее с противотечением, равно $v_{\text{пр}} HT \rho$, где $v_{\text{пр}}$ — скорость противотечения, осредненная от поверхности до дна.

Тогда

$$v_{\text{пр}} = \frac{Q}{HT}.$$

При косом подходе волн масса воды, подаваемой к берегу, будет пропорциональна $\cos \alpha$ и

$$v_{\text{пр}} = \frac{Q}{HT} \cos \alpha. \quad (7)$$

У берега скорость противотечения равна нулю, а в зоне бурунов определяется уравнением (7). Тогда средняя скорость противотечения между берегом и зоной бурунов будет

$$v_{\text{пр}} = \frac{Q}{2HT} \cos \alpha.$$

Подставив сюда значение Q , получаем

$$v_{\text{пр}} = \frac{2H}{T} \sqrt{\frac{h}{3H}} \cos \alpha. \quad (8)$$

Предположим теперь, что забуруниваний несколько, допустим два — у берега и в море. Параметры первого — $h_1 T_1 H_1 \alpha_1$ и второго — $h_2 T_2 H_2 \alpha_2$. Количество воды, проходящее через эти зоны разрушения, обозначим Q_1 и Q_2 . Из области, расположенной между зонами забурунивания, часть поступающей воды уходит к берегу, а остаток равен $Q_3 = Q_2 - Q_1$. Скорость противотечения в первой от берега зоне бурунов (зоне опрокидывания) выражается уравнением (8). Можно считать, что, входя во внешнюю зону бурунов, скорость противотечения уменьшается пропорционально глубине, так что на глубине H_2 она будет равна

$$\frac{H_1 v_{1, \text{пр}}}{H_2}.$$

В зоне между первым и вторым забуруниванием образуется свое противо-

течение со скоростью, равной по аналогии с уравнением (8),

$$v_{2, \text{пр}} = \frac{Q_2}{2H_2 T_2}.$$

Тогда суммарная скорость противотечения в зоне между первым и вторым забуруниваниями будет

$$v_{2, \text{пр}} = \frac{2H_2}{T_2} \sqrt{\frac{h_2}{3H_2}} \cos \alpha_2 + \frac{2H_1^2}{H_2} \sqrt{\frac{h_1}{3H_1}} \left(\frac{\cos \alpha_1}{T_1} - \frac{\cos \alpha_2}{T_2} \right), \quad (9)$$

а средняя скорость в зоне между берегом и вторым забуруниванием равна

$$v_{\text{пр}} = \frac{v_{1, \text{пр}} + v_{2, \text{пр}}}{2} = \frac{H_1}{T_1} \sqrt{\frac{h_1}{3H_1}} \cos \alpha_1 + \frac{H_2}{T_2} \sqrt{\frac{h_2}{3H_2}} \cos \alpha_2 + \frac{H_1^2}{H_2} \sqrt{\frac{h_1}{3H_1}} \left(\frac{\cos \alpha_1}{T_1} - \frac{\cos \alpha_2}{T_2} \right). \quad (10)$$

Нагон, возникающий в результате градиентных вдольбереговых течений, также будет образовывать противотечение, которое можно определить из следующих соображений. Общее количество воды, поступающее в единицу времени на участок между l_1 и l_2 (рис. 1, а), равно

$$M_1 = \frac{Q}{T} L.$$

Количество воды, компенсирующееся вдольбереговым течением, определяется уравнением (4). Остаток равен

$$M_2 = M_1 - M = \frac{QL}{T} \left(1 - \frac{l_2^2 - l_1^2}{4l_1 l_2} \right). \quad (11)$$

Этот остаток при установившемся режиме должен компенсироваться противотечением через зону бурунов, на основании чего можно написать

$$M_2 = v_{\text{пр}} H L,$$

откуда скорость противотечения в зоне бурунов будет

$$v_{\text{пр}} = \frac{4H}{T} \sqrt{\frac{h}{3H}} \left(1 - \frac{l_2^2 - l_1^2}{4l_1 l_2} \right). \quad (12)$$

Если же волна подходит к берегу под углом, то уравнение (12) примет вид

$$v_{\text{пр}} = \frac{4H}{T} \sqrt{\frac{h}{3H}} \left(1 - \frac{l_2^2 - l_1^2}{4l_1 l_2} \right) \cos \alpha. \quad (13)$$

Таким образом, в прибрежной зоне на массу воды будут действовать две силы: одна — образующая вдольбереговое течение и другая — создающая компенсационное противотечение. Соотношение между ними в каждом данном случае будет зависеть от параметров волны, рельефа береговой зоны и угла подхода волны к берегу. Следовательно, волнение создает в прибрежной зоне энергетические течения, градиентные течения и противотечения. Общее перемещение водной массы можно найти путем сложения векторов скоростей этих течений. Направление градиентных течений не всегда будет совпадать с направлением энергетических.

ческих. Кроме того, сами градиентные течения на двух смежных участках берега могут быть противоположно направленными. В обоих случаях, если скорости одного течения не превышают значительно скоростей другого, образуется разрывное течение. В природе образование разрывов наблюдается очень часто не только у мысов или в вогнутостях бухт, но даже на прямолинейных участках берега (Шипард, 1950).

Рассмотрим простейший случай образования разрывных течений. Пусть берег соответствует изображенному на рис. 1, б. Допустим, что волна разрушается на валу и что параметры ее во всех точках разрушения одинаковы. Косой подход волны создаст энергетическое течение со скоростью $v_{\text{он}}$, определяемой уравнением (1) или (2). Неравномерность рельефа создаст градиентные течения, которые будут направлены навстречу друг другу. Их средние скорости $v'_{\text{гр}}$ и $v''_{\text{гр}}$ определяются по формуле (5), а максимальные (на линии l_2) будут равны

$$v'_{\text{гр}} = \frac{QL_1}{4TS} \frac{l_1^2 - l_2^2}{l_1 l_2} \cos \alpha \quad \text{и} \quad v''_{\text{гр}} = \frac{QL_2}{4TS} \frac{l_1^2 - l_2^2}{l_1 l_2} \cos \alpha,$$

где S — площадь сечения по створу l_2 .

Если учесть энергетическое течение, то скорости вдольбереговых течений, питающих разрывное, будут

$$v'_{\text{вд}} = v'_{\text{гр}} - v_{\text{он}} \quad \text{и} \quad v''_{\text{вд}} = v''_{\text{гр}} + v_{\text{он}}.$$

Скорость в горле разрывного течения должна быть равна средней скорости обоих течений, так как переносимые ими массы воды равны, т. е.

$$v_{\text{р}} = \frac{v'_{\text{вд}} M_1 + v''_{\text{вд}} M_2}{2(M_1 + M_2)}, \quad (14а)$$

где $v'_{\text{вд}} M_1 = v'_{\text{гр}} M_1 - v_{\text{он}} M$ и $v''_{\text{вд}} M_2 = v''_{\text{гр}} M_2 + v_{\text{он}} M$,

а значения M_1 и M_2 определяются уравнением (4).

Подставив в уравнение (14а) значение $v'_{\text{гр}}$, $v''_{\text{гр}}$, M_1 и M_2 , получим

$$v_{\text{р}} = \frac{H_2}{2TS} \sqrt{\frac{h}{3H}} \frac{L_1^2 a^2 + L_2^2 b^2}{L_1 a + L_2 b} \cos \alpha, \quad (14)$$

где

$$a = \frac{l_2^2 - l_1^2}{l_1 l_2} \quad \text{и} \quad b = \frac{l_2^2 - l_1^2}{l_2 l_3}.$$

Уравнение (14) дает скорость течения в горле разрыва. Учитывая, что при установившемся течении через горло разрыва в единицу времени должно проходить количество воды, равное $M_1 + M_2$, можно определить ширину горла разрыва x при глубине H . Действительно,

$$x H v_{\text{р}} = M_1 + M_2,$$

откуда

$$x = 2 \frac{S}{H} \left(1 + \frac{2L_1 L_2 a \cdot b}{L_1^2 a^2 + L_2^2 b^2} \right). \quad (15)$$

Далее в море разрывное течение рассеивается и постепенно затухает с увеличением глубины. Вся масса вынесенной воды под воздействием нагона снова поступает к берегу, создавая таким образом замкнутый

круговорот. Причиной разрыва порой являются очень незначительные и на первый взгляд неясные причины. Шипард (1950) считает, что разрывные течения являются основным видом компенсации нагона, а вдольбереговые течения рассматриваются им как области питания разрыва.

Особое место в прибрежной зоне занимают дрейфовые течения. Так как ширина этой зоны в большинстве случаев невелика, непосредственно в ней существенные дрейфовые течения развиться не могут. Они развиваются в открытом море и, подходя к берегу, имеют постоянную скорость и направление. Теория дрейфовых течений для открытого моря разработана и определить скорость и направление их вполне возможно. При рассмотрении перемещения водных масс в береговой зоне необходимо учитывать вектор дрейфового течения, который может накладывать существенный отпечаток на всю местную циркуляцию вод.

Выводы

Отсутствие достаточного количества непосредственных наблюдений не дает возможности сделать вполне четкие выводы из всего изложенного, тем не менее можно наметить некоторые общие закономерности движения воды в береговой зоне.

1. У отмелей аккумулятивных берегов с ровным подводным склоном и параллельными изобатами вдольбереговые течения образуются за счет энергии косо подходящих волн.
2. У отмелей аккумулятивных берегов с неравномерной топографией дна вдольбереговые течения создаются как за счет энергии косо подходящих волн, так и за счет неравномерного нагона воды вдоль берега. Течения первого типа можно условно назвать энергетическими, а второго — градиентными.
3. Неравномерный нагон возникает, как правило, при неровной топографии дна, которая на отмелях аккумулятивных берегах создается при слабых и умеренных волнениях. При усилении волнений подводный склон выполаживается, валы выпрямляются и нивелируются, условия для создания градиентных течений исчезают.
4. Градиентные течения достигают максимальной скорости на данном профиле дна при таком волнении, которое еще не перестраивает профиль, но начнет интенсивную перестройку его при дальнейшем усилении.
5. Направления градиентных и энергетических течений могут совпадать на данном участке берега, а на соседнем быть противоположными. Это обуславливается топографией дна. Такое распределение направлений вдольбереговых течений приводит к пульсации однонаправленного переноса водных масс вдоль берега, а иногда и к отсутствию переноса на значительных участках.
6. При продолжительном волнении должен выработаться установившийся режим водных масс, при котором количество нагоняемой к берегу воды равно количеству воды, уходящей в море. Это может привести к замкнутому круговороту воды в береговой зоне.
7. На перемещение воды в прибрежной зоне моря влияют и дрейфовые течения. Их необходимо учитывать при расчете общей прибрежной циркуляции.
8. Для суждения о движении наносов в береговой зоне необходимо более точно исследовать распределение скоростей всех описанных течений по вертикали.

ЛИТЕРАТУРА

- Дмитриев А. А. и Бончковская Т. В. Наблюдения на моделях движений, возникающих при фронтальном ударе волны об откос, и некоторые соображения о циркуляциях при косом подходе волны к плоскому наклонному берегу. Труды Морск. гидрофиз. ин-та АН СССР, т. 4, 1954.
- Лонгинов В. В. Некоторые наблюдения над деформацией волны в береговой зоне в природных условиях. Труды Ин-та океанол. АН СССР, т. XXI, 1957.
- Путнам Д., Мунк В. и Трейлор М. Предсказание вдольбереговых течений. Сб. «Основы предсказания ветровых волн, льда и прилива». М., Изд-во ИЛ, 1951.
- Шипард Ф. и Инман Д. Прибрежная циркуляция, обусловленная топографией дна и рефракцией волн. Сб. «Основы предсказания ветровых волн, льда и прилива». М., Изд-во ИЛ, 1951.
- Housley J. and Taylor D. Application of the solitary waves theory to shoaling oscillatory waves. Trans. Amer. Geophys. Union, 1957, v. 33, N 4.
- Inman D. and Quinn W. Currents in the surf zone. Coastal Eng. Proc. 2 Confer., Berkley, USA, 1952.
- Sauvage de Saint Mark M. et Vincent M. Transport littoral, formation de flèches et de tombolos. Coastal Eng. Proc. 5 Confer., Berkley, USA, 1956.
- Shepard F. Longshore current observation in Southern California. Beach Erosion Board, Corps of Eng. Techn. Memor., N 13, 1950.

А. К. Куклин

(Институт геологии Восточно-Сибирского филиала АН СССР)

ОПЫТ НЕПРЕРЫВНОЙ РЕГИСТРАЦИИ ВЕТРА И ВОЛН НА БАЙКАЛЕ

В 1956 г. Институтом геологии Восточно-Сибирского филиала АН СССР был организован стационарный пункт для проведения волновых измерений на юго-восточном побережье оз. Байкал. В прибрежной зоне опытного участка отмечается своеобразный рельеф дна. С одной стороны расположен подводный каньон, который обеспечивает подход волн глубокой воды к самому берегу. С другой находится отмель с пологим дном; здесь отчетливо наблюдается трансформация волн при движении их над постепенно уменьшающимися глубинами.

Одним из наиболее существенных факторов, определяющих интенсивность воздействия волн на берега и берегоукрепительные сооружения, является их высота. Существующие типы самописцев (Вершинский, 1954; Левченко, 1954; Какоулин, 1955; Вершинский и Кестнер, 1956; Куклин, 1958), регистрирующие высоту и период каждой волны, применяются обычно для периодической записи волнения в отдельные этапы его развития, но не работают непрерывно длительное время вследствие большого расхода лент. В то же время для определения общей интенсивности не требуется подробной регистрации каждой волны. Для этого достаточно получить огибающую всех гребней волн. В последнем случае регистрацию можно производить при малой скорости движения лент, что позволяет вести запись непрерывно.

Исходя из этих соображений, нами была сконструирована установка для регистрации высот гребней волн (рис. 1), состоявшая из волномерной мачты 1, одножильного кабеля 2, источника питания 3 и регистрирующего прибора 4. На волномерной мачте было установлено десять электродов с интервалами по 20 см. Нижний электрод находился выше горизонта спокойной воды на 20 ± 3 см. Электроды соединялись между собой сопротивлениями, величины которых подбирались так, чтобы при последовательном погружении электродов в воду в регистрирующем приборе получались равные приращения тока. После погружения последнего электрода перо самописца отклонялось на всю шкалу. Каждая волна регистрировалась количеством электродов, находящихся в воде, т. е. высотой гребня прошедшей волны. Так как скорость движения ленты была невелика (20 мм/час), то штрихи укладывались на ней вплотную в виде зачерненной полосы (рис. 2), внешний край которой представлял огибающую наиболее высоких гребней волн. По нашим данным, при перемещении пера на ширину одного штриха (0,2 мм) регистрировалось примерно десять волн

небольшой высоты или шесть сильных штормовых. Для расчетов использовались гребни волн 3%-ной обеспеченности, которые фиксировались отдельно даже при малой скорости движения ленты. С увеличением скорости движения ленты можно было получить раздельную запись каждой волны и определить период.

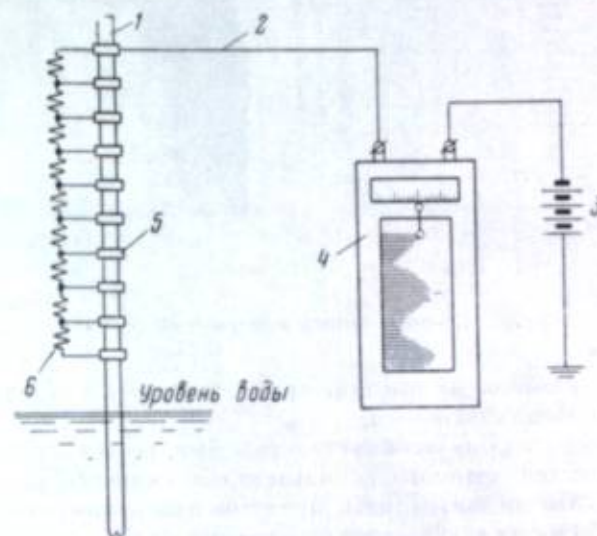


Рис. 1. Схема волномерной установки.
1 — волномерная мачта; 2 — кабель; 3 — источник постоянного тока; 4 — регистрирующий прибор; 5 — электрод; 6 — проволочные сопротивления

Волномерная мачта была установлена в 200 м от берега (на глубине 5 м). Она состояла из трех основных частей: основания, подводной трубы и надводной трубы с электродами. Основание было сварено в виде треноги из дюймовых водопроводных труб длиной по 4 м, нижние концы которых стягивались тросом, образуя равносторонний треугольник. Подводная труба длиной 5 м и диаметром 32 мм нижним концом надвигалась на верхний штырь треноги и прикреплялась к нему сквозными шпонками. Надводная труба имела длину 3 м и диаметр 25 см. Нижний конец ее адвигался в верхнюю часть подводной трубы и скреплялся с ней винтовым стопором, допускавшим вертикальные передвижения верхней части мачты после ее установки, что позволяло корректировать положение электродов при изменении уровня. Перед установкой электродов верхняя труба покрывалась электроизолирующим лаком. Электроды шириной 20 мм изготовлялись в виде колец из константановой проволоки, намотанной на резиновую подкладку. Проволочные сопротивления были установлены в верхней части мачты и тщательно изолированы от воды. Мачта соединялась с концами труб основания двумя рядами тросовых оттяжек, первый из которых крепился на верхнем конце ее, а второй — около горизонта воды. Благодаря этому вся система приобретала некоторую жесткость и облегчалась установка ее в море. Сначала в воду опускалось с помощью свободных оттяжек верхнего яруса основание с подводной трубой. Затем по этим же оттяжкам на концы труб опускался груз, обеспечивавший более плотное прилегание треноги к грунту и повышавший устойчивость мачты. В последнюю очередь вставлялась верхняя часть мачты с электродами и натягивался верхний ярус оттяжек. Мачта подобной конструкции (рис. 3)

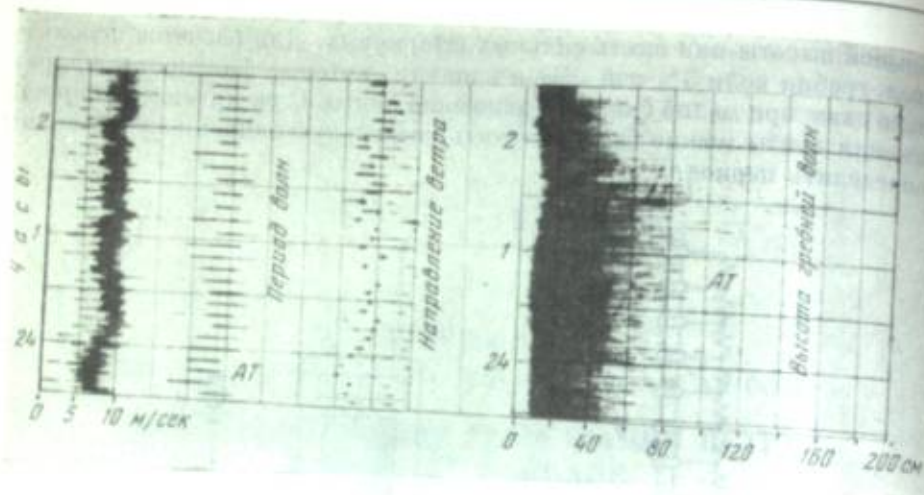


Рис. 2. Пример записи измеряемых величин

в течение двух сезонов не имела повреждений, хотя в отдельные штормы высота волн достигала более 3 м.

Существенной частью всей установки был регистрирующий прибор (рис. 4), в качестве которого использовался универсальный самописец типа Р1 3Л.3Л.37а на пятнадцать пределов измерений (наибольшая чувствительность 30 ма на всю шкалу) с диапазоном скоростей движения ленты от 20 до 1200 мм в час.

При скорости движения ленты 20 мм/час запаса ее (15 м) хватало на месяц непрерывной работы, а часовой механизм заводился раз в шесть-семь дней.

Подвижная система самописца обладала определенной инерцией. Начальное завышение показаний прибора при резком возрастании тока достигало 15—18% от измеряемой величины, уменьшаясь до 12% при записи штрихового поля (за счет увеличения трения пера). Это могло завысить данные при регистрации высоких гребней. Однако скорость нарастания высоты последних, определенная по записям струнного электроволнографа, не превышала 1 м/сек, а следовательно, все электроды волномерной мачты перекрывались гребнем волны не менее, чем за 2 сек. Таким образом, ошибка могла сказаться лишь при импульсах длительностью меньше секунды.

Чтобы определить высоты волн по измеренным высотам гребней, необходимо знать величины превышений гребней над ложбинами. Для этого в районе установки волномерной мачты на глубинах 3 и 5 м были произведены записи волн струнными электроволнографами. Одновременно двумя волномерной мачты, один из которых был установлен в районе расположения волномерной мачты, а второй — в 20 км западнее, непрерывно регистрировался уровень озера. Всего было записано несколько тысяч волн, но при анализе рассматривалась не каждая волна в отдельности, а повторяемость волновых уровней (Куклин, 1958). Средняя линия волны определялась по уровню наибольшей повторяемости высот гребней и понижений ложбин одинаковой обеспеченности. На основании полученных данных построен график (рис. 5), позволяющий определять вероятные высоты волн по высоте их гребней.

Для регистрации периода волн на волномерной мачте у горизонта воды был установлен специальный электрод, подключенный к реле. При прохождении через него гребня волны реле срабатывало и замыкало электри-

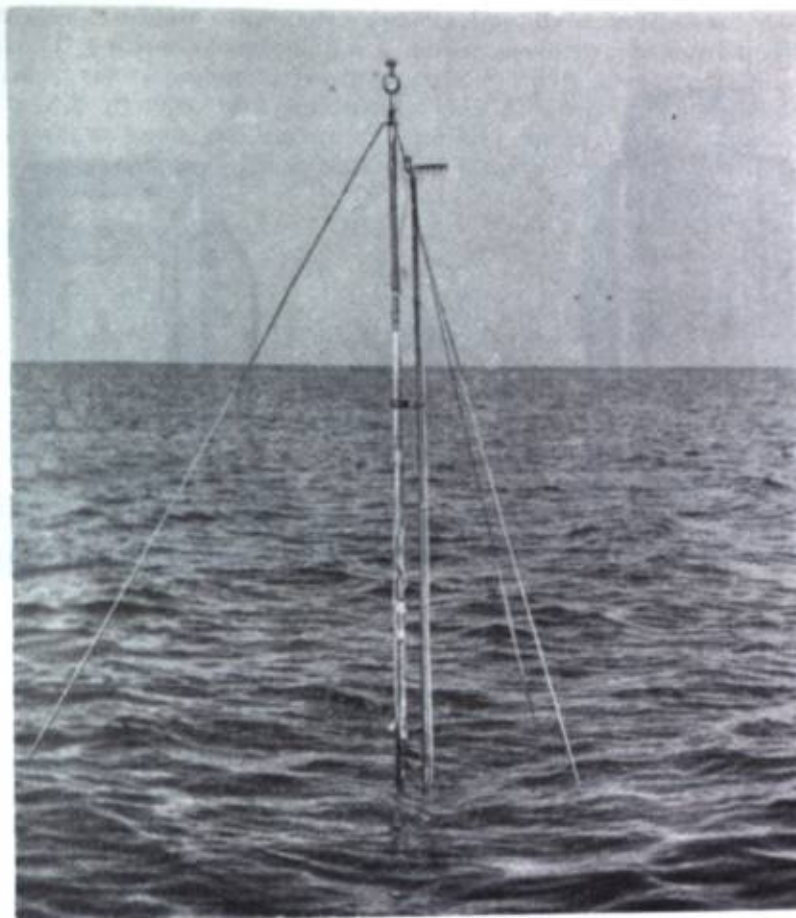


Рис. 3. Надводная часть волномерной мачты с электродами
На мачте установлен электроконтактный анемометр и волномерная рейка электроволнографа (справа)

ческую цепь, составленную из последовательно включенных электроимпульсного счетчика типа СБ-1 м/100, источника постоянного тока 12 в и конденсатора 100 мкф, шунтированного переменным сопротивлением 2,5 ком. Конденсатор и сопротивление позволяли регулировать разрешающую способность электроимпульсного счетчика во времени и допускали срабатывание его только при определенной последовательности импульсов, поступающих в момент прохождения волн через электрод. Это позволяло исключить из подсчета периоды мелких волн. В счетчик были вмонтированы контакты, которые замыкались указательной стрелкой через каждые 100 импульсов. С их помощью производилось кратковременное подключение источника постоянного тока к самописцу волн с целью получения на записи дополнительных отметок при прохождении сотой волны. Это давало возможность определять средний период каждых ста волн по этапам развития шторма.

Скорость и направление ветра регистрировались анеморумбометром типа АРМЭ-1, переделанным в анеморумбограф с использованием такого же самописца, как и при записи гребней волн (см. рис. 4), а направление волн определялось береговым оптическим волномером.

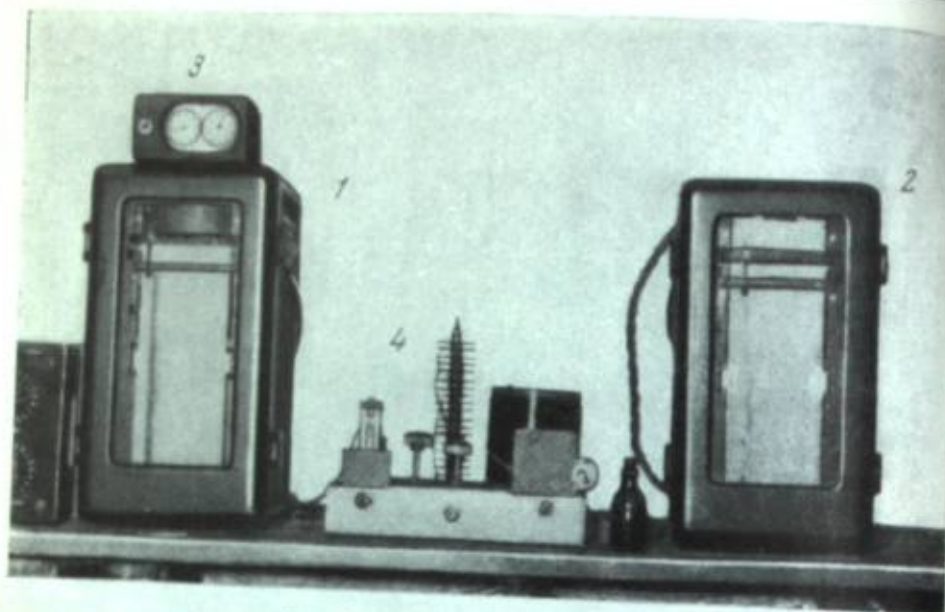


Рис. 4. Регистрирующие приборы

1 — регистратор высот гребней волн; 2 — регистратор скорости и направления ветра; 3 — счетчик для определения периода волн; 4 — шасси с релейной, регулирующей разрешающую способность электроимпульсного счетчика во времени и коммутирующее устройство анеморумбографа.

Непрерывная регистрация ветра и волн позволила проследить за многими характерными особенностями их развития в районе исследований осенью 1956 г. и за навигационный период 1957 г. При этом все основные особенности ветра и волн, наблюдавшиеся в 1956 г., были отмечены и в 1957 г. Установлено, что волнения СЗ румбов быстро развиваются вслед за ветром и быстро затухают после прекращения его действия; зыбь этих направлений наблюдается весьма редко. Последнее происходит вследствие того, что волны СЗ румбов имеют сравнительно небольшой разгон и возникают под действием частых и сильных ветров. Наибольшая высота волн этих румбов на глубине 5 м равнялась 2,5 м. Волны СВ направлений формируются на значительно большем водном пространстве под дейст-

Таблица 1

Продолжительность ветров со скоростью, большей 2 м/сек, и волнений с высотой волны более 30—40 см, в % от общей продолжительности записи за 1957 г.

Периоды регистрации	Продолжительность ветра	Продолжительность волнения	Число случаев по СЗ румбам	Число случаев по СВ румбам
3. VI—30. VI	48,4	33,0	15	3
1. VII—31. VII	41,5	28,0	15	4
1. VIII—31. VIII	51,0	63,1	12	7
1. IX—30. IX	61,1	68,0	15	3
1. X—31. X	49,3	51,4	14	9
1. XI—9. XI	48,6	44,0	7	0
Средняя за год	50,1	48,0	78	26

вием ветров, которые отмечаются метеостанциями на северо-восточном побережье. В районе наблюдений эти ветры значительно ослабевают или совсем затухают, развивая мертвую зыбь (до 34% всех случаев). Волнения СВ-ССВ румбов, по сравнению с СЗ-ССЗ, имеют большую повторяемость высоких волн, особенно в августе и сентябре. Наибольшая высота волн этих направлений (на глубине 5 м) была равна 3 м.

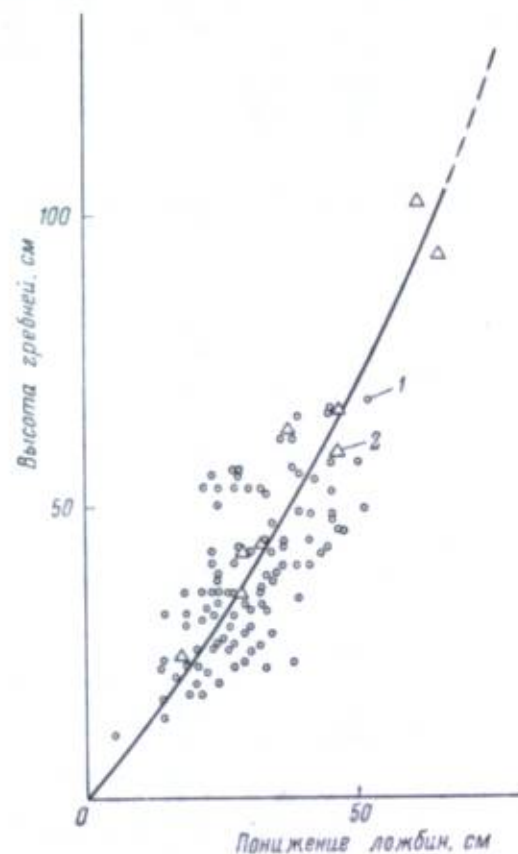


Рис. 5. График зависимости высоты волн от высоты гребней (каждая точка — средняя из 80—100 измерений).

1 — на глубине 3 м, 2 — на глубине 5 м

Таким образом, в исследуемом районе наиболее высокие волны следует ожидать с северо-востока. Наибольшая вероятность их появления в августе — сентябре. Данные об относительной продолжительности ветров и волнений по основным румбам в 1957 г. приведены в табл. 1. Получено также полное распределение длительности действия волн по высотам для основных румбов и для зыби за весь навигационный период 1957 г. (табл. 2). Как видно, это распределение подчинено определенной закономерности.

Организация непрерывной регистрации ветра и волн, особенно высоты гребней, не требует дорогостоящих приборов и материалов. Обслуживание приборов не сложно и не трудоемко. В то же время полученные данные представляют значительный интерес и целиком окупают произведенные затраты.

Таблица 2

Длительность действия волн разных высот и направлений (числитель — часы, знаменатель — проценты от общей продолжительности записи с учетом штормов) в 1957 г.

Период регистрации	Характер и направление волн	Вероятная высота волн, см										
		37	70	100	130	160	190	220	250	275	300	
Июнь	Ветровое	З — ССЗ	159,5 24,4	5,5 0,8	—	—	—	—	—	—	—	—
		СВ — ССВ	55,5 8,5	24,0 3,7	12,0 1,8	6,0 0,9	—	—	—	—	—	—
	Зыбь	З — ССЗ	8,5 1,3	—	—	—	—	—	—	—	—	—
		По всем румбам	215,0 33,0	29,5 4,5	12,0 1,8	6,0 0,9	—	—	—	—	—	—
Июль	Ветровое	З — ССЗ	140,5 19,0	24,0 3,2	3,5 0,5	—	—	—	—	—	—	
		СВ — ССВ	67,0 9,0	26,0 3,5	1,0 0,1	—	—	—	—	—	—	
	Зыбь	СВ — ССВ	21,0 2,8	3,5 0,5	—	—	—	—	—	—	—	—
		По всем румбам	208,5 28,0	50,0 6,7	4,5 0,6	—	—	—	—	—	—	—
Август	Ветровое	З — ССЗ	190,5 25,6	56,0 7,5	7,5 1,0	3,0 0,4	1,5 0,2	—	—	—	—	
		СВ — ССВ	279,0 37,5	161,5 21,7	73,0 9,8	30,0 4,0	22,5 3,0	19,0 2,6	9,5 1,3	5,5 0,7	2,5 0,3	
	Зыбь	З — ССЗ	24,0 3,2	19,0 2,6	—	—	—	—	—	—	—	—
		По всем румбам	469,5 63,1	217,5 29,2	80,5 10,8	33,0 4,4	24,0 3,2	19,0 2,6	9,5 1,3	5,5 0,7	2,5 0,3	—
Сентябрь	Ветровое	З — ССЗ	426,5 59,1	213,0 29,6	90,0 12,5	27,5 3,8	11,0 1,5	2,0 0,3	1,0 0,1	—	—	
		По всем румбам	64,0 8,9	44,0 6,1	31,5 4,4	28,0 3,9	20,0 2,8	17,0 2,3	14,0 1,9	12,0 1,7	11,0 1,5	5,5 0,8

Таблица 2 (продолжение)

Период регистрации	Характер и направление волн	Вероятная высота волн, см										
		37	70	100	130	160	190	220	250	275	300	
Сентябрь	Зыбь	З — ССЗ	3,5 0,5	—	—	—	—	—	—	—	—	—
		СВ — ССВ	22,0 3,1	10,0 1,4	9,5 1,3	9,0 1,3	4,0 0,6	3,5 0,5	3,0 0,4	2,0 0,3	1,0 0,1	—
	По всем румбам	490,5 68,0	257,0 35,7	121,5 16,9	55,5 7,7	31,0 4,3	19,0 2,6	15,0 2,0	12,0 2,7	11,0 1,5	5,5 0,8	
Октябрь	Ветровое	З — ССЗ	248,5 33,4	160,0 21,5	96,0 12,2	53,0 7,1	23,5 3,1	8,5 1,1	2,0 0,3	1,5 0,2	—	—
		СВ — ССВ	134,5 18,0	101,5 13,6	59,0 7,9	19,0 2,6	6,5 0,9	—	—	—	—	—
	Зыбь	З — ССЗ	5,0 0,7	—	—	—	—	—	—	—	—	—
		По всем румбам	383,0 51,4	261,5 36,1	155,0 20,8	72,0 9,7	30,0 4,0	8,5 1,1	2,0 0,3	1,5 0,2	—	—
Ноябрь	Ветровое	З — ССЗ	95,0 44,0	59,0 27,2	27,0 12,5	14,5 6,7	0,5 0,2	—	—	—	—	
		По всем румбам	95,0 44,0	59,0 27,2	27,0 12,5	14,5 6,7	0,5 0,2	—	—	—	—	
За весь период регистрации	Ветровое	З — ССЗ	1260,5 33,1	517,5 13,6	224,0 5,8	98,0 2,5	36,5 0,9	10,5 0,3	3,0 0,1	1,5 0,04	—	—
		По всем румбам	599,5 15,7	357,0 9,3	176,5 4,6	83,0 2,2	49,0 1,3	36,0 0,9	23,5 0,6	17,5 0,5	11,0 0,3	5,0 0,14
	Зыбь	З — ССЗ	41,0 1,0	19,0 0,5	—	—	—	—	—	—	—	—
		По всем румбам	336,0 8,8	151,5 4,0	73,5 1,9	30,0 0,8	14,0 0,4	7,0 0,2	4,5 0,1	3,0 0,08	1,0 0,03	—
По всем румбам		1880,0 48,8	874,5 22,9	400,5 10,6	181,0 4,7	85,5 2,2	46,5 1,2	26,5 0,7	19,0 0,54	11,0 0,33	5,5 0,14	

ЛИТЕРАТУРА

- Вершинский Н. В. Современные электрические приборы для исследования волнений. Труды Ин-та океанол. АН СССР, т. X, 1954.
- Левченко С. Электроконтактный волнограф. Метеорология и гидрология, 1954, № 5.
- Какоулин П. П. Методика наблюдений над волнением на Цимлянском водохранилище. Метеорология и гидрология, 1955, № 5.
- Вершинский Н. В. и Кестнер А. Н. Прибрежные электрические волнографы. Труды Океаногр. комиссии АН СССР, т. 1, 1956.
- Кушлин А. К. Методика проведения опытов и обработки данных электротазиса ветрового волнения. Труды Вост.-Сиб. филиала АН СССР, вып. 8, 1958.

А. П. Кестнер

(Институт океанологии АН СССР)

ИНДУКЦИОННЫЙ ИЗМЕРИТЕЛЬ ВЕКТОРА ГИДРОДИНАМИЧЕСКОГО ДАВЛЕНИЯ

В результате совместных работ Лабораторий морской электроники и динамики берегов Института океанологии АН СССР возникла необходимость в усовершенствовании датчика ВДК (Лонгинов и Кестнер, 1951) при сохранении всех положительных качеств его, но с учетом новых более высоких требований. Для удовлетворения этих требований необходимо было: 1) сохранить габаритные размеры датчика и в то же время в сотни раз увеличить мощность сигнала для того, чтобы избавиться от помех, вносимых соединительными кабелями; повышение мощности сигнала должно было также обеспечить работу датчика непосредственно на шлейф нормальной чувствительности; 2) обеспечить синхронную регистрацию двух взаимно перпендикулярных составляющих гидродинамического давления одним прибором.

За основу конструкции был взят двухсторонний дифференциальный индукционный приемник, способный создавать достаточную мощность сигнала при сравнительно небольших собственных размерах. Принцип действия такого приемника показан на рис. 1. Шарик 1 воспринимает гидродинамическое давление волнового потока P , в результате чего происходит деформация стержня якоря 5. При смещении магнитопровода якоря 2 соответственно изменяются воздушные зазоры у сердечников 4, в результате чего происходит изменение индуктивного сопротивления обмоток 3.

Представленная конструкция способна регистрировать только одну составляющую давления, действующую в плоскости сердечников 4. Для регистрации второй составляющей необходимо ввести дополнительную пару сердечников, и конструкция примет вид, представленный на рис. 2 (вид сверху со стороны шарика, шарик отвернут), где обозначения 2, 3 и 4 соответствуют рис. 1. Такую конструкцию можно рассматривать, как состоящую из двух отдельных индукционных датчиков (I и II), каждый из которых регистрирует только одно давление, направленное по $A-A$ или $B-B$ соответственно. Если действующее усилие направлено по линии $V-V$, каждый датчик зарегистрирует свою составляющую, величину которой можно определить по правилу параллелограмма. Таким образом, если сигнал, получаемый с датчика I , подать на один шлейф осциллографа, а сигнал с датчика II — на другой, можно определить вектор гидродинамических давлений в одной плоскости.

Из теории индукционных приемников известно (Туричин, 1951), что при перемещении якоря под действием усилия P происходит изменение полного сопротивления Z обмоток, зависящее в данном случае только от

изменения величины воздушного зазора δ , которая определяет магнитное сопротивление среды $R_{m\delta}$. Поскольку зависимость $\delta = f(R_{m\delta})$ гиперболическая, линейность функции $Z = f(P)$ практически можно сохранить только при использовании 15% величины воздушного зазора. В двухстороннем приемнике (рис. 1) с двумя магнитными цепями и общим якорем линейный участок шкалы возрастает за счет того, что гиперболические

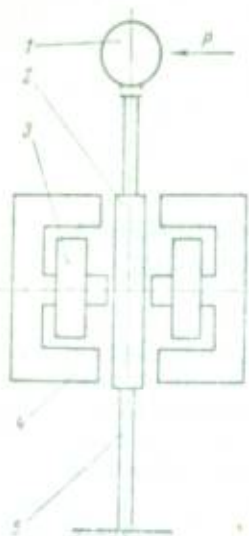


Рис. 1. Схема индукционного приемника для измерений давления в одной плоскости

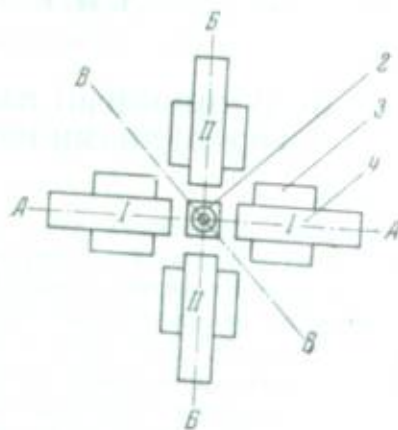


Рис. 2. Схема индукционного приемника для измерения вектора давлений

зависимости $Z = f(\delta)$ и $\delta = f(R_{m\delta})$ обратны друг другу. Это обстоятельство позволяет достичь практически линейной шкалы при использовании воздушного зазора до 40–50% его полной величины. Кроме этого, двухсторонний приемник практически вдвое чувствительнее, чем односторонний.

Для питания приемника во избежание влияния поверхностного эффекта, потерь на гистерезис и потерь на токи Фуко целесообразно использовать ток частотой 500 гц. При этой частоте глубина проникновения электромагнитной волны составляет около 0,64 мм. Следовательно, применение трансформаторного железа толщиной 0,35 мм практически исключает перечисленные потери.

В разработанной конструкции магнитопроводы приемника представляют собой наборные Ш-образные сердечники сечением 6×6 мм с обмотками на средних ядрах. Сердечник с якорем образуют два параллельных магнитопровода длиной 3,2 см каждый. Магнитное сопротивление сердечника ($R_{m\delta}$) равно 0,011 ома. При установленном воздушном зазоре δ , равном 0,5 мм, его магнитное сопротивление (R_m) составляет 0,1 ома.

Для полного заполнения среднего ядра сердечника обмоткой из провода ПЭ-0,1 требуется 1400 витков (N). Тогда самоиндукция катушки L равна:

$$L = \frac{1,25N^2}{R_m} = 0,2 \text{ гн}, \quad (1)$$

а полное сопротивление ее при $R = 140$ ом, $f = 500$ гц и $L = 0,2$ гн будет

$$Z = \sqrt{(2\pi fL)^2 + R^2} = 630 \text{ ом}. \quad (2)$$

Это сопротивление соответствует нейтральному положению якоря, когда у всех сердечников приемника воздушные зазоры равны. При перемещении якоря по оси $A-A$ (рис. 2) на величину максимального использования воздушного зазора (0,25 мм) сопротивление и самоиндукция катушек приемника I будут равны соответственно: у катушки с воздушным зазором 0,25 мм — 1160 ом и 0,37 гн, у противоположной катушки (с зазором $0,5 + 0,25 = 0,75$ мм) — 450 ом и 0,14 гн.

Для определения мощности, отдаваемой приемником, воспользуемся формулой

$$P_{\max} = \left(\frac{\Delta L_n}{L_n} \right)^2 \frac{\omega^2 L_n}{\frac{R_n}{\omega L_n} + \sqrt{1 + \left(\frac{R_n}{\omega L_n} \right)^2}} \quad (3)$$

Как видно из формулы (3), повышать чувствительность приемника можно путем улучшения параметров обмотки L и R и путем увеличения протекающего по ней тока. Но повышать чувствительность только за счет чрезмерного увеличения тока нельзя, так как в этом случае на якорь приемника будет действовать слишком большое динамическое усилие, вызываемое магнитным полем, которое исказит регистрируемые гидродинамические составляющие. В силу этого, электродинамическое усилие, вызываемое магнитным полем, должно быть на порядок ниже измеряемого приемником.

При питании приемника током 12,5 ма, что соответствует напряжению 16 в, и при максимально допустимом указанном выше отклонении якоря отдаваемая им мощность P_{\max} будет равна 0,014 вт. Для раскачки осциллографического шлейфа типа 5 (системы «Сименс»), используемого в качестве регистратора (можно применять и другие аналогичные шлейфы), нужна мощность 0,00018 вт. Как правило, индукционный приемник должен отдавать мощность, в десять раз превышающую мощность регистратора; следовательно, это условие выполнено с большим запасом.

Для определения электромагнитной силы притяжения, действующей на якорь приемника в крайнем его положении, т. е. при изменении зазора на 0,25 мм, пользуемся формулой

$$F_s = \frac{S\mu_0}{\delta^2} (i\omega)^2, \quad (4)$$

где $\frac{S\mu_0}{\delta^2}$ — проводимость воздушного зазора, μ_0 — магнитная проницаемость, S — поперечное сечение сердечника, δ — величина воздушного зазора, i — ток в обмотке, ω — круговая частота тока питания. Для катушки с зазором 0,25 мм получим $F_s = 11$ г, а для катушки с зазором 0,75 мм — 1,3 г. Результирующее усилие составляет 9,7 г.

Внешняя сила, способная создать деформацию стержня якоря, которая вызывает изменение воздушного зазора на 0,25 мм, определяется формулой

$$P_m = \frac{f3EI'}{l^3}, \quad (5)$$

в которой P_m — сила в килограммах, f — стрела прогиба якоря в см, E — модуль упругости материала якоря, I' — момент инерции якоря, l — длина рычага якоря в сантиметрах, которая в данном случае соответствует расстоянию между точкой приложения электромагнитной силы и точкой закрепления якоря. Подсчитав, получаем $P_m = 0,24$ кг, т. е. измеряемое усилие примерно в 30 раз превышает электромагнитное.

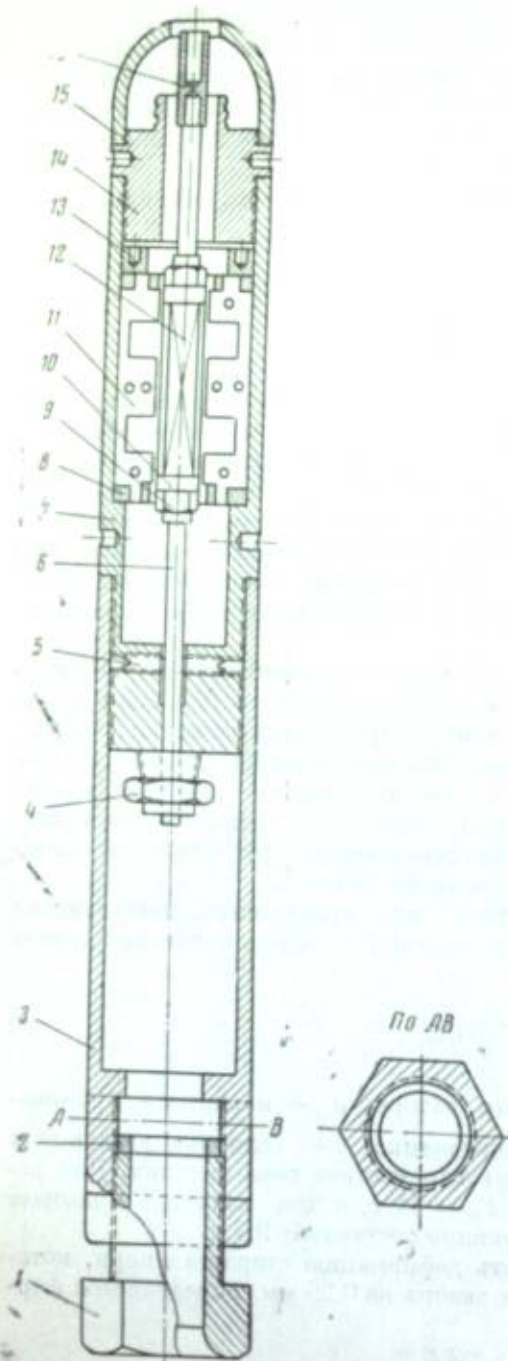


Рис. 3. Общий вид индукционного приемника давлений.

1 — гайка сальника; 2 — шайба уплотнения; 3 — корпус сальникового входа; 4 — гайка зажимная; 5 — винты регулировочные; 6 — стержень якоря; 7 — корпус приемника; 8 — шайба крепления сердечников; 9 — гайка стальная; 10 — коронка направляющая; 11 — сердечники; 12 — магнитопровод якоря; 13 — гайка посадочная; 14 — заглушка корпуса; 15 — подпятник предохранительный; 16 — штуцер переходной

На рис. 3 показан общий вид индукционного приемника, смонтированного в латунном корпусе. Соединительный электрический кабель марки РШМ $6 \times 1 \text{ мм}^2$ вводится в сальниковое отверстие и герметизируется гайкой 1. Основание якоря закрепляется в цапговом устройстве гайкой 4. При настройке измерителя необходимо точно устанавливать зазоры между магнитопроводом якоря 12 и сердечником 11. Для этой цели служат регулировочные винты 5, позволяющие изменять угол наклона якоря и точно устанавливать зазоры между двумя парами сердечников (на данном рисунке обмотка сердечников не показана). Для герметичной изоляции от внешней среды внутренней полости приемника в месте выхода якоря из корпуса помещается резиновая диафрагма (медицинская соска). Своим широким концом она закрепляется в уплотнительных канавках гайки заглушки 14, а тонким — у начала магнитопровода якоря. Чтобы во время работы измерителя внешнее давление, создаваемое водой, не вызывало напряжения резиновой диафрагмы и не искажало бы этим показаний прибора, внутренние полости приемника заливаются касторовым маслом. В качестве элемента, воспринимающего гидродинамическое давление, используется целлюлозный шарик диаметром 36 мм (например, мяч для пинг-понга) с приклеенной к нему плексигласовой ножкой, которая своим свободным концом вставляется в отверстие штуцера 16. Для передачи сигнала на

шлейф осциллографа измеритель подключается к общезвестной электрической схеме амплитудно-фазового детектирования (рис. 4).

В целях согласования высокоомного сопротивления индукционного измерителя с низкоомной нагрузкой осциллографического шлейфа в схеме предусмотрен трансформатор (рис. 4, Тр 1).

Тарировка датчика может производиться либо в гидравлическом лотке, либо с помощью динамометра. В последнем случае усилия от динамометра прикладываются к центру шарика, воспринимающего гидродинамическое давление. Этот способ тарировки очень прост и легко осуществим в полевых условиях. Но он имеет тот недостаток, что при регистрации приемником волновых скоростей необходимо знать коэффициент гидродинамического сопротивления шарика, который сам зависит от скорости. Поэтому первый раз датчик лучше протарировать в гидравлическом лотке, а повторные тарировки можно производить уже с помощью динамометра. Тарировка с помощью динамометра индукционного измерителя, подключенного через схему, показанную на рис. 4, к шлейфу типа 5 системы

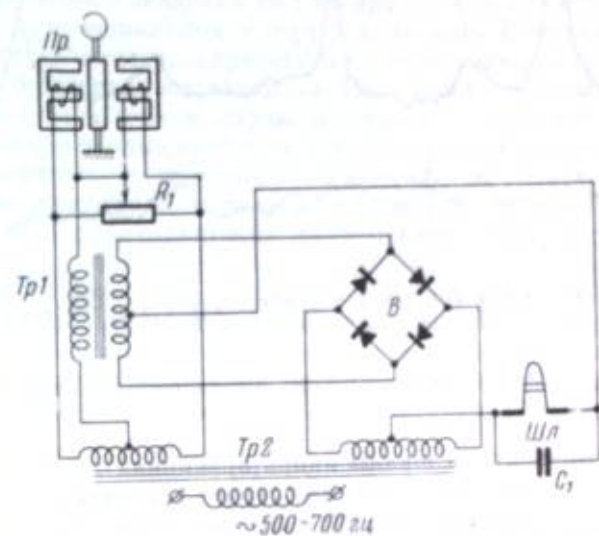


Рис. 4. Электрическая схема включения индукционного приемника с двухполупериодным выпрямленным сигналом

Тр 1 — согласующий трансформатор, Тр 2 — трансформатор питания, Пр — приемник индукционный, В — выпрямитель двухполупериодный; Шл — шлейф регистрирующий, C_1 — емкость фильтра, R_1 — сопротивление для установки нуля

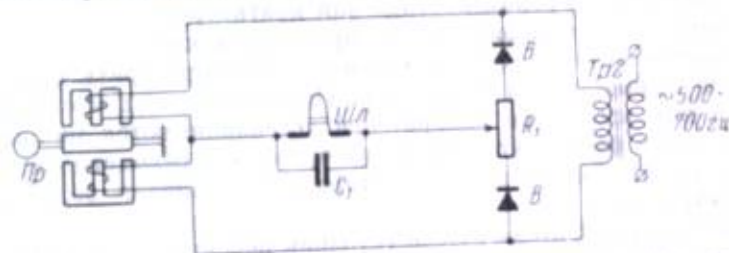


Рис. 5. Электрическая схема включения индукционного приемника с однополупериодным выпрямителем сигнала (схема Г. Г. Калужного).

Условные обозначения те же, что на рис. 4

«Сименс», при напряжении тока питания 16в и частоте 500 гц показала, что линейный участок тарировочного графика лежит в пределах от 0 до ± 30 г. При увеличении нагрузок до 40—50 г линейность несколько нарушается, но симметричность графика для обоих перпендикулярных направлений сохраняется. Следует учитывать, что для получения линейной

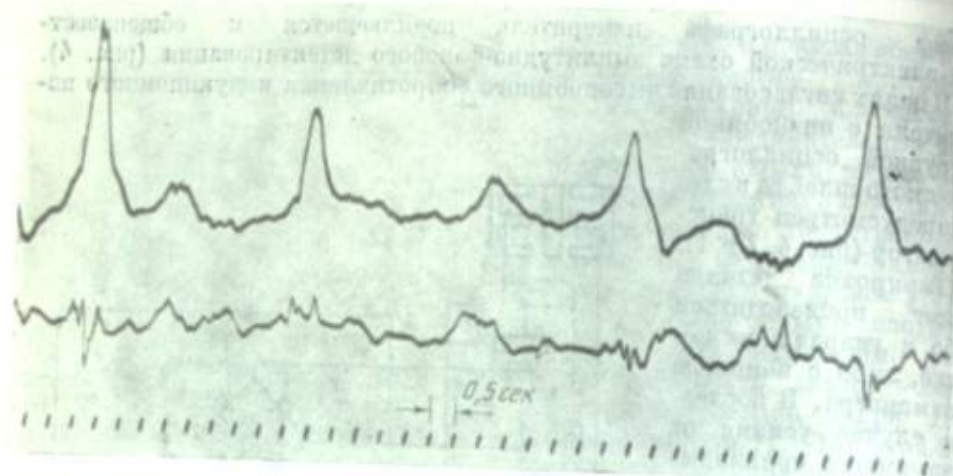


Рис. 6. Осциллограмма записей составляющих волнового давления

и симметричной шкалы якорь приемника тщательно настраивается таким образом, чтобы он занимал строго нейтральное положение, соответствующее равным реактивным сопротивлениям обмоток. Активная составляющая обмоток выравнивается сопротивлением R_1 (см. рис. 4 и 5), которое используется для контроля нулевого положения шлейфа.

На рис. 5 изображена электрическая схема, предложенная Г. Г. Калюжным. Достоинства этой схемы заключаются в простоте ее изготовления. Но она не имеет согласующего трансформатора и выпрямляет только один полупериод, в результате чего в качестве регистратора может быть использован только шлейф завода «Геофизика» чувствительностью не ниже 10^{-5} а/мм. Применение же столь высокочувствительного шлейфа приводит к значительному снижению качества регистрации исследуемых процессов из-за электрических помех, образуемых токами утечки, и непостоянства нулевого положения шлейфа вследствие изменений температурного режима и влажности, достаточно резких в полевых условиях (Кестнер, 1957). Эта схема может быть рекомендована для краткосрочных, эпизодических исследований, когда измеритель для проведения каждого нового опыта устанавливается вновь и, следовательно, можно проверить как положение нулевой линии, так и тарировку. При длительных исследованиях, когда один или несколько измерителей устанавливаются на подводном склоне на срок в несколько дней и более, следует рекомендовать только схему, изображенную на рис. 4, которая обеспечивает более высокий класс регистрации.

Для питания измерителя нужен источник переменного тока с частотой 500—700 гц. Это может быть ламповый или электромашинный генератор, получающий питание от аккумуляторных батарей с напряжением 12—24 в. Такой генератор прост в эксплуатации и надежно работает в полевых условиях. Работая на несущей частоте, измеритель регистрирует без амплитудного искажения низкочастотную составляющую спектра волнового давления. Для определения границы высоких частот, регистрируемых с завалом по амплитуде на 30%, воспользуемся формулой

$$f_h = \frac{1}{2\pi\tau}, \quad (6)$$

в которой τ — постоянная времени, равная 0,007 сек. (по данным измере-

ния в воде прямоугольного импульса датчика с шариком диаметром 36 мм). Получаем рабочий диапазон регистрируемых частот от 0 до 23 гц.

На рис. 6 показана осциллограмма записи двух взаимноперпендикулярных составляющих волнового давления на глубине 0,5 м в 10 см от поверхности песчаного дна при нормальном к берегу волнении. Верхняя кривая осциллограммы — составляющая, направленная к берегу, нижняя — перпендикулярная ей вдольбереговая составляющая. Направление кривых вверх соответствует «к берегу» в первом случае и «влево» — во втором. При анализе наиболее ярко выраженных высокочастотных периодов кривых осциллограммы получаем верхнюю границу частоты, равной 6—8 гц. Следовательно, рабочий диапазон приемника полностью охватывает частотный спектр колебаний волновых масс, возникающих на береговом склоне под действием волнения.

Следует отметить, что в данном случае установка измерителя на глубине 0,5 м способствовала выявлению высокочастотных составляющих волнений. В случаях исследования более глубоких горизонтов граница явно выраженных высокочастотных колебаний приближается к меньшим частотам из-за того, что в колебательном процессе участвуют большие массы воды.

ЛИТЕРАТУРА

- Кестнер А. П. Использование тескочувствительных тескометрических шлейфов для регистрации параметров воды при работе в вертикальной осе. Труды Спецкомиссии АН СССР, т. 2, 1957.
- Лонгинов В. В. и Кестнер А. П. Первый опыт применения приборов ВДК-2 и электроволнографа для изучения волнения на мелководье. Труды Ин-та океанол. АН СССР, т. V, 1951.
- Туричин А. М. Электрические измерения неэлектрических величин. Л.— М. 1951.

В ПОРЯДКЕ ОБСУЖДЕНИЯ

Е. М. Левкевич

(Белорусский политехнический институт имени И. В. Сталина)

К ВОПРОСУ О ПРИМЕНЕНИИ ТЕНЗОМЕТРИЧЕСКИХ ДАТЧИКОВ ДЛЯ ИЗУЧЕНИЯ ВОЛНОВЫХ ПРОЦЕССОВ

При исследовании комплекса процессов, происходящих в прибрежной зоне морей и водохранилищ, существенное значение имеет вопрос изучения силовых факторов, действующих в придонном слое воды. Вопрос этот еще не изучен достаточно полно, поэтому в настоящее время уделяется большое внимание экспериментальным исследованиям придонных давлений как в натуре, так и в лабораторных условиях. В практике этих исследований нашли распространение тензометрические датчики с наружным воспринимающим элементом различных типов (Вершинский, 1951 и 1954; Левкевич, 1953), обладающие рядом достоинств: сравнительно малыми размерами и отсутствием инерционности, что позволяет регистрировать мгновенные изменения силовых факторов в потоке, и т. д. Принцип работы датчика состоит в том, что воспринимающий элемент его, представляющий собой упругую пластинку с наклеенными на нее тензоэлементами, под действием гидродинамических сил потока получает некоторый прогиб, который регистрируется соответствующими приборами. Предварительно датчик тарируется статическими нагрузками или непосредственно в установившемся потоке.

Во многих случаях имеется необходимость перехода от давлений к скоростям потока при любом характере его движения. Проанализируем возможности этого перехода. В установившемся потоке прогиб пластинки вызывается действием только одной силы сопротивления, пропорциональной квадрату скорости потока. В этом случае переход к скоростям возможен по общеизвестным формулам гидромеханики. В неустановившемся или периодически изменяющемся потоке характер силовых воздействий на воспринимающую пластинку значительно сложнее. В этом случае на нее действуют две силы: одна — как и в установившемся потоке, пропорциональная квадрату скорости, и вторая — пропорциональная ускорению. Соотношение этих сил в разных потоках различно. Рассматривая взаимодействие волнового потока в прибрежной зоне с воспринимающим элементом датчика, Н. В. Вершинский (1951, 1954) приходит к выводу, что при известных вполне реальных условиях сила, пропорциональная ускорению, может преобладать над силой, пропорциональной квадрату скорости.

Наряду с указанным для периодически изменяющегося потока, каковым является движение донных слоев воды в прибрежной зоне, характерно

фазовое распределение давлений, что еще больше усложняет переход от давлений к скоростям. Наблюдения в натуре (Лонгинов и Кестнер, 1951; Лонгинов, 1954, 1956) и опыты в лаборатории (Левкевич, 1953, 1955) показали, что максимум давления в какой-либо точке дна не соответствует моменту прохождения гребня волны, а всегда несколько опережает его. Это явление может быть объяснено или наличием дополнительных давлений у дна, или же проявлением действия инерционных сил, возникающих в потоке при взаимодействии его с воспринимающей пластинкой датчика. В работах Б. А. Попова (1958а, б) дается объяснение этих явлений. Анализируя теоретически (Попов, 1958а) процесс взаимодействия с потоком тонкого диска, форму которого имеет воспринимающая пластинка одного из типов приборов, он приходит к выводам, что: а) в волновом потоке существует положительный сдвиг фаз между изменением уровня водной поверхности и изменением давлений, т. е. кривая давлений отстает по времени от профиля волны; б) прибор вносит в запись дополнительный отрицательный сдвиг фаз, величина которого тем меньше, чем больше частота собственных колебаний прибора. В этой же работе даются рекомендации для учета фазового распределения давления. В другой работе Б. А. Попова (1958б) рекомендуются методы определения величин скоростей и ускорений по показаниям датчиков давлений.

Между тем упомянутые выше наблюдения в натуре и опыты в лаборатории показали, что сдвиг фаз во всех случаях взаимодействия волны с берегом, имеющим характер наклонного дна, всегда отрицательный, т. е. кривая давлений опережает по времени профиль волны. На основании изложенного выше можно было бы сделать вывод, что в опытах фазовый сдвиг, вызываемый прибором, настолько велик, что он не только компенсирует фазовый сдвиг волнового потока, но и вызывает дополнительно отрицательное значение сдвига. Отнести последнее ко всем опытным данным было бы не совсем правильным, так как опыты в натуре¹ и лаборатории проводились с несоизмеримо разными волнами, разной аппаратурой и, наконец, различными лицами, совершенно независимо друг от друга. Общими сторонами исследований было то, что в том и в другом случае исследовались процессы в береговой зоне и для измерения давлений в придонном слое пользовались тензометрическими датчиками с наружным воспринимающим элементом разной конструкции.

Изложенные выше обстоятельства побудили нас поставить специальный опыт, основная цель которого состояла в том, чтобы оценить, в какой степени в периодически изменяющемся потоке сказывается влияние инерционных сил. Содержание и методика проведения опыта определялись следующими исходными соображениями. В некоторой гидравлической системе, состоящей из жестких труб, заполненных водой, необходимо создать периодически изменяющееся движение, закон которого может быть достаточно точно определен аналитически. Период колебаний этого потока должен быть одного порядка с периодами волновых колебаний, которые создаются в волновых лотках лабораторий. При помощи тензометрического датчика с наружным воспринимающим элементом можно зарегистрировать на осциллографе закон изменения гидродинамических давлений в системе и сравнить полученные результаты с теоретическими. Общий вид в системе и сравнить полученные результаты с теоретическими. Общий вид такой опытной установки представлен на рис. 1. Она состоит из поршневого насоса 1 с мотором 2, Г-образной трубы 3 с переходным гибким

¹ При исследованиях в природных условиях (в частности, это следует из упомянутых работ В. В. Лонгинова) сколь-либо значительной разности фаз между эпюрой давлений и профилем волны обычно не наблюдается; это же видно и из анализа Б. А. Попова (1958а). — *Ред.*

шлангом 4 и регистрирующей системы 5, 6. Система клапанов в насосе переоборудована так, что он обеспечивает создание возвратно-поступательного движения жидкости в трубе. Диаметр цилиндра насоса равен 15 см, длина хода поршня — 20 см, длина шатуна — 50 см. Передаточные числа шкива мотора и приводного механизма насоса подобраны так, что период колебания воды в системе равен примерно 1,0 сек. Кинематическая схема

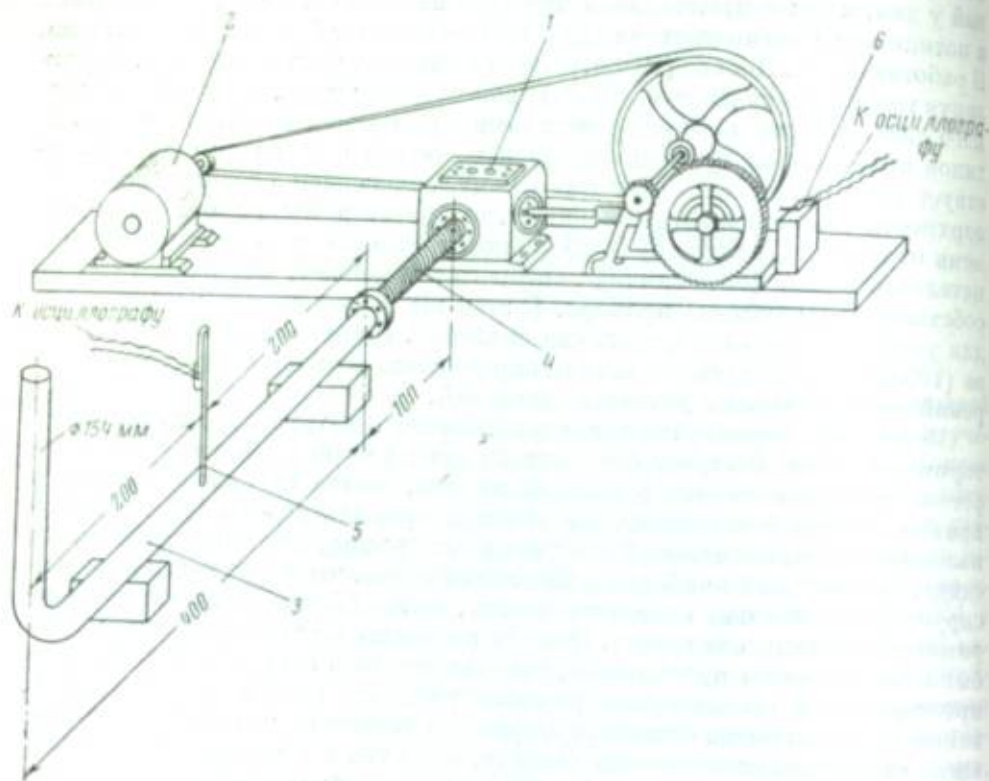


Рис. 1. Общий вид опытной установки.

1 — поршневый насос; 2 — мотор; 3 — труба; 4 — переходная гибкая труба; 5 — датчик гидродинамического давления; 6 — индикатор крайнего положения поршня

насоса и характеристики движения поршня приведены на рис. 2. Скорость возвратно-поступательного движения воды в трубе задается уравнением (Артоболевский, 1951)

$$v_c = \omega_k l_k (\sin \varphi - \frac{1}{2} \lambda \sin 2\varphi), \quad (1)$$

а λ определяется отношением (рис. 2)

$$\lambda = \frac{l_k}{l_{ш}}. \quad (2)$$

Горизонтальный участок стальной Г-образной трубы диаметром 15,4 см имеет длину 400 см, а вертикальный — 80 см. Внутри горизонтального участка, на расстояниях в 50 см от поворота и от фланца, установлены системы направляющих пластинок для обеспечения параллельно-струйчатого движения воды. В средней части трубы сделано отверстие для установки датчика гидродинамического давления (см. рис. 1, 5). Труба соединяет-

ся с всасывающим патрубком насоса упругим гибким шлангом длиной 100 см, что исключает передачу вибраций, возникающих при работе насоса. Регистрирующая система состоит из тензодатчика гидродинамического давления, усилителя, отметчика времени, индикатора конечных положений поршня (см. рис. 1, 6) и осциллографа МПО-2. Датчик давления представляет собой трубку диаметром 8 мм, на конце которой укреплена стальная пластинка 8 × 30 мм с наклеенными на нее тензоэлементами, провода от которых проведены внутри трубки. Конец трубки вместе с пластинкой покрыт водоустойчивым лаком. Подробное описание датчика и отметчика времени было дано ранее (Левкевич, 1953). Индикатор конечных положений поршня представляет собой такой же тензодатчик, закрепленный на опорной раме насоса. На кривошипе закреплена пластинка, которая в момент прохождения его через мертвую точку касается воспринимающей пластинки датчика, в результате чего подается сигнал на шлейфосциллограф (рис. 3, 1). Опыт производился в следующей последовательности. Датчик гидродинамического давления тарировался в установившемся потоке и устанавливался в трубе так, чтобы пластинка располагалась перпендикулярно ее оси. Затем включался насос, и на осциллографе регистрировались одновременно изменение гидродинамического давления, время и отметки начала каждого периода. Датчик последовательно устанавливался в пяти разных точках по оси трубы. В конце опыта датчик устанавливался таким образом, чтобы пластинка располагалась вдоль потока. Последнее делалось для того, чтобы убедиться в отсутствии винтообразного характера движения жидкости. Все опыты были продублированы, и, кроме того, был проведен аналогичный опыт с трубой диаметром 100 мм.

Анализ осциллограмм, полученных в результате проведенных опытов, позволил установить следующие особенности движения воды на горизонтальном участке трубы и взаимодействия опытного потока с пластинкой датчика. В трубе совершается возвратно-поступательное движение жидкости с периодом, соответствующим периоду движения поршня насоса; при этом в потоке отсутствуют поперечные составляющие скоростей. Во всех случаях точка пересечения кривой горизонтального давления с нулевой линией (см. рис. 3, 0—0) совпадает с отметкой начала периода, зафиксированного индикатором конечного положения поршня. Совпадение характерных точек опытной кривой давления и теоретической кривой скорости, построенной по опытным сечениям трубы по уравнению движения поршня насоса (с учетом соотношения диаметров поршня и трубы), показывает, что воспринимающая пластинка датчика получает прогиб за счет скоростного напора. Полное фазовое совпадение кривых давления и

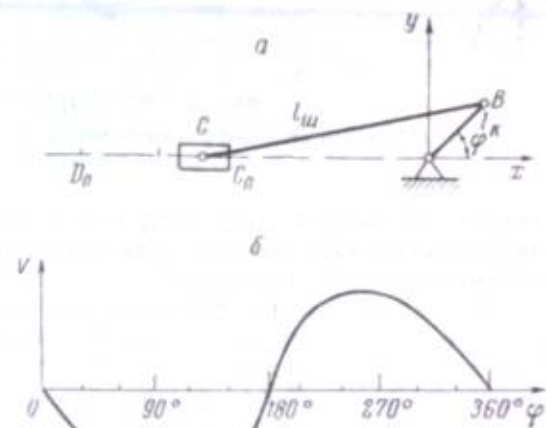


Рис. 2. Кинематическая схема насоса (а) и график скорости движения поршня (б)

B — ось кривошипа, l_k — длина кривошипа, $l_{ш}$ — длина шатуна, C — поршень, C_0 и D_0 — крайние положения поршня, φ — фазовый угол; V — скорость воды в трубе

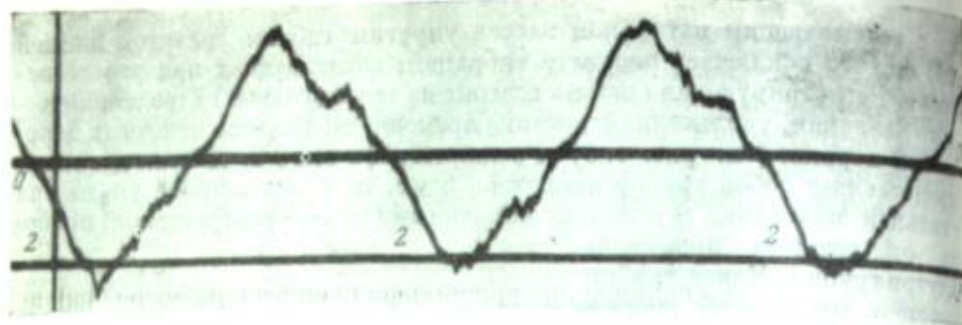


Рис. 3. Оциллограмма опыта.

1 — кривая давления; 2 — точки начала периода; 3 — отметки времени;
0 — нулевая линия

скорости позволяет заключить, что в данном случае сдвиг фаз за счет инерционных сил, если он и существует, несоизмеримо мал по сравнению с общим периодом движения.

Следовательно, при лабораторных исследованиях движения воды в придонном слое береговой зоны морей и водохранилищ, когда периоды волновых колебаний исчисляются секундами, при переходе от гидродинамических давлений к скоростям силами, вызываемыми ускорением потока, можно пренебрегать. Еще в большей степени этот вывод справедлив в случае аналогичных исследований в натуре, отличающихся тем, что периоды волновых колебаний здесь более продолжительны (Лонгинов, 1956; Попов, 1958а).

В заключение следует отметить, что эпюры скоростей по поперечному сечению трубы в данном случае отличаются по своей форме от аналогичных эпюр в случаях установившегося потока. Во всех опытах зарегистрировано два максимума, которые расположены на расстоянии, примерно равном половине радиуса, по обеим сторонам оси трубы.

Выводы

1. Тензометрические датчики с наружным воспринимающим элементом в периодически изменяющемся потоке с периодом свыше одной секунды регистрируют давления, пропорциональные квадрату скорости потока. Поэтому при переходе от давлений к скоростям силами, вызываемыми ускорением потока, можно пренебрегать.

2. Сдвиг фаз между кривой давления в придонном слое волнового потока и профилем поверхностной волны обусловлен в большей степени характером потока, а не взаимодействием между прибором и потоком.

От редакции

При записях волновых давлений датчиками с наружным воспринимающим элементом обычно максимум давления регистрируется несколько ранее максимума уровня, отвечающего прохождению вершины гребня волны. Н. В. Вершинский (1952) объясняет этот сдвиг наличием в волновом потоке сил двух родов: скоростного напора, действующего в фазе со скоростью, и инерционных, действующих в фазе с ускорением. Анализ, произведенный Б. А. Поповым (1958а), показывает, однако, что сдвиг фаз в этом случае может быть только положительным (скорость опережает давление). Однако на показания датчика, помимо структуры пото-

ка, влияют его собственные свойства и свойства окружающей среды. В результате зарегистрированный сдвиг фаз может не совпадать с истинным как по величине, так и по знаку.

В публикуемой статье Е. М. Левкевича приводятся экспериментальные данные, отрицающие наличие сдвига фаз в возвратно-поступательном потоке. Но в какой степени этот вывод может быть распространен на волновые потоки, нельзя сказать с уверенностью, ибо прежде всего вызывает сомнение соответствие построенной им модели действительному характеру волновых движений жидкости; в частности, в модели отсутствует орбитальное движение частиц воды (наиболее типичная для волн форма движения), а изменение уровня свободной поверхности происходит не непосредственно над датчиками, а в колоне Г-образной трубы на довольно значительном расстоянии от них. Таким образом, данная статья не вносит достаточной ясности в рассматриваемый вопрос и является дискуссионной.

Учитывая все изложенное выше, а также все более широкое распространение датчиков рассматриваемого типа в волновых исследованиях, редакция просит всех желающих принять участие в поднятой дискуссии. Материалы следует направлять по адресу: Москва, Центр, Малый Харитоньевский, 4, комн. 65, Океанографическая комиссия при Президиуме АН СССР, Секция морских берегов.

ЛИТЕРАТУРА

- Артоболовский И. И. Механизмы. Изд-во АН СССР, 1951.
Вершинский Н. В. Об измерении колебательных процессов в море. Метеорология и гидрология, 1951, № 6.
Вершинский Н. В. К вопросу о силовых факторах в береговой зоне. Докл. АН СССР, т. LXXXVII, № 5, 1952.
Вершинский Н. В. Современные электрические приборы для исследования волнения. Труды Ин-та океанол. АН СССР, т. X, 1954.
Левкевич Е. М. Исследования действия волн на торфяные откосы. Диссертация. Белорусск. политех. ин-т им. И. В. Сталина. Минск, 1953.
Левкевич Е. М. Некоторые вопросы взаимодействия волн с пологими откосами. Сб. науч. работ Белорусск. политех. ин-та им. И. В. Сталина, вып. 50, 1955.
Лонгинов В. В. и Кестнер А. П. Первый опыт применения приборов ВДК-2 и электроволнографа для изучения волнения на мелководье. Труды Ин-та океанол. АН СССР, т. V, 1951.
Лонгинов В. В. О распределении придонных скоростей воды в береговой зоне. Труды Ин-та океанол. АН СССР, т. X, 1954.
Лонгинов В. В. О возможности непосредственного изучения наносдвигающего действия волнения в природных условиях. Труды Океаногр. комиссии АН СССР, т. 1, 1956.
Попов Б. А. Методические замечания к исследованиям волновых давлений при помощи тензометрических датчиков с наружным воспринимающим элементом. Труды Ин-та океанол. АН СССР, т. XXVIII, 1958а.
Попов Б. А. Расчет скоростей и ускорений волнового потока по показаниям датчиков давлений. Труды Ин-та океанол. АН СССР, т. XXVIII, 1958б.

руемых материалов, увеличение скоростей в придонном слое, после установления искусственных рифелей восстанавливает его непрерывность и тем самым устраняет заносимость участка. Очистке заносимых участков после установления системы искусственных рифелей способствуют

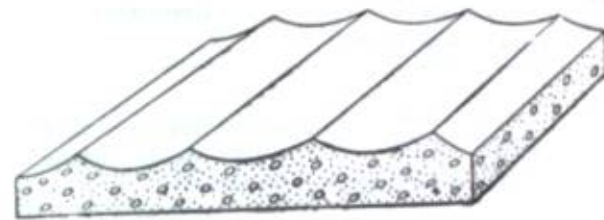


Рис. 1. Общий вид предлагаемого устройства

также и значительно сдвинутые вниз невозмущенные значения критических скоростей потока, благодаря чему в процессе затухания волнений транспортировка наносов в придонном слое прекращается значительно раньше над ровной поверхностью, чем над рифельным дном.

Техническое решение задачи о предупреждении заносимости тех или иных гидротехнических сооружений в каждом отдельном случае связано с детальным учетом специфичности обстановки, в которой оно функционирует или должно функционировать, поэтому нельзя дать общих указаний о протяженности, расположении систем искусственных рифелей, а также об их параметрах и контурах, с которыми связана максимальная достижимая величина придонных возмущенных скоростей. Все эти вопросы могут быть решены в каждом случае только после анализа всех указанных частных условий и после модельных исследований.

В табл. 1 приводятся вычисленные и измеренные величины возмущенных скоростей потоков, обтекающих одиночный рифель (рис. 2) с отноше-

нием его высоты к шагу $\frac{h_p}{\lambda_p} = 0,2$ ($h_p = 1,6$ см,

$\lambda_p = 8$ см). В таблице дано отношение скоростей

в точках над рифелем к невозмущенной скорости потока, т. е. $\frac{v}{v_{\infty}}$. Обозначение точек соответ-

ствует рис. 2. Все значения приведены для одной фазы волны, так что они справедливы и для поступательного потока. Поток распространяется слева направо. Точки 6 и 7 находятся в вихревой области, поэтому приведенные для них скорости имеют направление, противоположное направлению распространения потока.

Из приведенных данных видно, что в волновом потоке в связи с переменной направленностей скоростей почти на всей поверхности рифелей возмущенные скорости достигают больших величин. Благодаря этому над рифельным дном в слое порядка нескольких h_p происходит транспортировка наносов во взвеси даже в тех случаях, когда вне возмущенных областей потоков, и в том числе в придонном слое над ровной поверхностью дна, скорости снижаются ниже сдвигающих (для зерен песка размером 0,25—0,40 мм этот предел опускается до 10 см/сек).

В случаях, когда направление фронта волнового или поступательного потока совпадает с направлением фронта рифелей, направление перемещения взвешенных и влекомых наносов совпадает с плоскостью движения

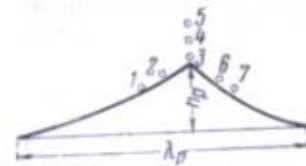


Рис. 2. Профиль рифеля

Б. А. Шуляк

(Черноморская научно-исследовательская станция
Института океанологии АН СССР)

МЕТОД ПРЕДУПРЕЖДЕНИЯ ЗАНОСИМОСТИ ПЕСКОМ И ИЛОМ МОРСКИХ И РЕЧНЫХ ГИДРОТЕХНИЧЕСКИХ СООРУЖЕНИЙ

Как хорошо известно, основной причиной заносимости гидротехнических сооружений являются возмущения, создаваемые ими в обтекающем их потоке, несущем песчаный или илистый материал. Накопления наносов на возмущенных участках потоков происходит в местах уменьшения их скорости и, следовательно, их транспортирующей способности. Меры борьбы с заносимостью обычно направляются по линии выбора наиболее благоприятных участков постройки гидротехнических сооружений, наиболее удачного их расположения и очертания, с наименьшим возмущающим действием на поток. Однако во многих случаях избежать заносимости или заметно ослабить ее оказывается невозможно.

Предлагаемый метод основан на создании на участках, подвергающихся заносимости, искусственных условий, повышающих придонные скорости волнового или поступательного потоков, или и тех и других одновременно (если есть суперпозиция потоков), благодаря чему транспортируемый материал, осаждающийся из верхних слоев потока, уносится с этих участков в придонном слое. Местные увеличения скоростей в потоках могут быть получены не только при обтекании больших неоднородностей, но и при обтекании небольших отдельных возвышений, имеющих резкий излом профиля. Поэтому для увеличения придонных скоростей достаточно создать на дне искусственную систему периодически расположенных рифелей, сооружаемую, например, из отдельных элементов небольшой протяженности (бетонных плит) (рис. 1).

Удельное количество наносов, переносимое в основной толще волнового и поступательного потоков, возрастает с увеличением скорости по степенному закону (показатель степени равен 3). Величина потока наносов, идущего в придонном слое над дном с волновыми рифелями возрастает с увеличением скорости быстрее — показатель степени равен 4.

Благодаря этому, а также указанному увеличению скоростей потока (в два-три раза) над поверхностью волновых рифелей количество сносимых наносов с рифельного участка окажется значительно больше, чем с ровного, и большим, чем то количество, которое в состоянии выпасть в единицу времени из основной толщи потока в придонный слой. Поэтому рифельная поверхность всегда окажется свободной от наносов. В ряде интересных нас случаев, когда осаждеение наносов на рассматриваемых участках происходит из-за нарушения непрерывности потока транспорти-

Таблица 1
 Величины возмущенных скоростей над поверхностью
 рифеля (рис. 2)

Номер точек	Отношение $\frac{v}{v_{\infty}}$		Примечания
	теория	эксперимент	
1	1,42	1,60	Точки на поверхности перед- него склона рифеля
2	2,55	2,50	
3	3,30	3,00	
4	2,75	2,35	Точки над вершиной рифеля
5	2,60	2,20	
6	3,00	—	Точки в циркуляционной области (за вершиной рифеля)
7	2,20	—	

потоков и происходит: а) в поступательном потоке в направлении его распространения; б) в асимметричном волновом потоке (если прямые скорости больше обратных) как в направлении его распространения (втягиваем), так и в обратном (во взвеси); в симметричном волновом потоке наносы перемещаются только на краях песчаных скоплений в обе стороны от них и в плоскости распространения потока.

В случаях, когда направление фронта потоков не совпадает с направлением фронта рифелей, плоскости распространения наносов втягиваем и во взвеси также не совпадают. Взвешенные наносы распространяются перпендикулярно фронту потоков, влекомые перпендикулярно фронту рифелей (Шуляк, 1960).

ЛИТЕРАТУРА

Шуляк Б. А. О параметрах периодических структур волнового потока. Докл. АН СССР, т. 131, № 2, 1960.

Н. М. Кривоносова

(Институт океанологии АН СССР)

ОПЫТ ОТОБРАЖЕНИЯ ЭЛЕМЕНТОВ ДИНАМИКИ И МОРФОЛОГИИ БЕРЕГОВОЙ ЗОНЫ НА КАРТАХ И СХЕМАХ СРЕДНЕГО И КРУПНОГО МАСШТАБА

В последние годы наша научная литература обогатилась большим количеством работ по динамике и морфологии морских берегов. Иллюстративный материал этих исследований весьма разнороден. Нередко даже один и тот же автор совершенно по-разному изображает тот или иной элемент динамики или морфологии берега. Отсутствие единой системы обозначений этих элементов затрудняет чтение работ и лишает читателя возможности сопоставлять материалы, приводимые в разных источниках. Первая попытка унифицировать составление динамических карт побережий была сделана В. П. Кальяновым в 1936 г. (Кальянов, 1948). Дальнейшие попытки относились в основном к отображению берегов на общегеографических картах мелких масштабов (Комков и Костриц, 1945; Леонтьев, 1953). Однако современное состояние знаний в области изучения берегов морей требует более совершенной легенды.

В Лаборатории динамики и морфологии морских берегов Института океанологии АН СССР накопился опыт по изображению на картах некоторых элементов динамики и морфологии. На основе этого опыта нами разработана легенда для отображения этих элементов на черно-белых схемах и картах в масштабах от 1 : 100 000 до 1 : 500 000, а для некоторых случаев и в масштабе 1 : 1 000 000. Легенда состоит из двух разделов. Первый содержит условные обозначения для изображения особенностей строения прибрежной суши, второй — условные обозначения, отображающие элементы динамики и морфологии собственно берега и подводного берегового склона.

До последнего времени при составлении специальных карт и картосхем, показывающих строение и изменение берегов, мало внимания уделялось геоморфологической характеристике прибрежной суши. В лучшем случае давалась лишь чисто морфометрическая характеристика рельефа в виде показа горизонталей или наиболее типичных высотных отметок. Между тем отображать геоморфологическое строение прибрежной суши на карте берегов совершенно необходимо, так как происхождение и характер расчленения наземного рельефа предопределили контур берега и исходные уклоны дна в позднеледниковое время, а это во многом обусловило дальнейшее развитие берега в ходе абразионно-аккумулятивных процессов.

В основу легенды для изображения рельефа суши легли основные таксономические категории рельефа, выработанные постоянной Междуведом-

ственной геоморфологической комиссией в 1957 г. Применительно к морфодинамическим схемам и картам берегов эта классификация была несколько переработана О. К. Леонтьевым.

Выделяются три основных типа рельефа, характеризующиеся своеобразными особенностями внешнего вида и происхождением поверхности суши.

1. Аккумулятивные равнины.
2. Денудационные равнины, плато и плоскогорья.
3. Горы и нагорья.

Аккумулятивные равнины в зависимости от своего происхождения могут быть морскими, аллювиальными, дельтовыми, озерными и озерно-ледниковыми, ледниковыми, ледяными, водно-ледниковыми, пролювиальными, лагуно-солончаковыми и соляными, золовыми. Эти подтипы аккумулятивных равнин достаточно широко распространены на берегах морей и ареалы их распространения могут быть показаны соответствующим цветом на морфодинамических схемах и картах берегов (рис. 1, 1—10).

Денудационные равнины, плато и плоскогорья в свою очередь в зависимости от происхождения могут быть подразделены на абразионные, абразионно-аккумулятивные, солифлюкционно-денудационные, аридно-денудационные, эрозионно-денудационные и вулканические. На карте эти подтипы рельефа показываются различной штриховкой (см. рис. 1, 11—16).

Горы и нагорья в соответствии с принципами, разработанными Междуведомственной геоморфологической комиссией, делятся на низкие (ниже 200 м), средние (200—2000 м) и высокие (выше 2000 м). Среди этих трех групп различают подтипы горного рельефа с эрозионным расчленением, с ледниковой обработкой, с нивально-солифлюкционной обработкой, с аридно-денудационной обработкой и вулканические. Низкие, средние и высокие горы, в пределах которых развит тот или иной подтип рельефа побережья, отображаются на карте штриховкой различной густоты (17—31).

Второй раздел легенды, включающий условные обозначения элементов морфологии и динамики берега, является основным и наиболее сложным. В данной статье не представляется возможным дать подробное описание всего этого раздела, а поэтому мы остановимся только на некоторых наиболее существенных условных знаках, а остальные приводятся в легенде без пояснений (см. рис. 1).

Основным берегоформирующим процессом является волнение. Работа волн проявляется, с одной стороны, в разрушении коренных пород, слагающих подводный береговой склон и сам берег, а с другой — в переработке, переносе и аккумуляции обломочного материала. В результате абразионной деятельности волн в коренных породах, слагающих край суши, соприкасающейся с морем, вырабатывается отвесный, так называемый абразионный уступ, или клиф. В предлагаемой легенде выделяются активные и отмершие клифы¹, выработавшиеся как в твердых породах, так и в рыхлых четвертичных толщах. Для обозначения клифов нами взят знак в виде зубчика, уже давно используемый в специальной литературе и привычный для глаза. При этом активные клифы обозначаются черными зубчиками, а отмершие — белыми. Отмирающие клифы могут быть обозначены чередованием белых и черных зубчиков. Если клиф образован в рыхлых четвертичных толщах, мы считаем целесообразным сверху соответствующего знака (белые или черные зубчики) проводить линию, тем самым различая породу, слагающую клиф (32, 33).

¹ Отмершим клифом мы называем абразионный уступ, вышедший в настоящее время по тем или иным причинам из-под воздействия волн.

Прибрежная суша
Аккумулятивные равнины: 1 — морские; 2 — аллювиальные; 3 — дельтовые; 4 — озерные и озерно-ледниковые; 5 — ледниковые; 6 — ледяные; 7 — водно-ледниковые (флювиогляциальные); 8 — пролювиальные; 9 — лагуно-солончаковые и соляные; 10 — золовые.
Денудационные равнины, плато и плоскогорья: 11 — абразионные; 12 — абразионно-аккумулятивные; 13 — солифлюкционно-денудационные; 14 — аридно-денудационные; 15 — эрозионно-денудационные; 16 — вулканические.
Низкие горы: 17 — с эрозионным расчленением; 18 — с ледниковой обработкой; 19 — с нивально-солифлюкционной обработкой; 20 — с аридно-денудационной обработкой; 21 — вулканические.
Средние горы: 22 — с эрозионным расчленением; 23 — с ледниковой обработкой; 24 — с нивально-солифлюкционной обработкой; 25 — с аридно-денудационной обработкой; 26 — вулканические.
Высокие горы: 27 — с эрозионным расчленением; 28 — с ледниковой обработкой; 29 — с нивально-солифлюкционной обработкой; 30 — с аридно-денудационной обработкой; 31 — вулканические.

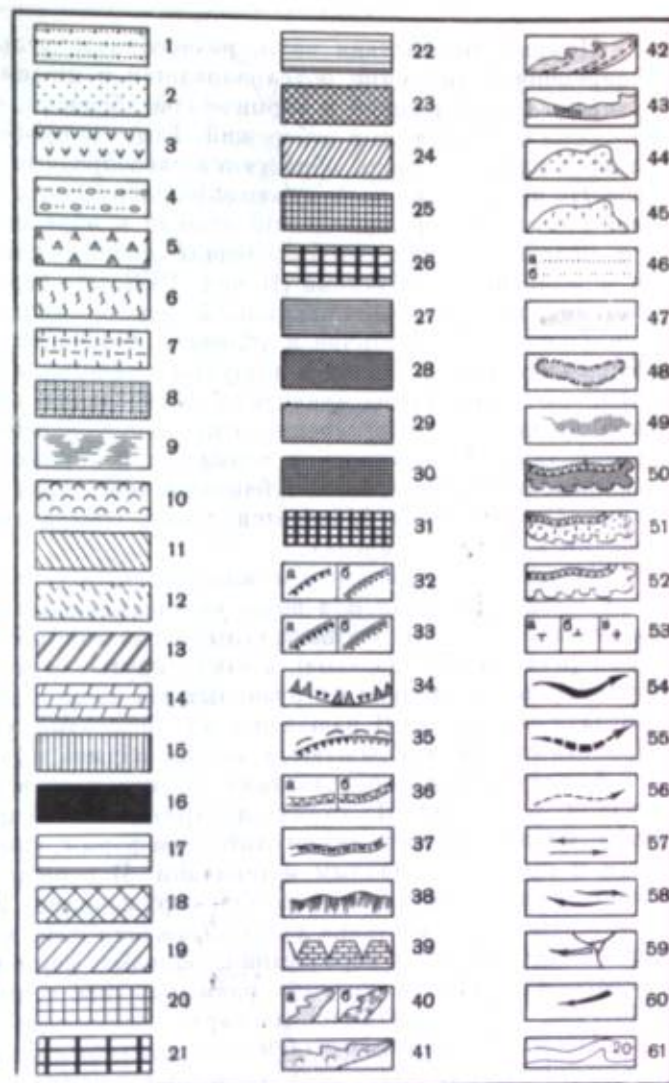


Рис. 1. Легенда для отображения динамики и морфологии берегов на черно-белых схемах и картах среднего и крупного масштаба.

Элементы динамики и морфологии берега:
32 — клиф в коренных породах: а — активный; б — отмерший; 33 — клиф в четвертичных толщах: а — активный; б — отмерший; 34 — обвално-осыпные формы; 35 — оползневые формы; 36 — солифлюкционные формы (а) и абразионно-солифлюкционные (б); 37 — термо-абразионные формы; 38 — уступы неабразионного происхождения; 39 — абразионный террасированный уступ; 40 — аккумулятивные формы: а — сложенные мелкообломочным материалом; 41 — золовые формы; 42 — береговые валы; 43 — уступ размыва на аккумулятивных формах; 44 — илистая осушка; 45 — прочая осушка; 46 — подводные валы: а — один подводный вал; б — два подводных вала; 47 — подводная аккумулятивная форма; 48 — реликтовая подводная аккумулятивная форма; 49 — зона размыва аккумулятивной формы; 50 — беч в сильных породах; 51 — беч валуно-глыбовый; мулятивного подводного склона; 52 — беч в рыхлых породах; 53 — подводные камни (а), надводные камни (б), кекуры (в); 54 — поток наносов современной стадии равнинного берега; 55 — поток наносов, существовавший в прошлом; 56 — тенденция и перемещению наносов; 57 — миграция наносов; 58 — дивергенция наносов; 59 — поступление материала в поток за счет аллювия реч; 60 — поступление материала в поток за счет разрушения берега со дна, уход материала на дно и выпадение материала из потока; 61 — изобаты

Помимо воздействия волн, разнообразие рельефа берегов и черт их современной динамики обуславливается и иными процессами, в первую очередь солифлюкцией и термической абразией, связанными с климатическими особенностями побережий. Там, где процесс солифлюкции проявляется наиболее ярко, образуются своеобразные солифлюкционные формы. На карте мы их изображаем определенным условным знаком (36). Если же участки побережий можно отнести к абразионно-солифлюкционным, то условный знак, отображающий солифлюкционные формы, дается в чередовании с зубчиками (Ионин, 1958). На берегах, сложенных многолетнемерзлой четвертичной толщей, нередко включающей в себя прослойки льда, различие в условиях теплообмена между поверхностью берегового уступа, водой и воздухом в сочетании с воздействием воды на нижнюю часть уступа приводит к образованию глубокой термоабразионной ниши. Распространение этих ниш — своеобразная черта берегов, развивающихся в условиях термической абразии. На карте термоабразионные формы передаются зубчиками, чередующимися с черными кружочками. Сверху знака проводится линия, обозначающая, что формы образованы в рыхлых породах.

Часто на берегах морей можно встретить уступы, в образовании которых процесс абразии или вовсе не участвовал, или имел второстепенное значение. К ним относятся уступы, образованные тектоническими процессами (например, сбросовые), а также крутые склоны, образующиеся в результате препаировки интрузивных тел из-под залегающих на них менее устойчивых пород. В нашей легенде береговые уступы неабразионного происхождения изображаются знаком обрыва (38).

Аккумулятивные образования обозначаются в легенде общепринятым знаком — точками. На схемах и картах, где масштаб позволяет это сделать, можно выделить аккумулятивные формы, сложенные мелкообломочным и крупнообломочным материалом. В первом случае контур формы записывается точками, во втором — кружочками. В легенде предусмотрены также условные знаки для отображения мезо- и микрорельефа аккумулятивных береговых образований: дюновых форм (дюн и дюнных гряд), береговых валов и уступов размыва. Знаки, передающие эти формы (40—43), хорошо читаются на карте.

Весьма важным мы считаем показ рельефа подводного берегового склона, одним из элементов которого является осушка, т. е. полоса дна, периодически заливаемая во время приливов или ветровых нагонов. Так как осушка часто бывает покрыта илстым грунтом, особенно в бухтах, нами выделяются илстые осушки и осушки, сложенные другим материалом (камнистые, гравийно-галечные, песчаные) (44, 45). Другой важный элемент рельефа подводного берегового склона — подводные валы, обычно расположенные в его верхней части. Иногда эти валы тянутся вдоль берега на десятки километров. Мы предлагаем показывать их точками, расположенными вдоль береговой линии. Если надо показать несколько рядов валов, то точки во избежание путаницы с другими сходными обозначениями располагаются все равно в один ряд, но группируются по количеству валов (46).

Распространенным элементом рельефа подводного склона является также бэнч — поверхность подводной абразионной террасы, лишенная наносов. Для изображения бэнча нами применяется особый знак. В зависимости от слагающих их пород различаются бэнчи скальные, валунисто-глибовые и образованные в рыхлых породах (в основном в глинах корейского залегания). Различия в геологическом строении бэнчей передаются путем нанесения на основной знак специальных дополнений (50—52).

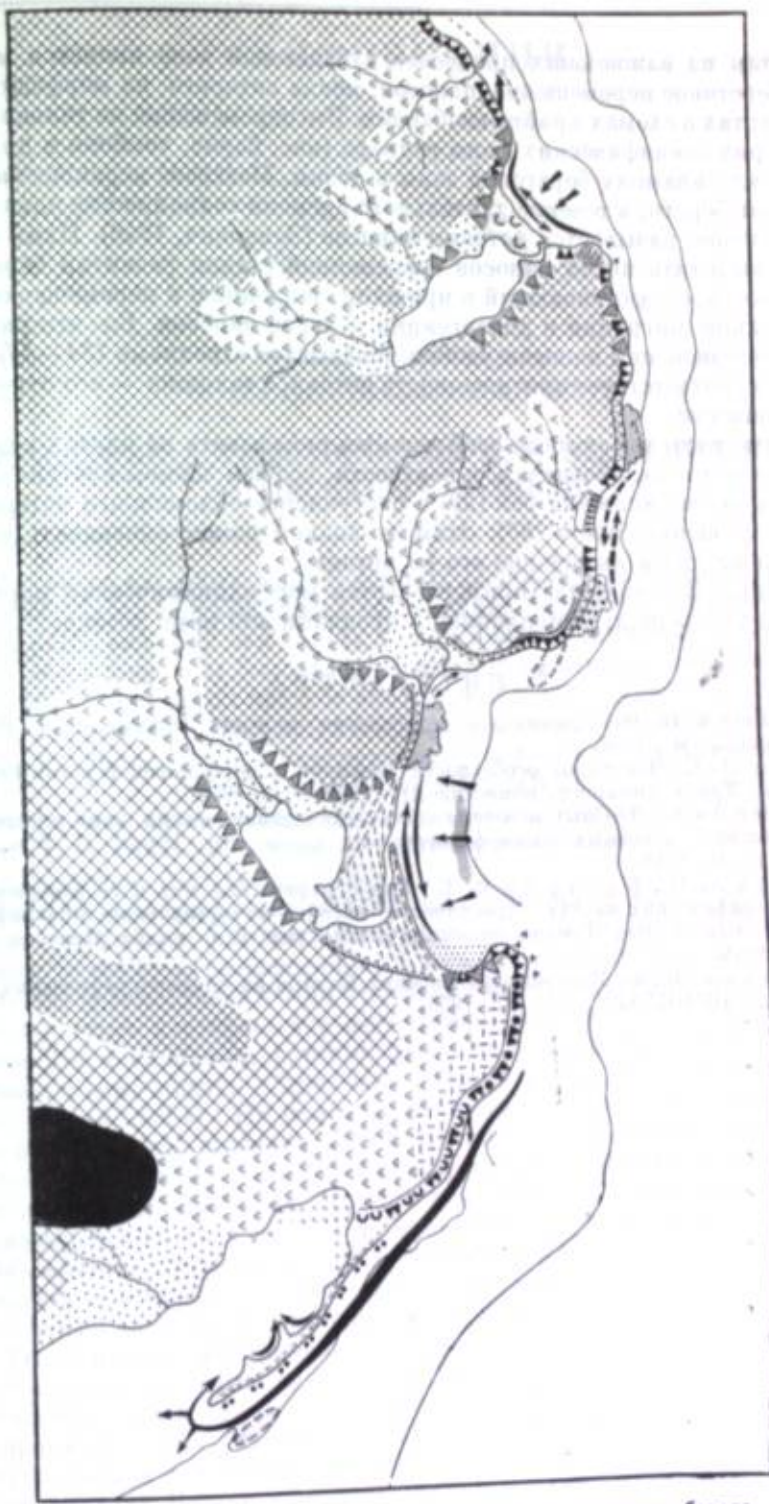


Рис. 2. Морфодинамическая карта одного из участков берега.
Условные обозначения см. на рис. 1

Одним из важнейших процессов в береговой зоне является массовое вдольбереговое перемещение наносов, показ которого на морфодинамических картах и схемах крайне необходим. Это перемещение не только создает целый ряд специфических форм рельефа (кос, баров, томболо и др.), но и влияет на динамику береговой зоны в целом. Массовое перемещение наносов вдоль берега, в течение длительного времени сохраняющее одно и то же направление, называется потоком наносов (Зенкович, 1946). Нами предлагается выделять поток наносов современной стадии развития берега, поток наносов, существовавший в прошлом, тенденцию к перемещению наносов, а также миграции и дивергенции потоков наносов. Все эти разновидности перемещения наносов удобно показывать стрелками (54—58), длина которых соответствует протяженности потока, а толщина — его относительной мощности.

Кроме того, мы считаем необходимым показывать на картах источники питания потоков, обозначая, в частности, особым знаком поступление материала за счет аллювия рек (59) и поступление обломочного материала за счет разрушения берега (60). Этим же знаком можно обозначать уход материала на дно и выпадение его из потока.

На рис. 2 в качестве примера дается морфодинамическая картосхема участка побережья, выполненная в предлагаемой нами легенде.

ЛИТЕРАТУРА

- Зенкович В. П. Динамика и морфология морских берегов, ч. 1. Волновые процессы. М., 1946.
- Новин А. С. Некоторые особенности динамики и морфологии берегов Берингова моря. Труды Океаногр. комиссии АН СССР, т. 3, 1958.
- Каллянов В. П. Опыт методики составления динамических карт побережий по комплексу основных геоморфологических процессов. Труды II Всес. геогр. съезда, II, 1948.
- Комков А. М., Костриц И. Б. Гидрографическая сеть и ее изображение на топографических картах. Практическое пособие по составлению топографических карт, вып. 2. Изд. Военно-топографического упр. Ген. штаба Красной Армии. М., 1945.
- Левитов Н. Ф. Изображение морских берегов на общегеографических картах. Труды ЦНИИГАиК, вып. 92, 1953.



ИНФОРМАЦИИ

В. Л. Болдырев

(Институт океанологии АН СССР)

ПРИМЕНЕНИЕ АЭРОФОТОСЪЕМКИ ДЛЯ ИЗУЧЕНИЯ ПОТОКОВ ПЕСЧАНЫХ НАНОСОВ

Изучение массовых вдольбереговых перемещений песка в море, образующих потоки наносов, имеет чрезвычайно большое значение для разработки рациональных мер борьбы с заносимостью портов и размывом берега. В последние годы был накоплен некоторый фактический материал как по динамике песчаных наносов вообще, так и по структуре песчаных потоков в частности (Айбулатов, 1957; Егоров, 1951; Зенкович, 1956; Кнапе, 1952; Лонгинов, 1956). Применение люминофоров и использование канатной подвесной дороги позволило впервые непосредственно проследить за перемещением песка на подводном береговом склоне во время шторма, определить скорость и пути движения наносов в зависимости от режима волнения (Медведев, Айбулатов, 1956).

Однако подобные стационарные исследования не всегда могут оказаться возможными, тем более что изучение потоков наносов требует одновременной постановки наблюдений на всем протяжении потока.

Более перспективен в этом отношении метод изучения потоков песчаных наносов путем повторной аэрофотосъемки одних и тех же участков берега и дна. По изменениям, которые произошли между периодами повторных съемок, можно судить о динамике рельефа (Корт, 1947; Зубенко, 1954 и 1955; Bülow, 1954). Но наиболее ценными для изучения динамики береговой зоны моря являются аэрофотоснимки, на которых зафиксированы не только изменения рельефа за период между съемками, но также и видимые проявления факторов, обуславливающих эти изменения, в частности характер волнения и прибоя у берега и в особенности вызываемых ими вдольбереговых течений. Для получения таких материалов необходимо производить повторную аэрофотосъемку одних и тех же участков береговой зоны и при спокойном состоянии моря, и при штормовом волнении.

Такой прием был применен автором летом 1955 г. для изучения сложного потока песчаных наносов, зарождающегося в Темрюкском заливе Азовского моря и питающего крупную аккумулятивную форму Керченского пролива — косу Чушка. Поток на своем пути обтекает выступающий участок берега с тремя мысами (рис. 1). Это вызвало сомнение в возможности питания Чушки наносами, поступающими из Темрюкского залива, хотя других источников питания, как показало геолого-геоморфологическое обследование берега и дна указанного района, нет.

Для выяснения условий поступления наносов на Чушку была произведена аэрофотосъемка западной части дуги Темрюкского залива,

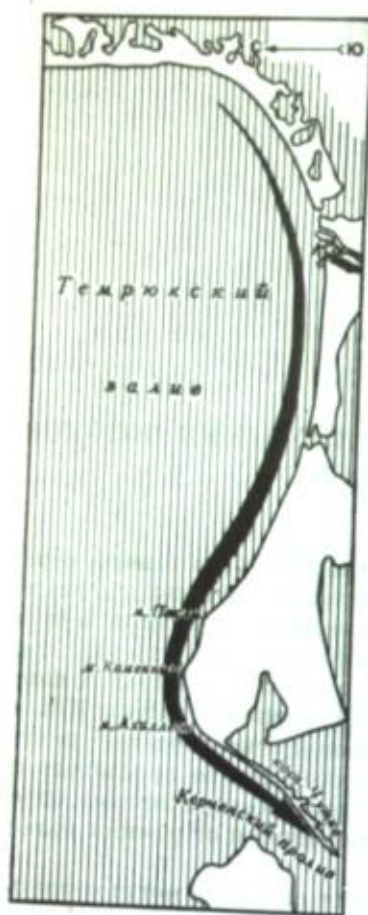


Рис. 1. Схема Темрюкского потока наносов.

Толщина стрелки соразмерна скорости потока

на на косу Чушка в обход выступающего участка берега с мысами Пеклы, Каменным и Ахиллеон способствуют часто повторяющиеся и продолжительные в этом районе северо-восточные ветры, отличающиеся также большой силой. Эти ветры должны развивать по дуге Темрюкского залива сильные вдольбереговые течения, которые и могут выносить песчаный материал за его пределы (Кнапе, 1952).

Повторная аэрофотосъемка тех же участков берега была проведена при господствующем в этом районе северо-восточном ветре и волнении силой до 2 баллов. Полученные материалы полностью подтвердили предположение о поступлении песчаных наносов на косу Чушка, основанное на изучении снимков первой съемки при спокойном состоянии поверхности моря. На рис. 2, а видно, как струя вдольберегового течения отрывается у м. Пеклы от берега и как бы продолжает в море береговую линию Темрюкского залива. Такая же картина наблюдается и у м. Ахиллеон (см. рис. 2, б). Здесь по прохождению мыса скорость течения падает, что ведет к частичной аккумуляции взвешенного песчаного материала и к образованию донной аккумулятивной формы (см. рис. 2, в). Разворачивающиеся при рефракции у мыса волны забуруниваются на некотором расстоянии от берега

участков с резко выступающими мысами на пути движения наносов и корневой части косы. Съемка выполнялась перспективными аэрофотокамерами на пленке «Паихром» (чувствительность 1000 единиц ГОСТ) с применением красного фильтра. Высокое качество и большая широта экспозиции этой пленки позволили получить снимки большой контрастности.

Аэрофотоснимки, полученные в штормовую погоду, показали, что от Темрюкского залива и до корня косы Чушка вдоль берега прослеживается подводный песчаный вал и хорошо развитый пляж, даже на участках мысами. Как известно, подводные песчаные валы образуются только при достаточном количестве рыхлого материала. Следовательно, если бы вдоль берега не было транзита наносов, весь песчаный материал был бы быстро снесен северными волнениями с выступающего участка, а подводный вал и пляж были бы размыты, т. е. здесь отмечались бы активные процессы абразии и оползневой деятельности. В прикорневой части косы Чушка в случае дефицита наносов находился бы узкий пляж, а на дне против нее могли бы просматриваться отдельные участки benches. В действительности же здесь развиты широкий пляж и продолжающая его на дне подводная аккумулятивная терраса. Таким образом, строение берега и подводного берегового склона на предполагаемом пути потока наносов свидетельствует о достаточных накоплениях здесь песчаного материала. Поступлению наносов из Темрюкского залива

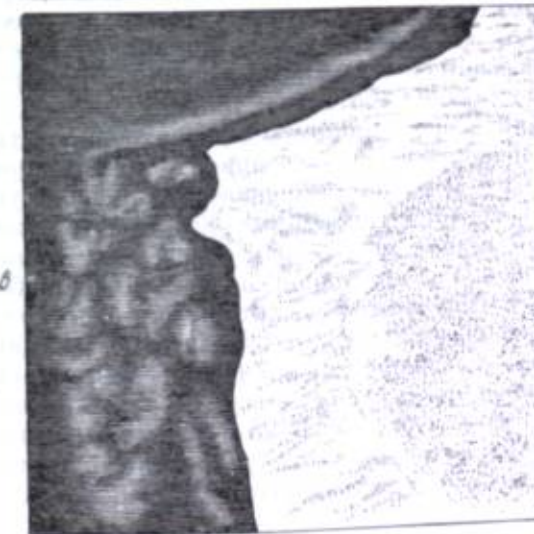
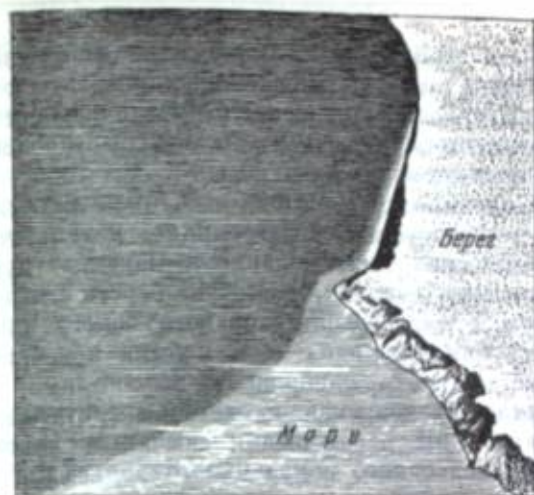


Рис. 2. Схемы некоторых характерных участков береговой зоны по ходу Темрюкского потока наносов (по данным аэрофотосъемки).

а — западная часть Темрюкского залива, оканчивающаяся м. Пеклы. Видна граница раздела мутной и чистой воды, маркирующая струю вдольберегового течения, отрывающуюся от берега у м. Пеклы; б — участок берега м. Ахиллеон. По границе мутной (светлой на рис.) и чистой (темной) воды видно направление струи вдольберегового течения, продолжающей направление берега. Забурунивание воды (на рисунке — светлые пятна) справа от мыса указывает на наличие отмели на дне сего подветренной стороны; в — тот же участок в другой позиции съемки. В верхней части рисунка виден подводный вал, огибающий мыс и сливающийся с донной аккумулятивной формой, образовавшейся с подветренной стороны мыса

над мелководьем, образованном этой формой. Аналогичное забуривание против корневой части Чушки также указывает на наличие здесь отмели, что косвенным образом подтверждает положение о достаточном поступлении на косу наносов (в противном случае отмель была бы быстро размываема и волны разрушали бы непосредственно берег косы).

Соображения об условиях питания косы Чушка песчаными наносами, основанные на материалах аэрофотосъемки, подтвердились результатами наземных геолого-геоморфологических исследований и морских грунто-вых работ. По всей дуге Темрюкского залива, у выступа берега с мысами Пеклы, Каменным и Ахиллеон, а также вдоль западного берега Чушки почти от самого уреза и до глубины порядка 5—7 м была прослежена сплошная полоса мелкозернистого песка, однородного по составу.

При сопоставлении материалов разновременной съемки представляется возможным определить ширину зоны перемещения песчаных наносов, а также особенности строения подводного и надводного рельефа и сам характер перемещения песчаного материала у различных участков берега по ходу потока. Особенно хорошо динамика потока может быть выявлена по шлейфам муты, меняющим местоположение и ширину в зависимости от условий волнового режима. По данным Н. А. Айбулатова (1957), наибольшая мощность потока наносов отмечается в зоне максимальных скоростей течений и максимальных мутностей. Следовательно, по участкам наибольшей мутности воды на аэрофотоснимках, которые обычно хорошо выделяются своей светлой окраской, можно судить о зонах наиболее интенсивного перемещения песчаных наносов. Использование же при аэрофотосъемке специальных индикаторов, быстро диффундирующих в водной среде и повышающих контрастность отдельных струй (флюоресцина и т. п.), позволит изучить режим течений — основного фактора вдольберегового перемещения песчаного материала, а следовательно, и выделить основные зоны этого перемещения. Для более рельефного выделения на подводном склоне и в потоке зон с различными световыми оттенками и окраской можно применить метод воздушного фотографирования с повышенным контрастом¹.

Применение плановой аэрофотосъемки при изучении вдольбереговых потоков наносов даст возможность производить измерения некоторых параметров потока на различных участках по пути его движения, а также определять объем перемещаемого во взвеси материала при одновременном проведении синхронных наблюдений с эстакадных дорог, сооруженных на наиболее типичных участках берега (Айбулатов, 1957).

Аэрофотосъемочный материал может дополняться и контролироваться результатами наземных и морских работ, как это принято Лабораторией аэрометодов Академии наук СССР². В малоисследованных и труднодоступных районах, где проведение морских промерных работ затруднено, строение подводного берегового склона может быть определено по материалам стереофотосъемки волнения и прибойной полосы у берега (Ямпольский, 1956; Williams, 1947). При этом стереофотосъемку волн можно выполнять с одного специально оборудованного самолета по методике, разработанной в последние годы Союзморпроектом (Дубовской, Перкис, 1956). Для изучения рельефа морского дна могут быть использованы и отдельные аэрофотоснимки волн зыби у берега. В этом случае по планам рефракции можно воссоздать довольно точную картину строения подводного берегового склона (Breakers a. Surf, 1944; Supplement to Breakers..., 1950).

¹ Патент США, кл. 178—6,6, № 2709716, 31.V 1955 (см. РЖ *Астрономия*, № 1, 1957 г., реферат 782 П.)

² Применение аэрометодов для геологических исследований морского дна. Сб. статей под редакцией В. В. Шаркова и Д. М. Кудрицкого. Лабор. аэрометодов АН СССР, 1956.

В заключение необходимо заметить, что применение повторной аэрофотосъемки прибрежной части моря при волнении и сопровождающих его течениях позволит исследовать влияние портовых оградительных сооружений на изменение емкости потока наносов. Воздвигаемые на песчаных побережьях гидротехнические сооружения приводят к таким же нарушениям структуры песчаного потока, как и резко выступающие мысы. Поэтому на аэрофотоснимках, выполненных у портовых сооружений, будут хорошо видны участки сужения струй течений с возрастанием скоростей (промеры обычно показывают здесь существование ложбин размыва) и расширения струй с падением скорости, т. е. зоны аккумуляции песчаного материала (на дне к таким зонам приурочены подводные валы и песчаные банки). Изучение динамики потока у портовых сооружений, проведенное на основании анализа повторных аэрофотоснимков, поможет выбрать наиболее рациональные очертания оградительных сооружений, при которых следует ожидать минимальной заносимости входов в порты и их акваторий.

ЛИТЕРАТУРА

- Айбулатов Н. А. Определение мощности потока взвешенных песчаных наносов у морских берегов. Докл. АН СССР, т. 116, № 2, 1957.
- Дубовской Б., Перкис Л. Воздушная стереофотосъемка волнения с одного самолета. Труды Гос. ин-та проект. морск. портов и судорем. предпр., сб. 3, 1956.
- Егоров Е. Н. Наблюдения над динамикой подводных песчаных валов. Труды Ин-та океанол. АН СССР, т. VII, 1951.
- Зенкович В. П. Проблемы изучения морских берегов. Вестник АН СССР, 1956, № 4.
- Зубенко Ф. С. Применение аэрофотосъемки для изучения процесса формирования рельефа морского дна. Сб. статей Лабор. аэрометодов АН СССР, 1954.
- Зубенко Ф. С. К вопросу образования песчаных валов на морском дне. Труды Лабор. аэрометодов АН СССР, т. 4, 1955.
- Кляпс Р. Я. Оградительные сооружения типа молов и движение наносов на песчаных побережьях. Изв. Латв. АН, 1952, № 5 (59).
- Корт В. Г. К вопросу изучения рельефа дна по аэрофотоснимкам. Записки по гидрографии, 1947, № 1.
- Лонгинов В. В. О возможности непосредственного изучения наносодвижущего действия волнения в природных условиях. Труды Океаногр. комиссии АН СССР, т. 1, 1956.
- Медведев В. С., Айбулатов Н. А. Применение «меченого» песка для изучения перемещения морских наносов. Изв. АН СССР, сер. геогр., 1956, № 4.
- Ямпольский А. Д. Некоторые вопросы методики применения аэрофотосъемки для исследования морского волнения. Труды Ин-та океанол. АН СССР, т. XXI, 1956.
- Breakers and surf. principles in forecasting. H. O. Publ., № 234. Hydrographic Office United States, Navy Department, November, 1944.
- Supplement to Breakers and surf principles in forecasting. H. O. Publ., No. 234. Hydrographic office, Washington, United States Navy Department, November, 1950.
- Bülow K. Allgemeine Küstendynamik und Küstenschutz an der südlichen Ostsee zwischen Trave und Swine. Beiheft zur «Zeitschrift Geologie», № 10. Akademie Verlag, Berlin, 1954.
- Williams W. W. The determination of gradient on enemy-held beaches. Geogr. Journ. 1947, v. 99, № 1—3.

А. С. Ионин

(Институт океанологии АН СССР)

ИССЛЕДОВАНИЯ ПО ДИНАМИКЕ И МОРФОЛОГИИ БЕРЕГОВ КОМАНДОРСКИХ ОСТРОВОВ

Во время кратковременного пребывания летом 1958 г. на Командорских островах мной при участии старшего лаборанта И. И. Ермолаева были рекогносцировочно обследованы берега юго-восточной части о-ва Медного, участки побережья в районах м. Монати, бухты Лисинской и пос. Никольского на о-ве Беринга. Собранный материал позволяет установить некоторые общие закономерности строения и развития берегов Командорских островов.

Архипелаг Командорских островов, являясь самым западным звеном Командорско-Алеутской островной дуги, окружен узкой полосой шельфа. Внешний край шельфа выражен резким перегибом, а подводный склон явно сбросового происхождения круто опускается на глубины 4—6 тыс. м. Таким образом, Командорские острова являются вершинами подводного хребта, которые возвышаются на 500—600 м над уровнем моря.

Острова сложены довольно разнообразным комплексом туфогенных и изверженных пород. Особенно широко распространены туфы и конгломераты третичного возраста. Четвертичные отложения представлены здесь главным образом щебнисто-глыбовым делювием на склонах гор, корой выветривания на выровненных поверхностях, аллювием рек и отложениями современных морских аккумулятивных форм.

Рельеф поверхности островов формировался, по-видимому, в основном под влиянием процессов эрозии, денудации и плоскостного смыва. Все горные массивы расчленены глубокими, но сравнительно короткими эрозионными долинами с V-образным поперечным профилем. Таким образом, в отличие от Камчатки и Алеутских островов, четвертичное оледенение не затрагивало Командорских островов.

Большое влияние на формирование рельефа поверхности окраинных частей островов оказали неоднократные изменения уровня моря на протяжении третичного и четвертичного периодов, выразившиеся в широком распространении абразионных поверхностей нескольких уровней. Средние высоты поверхностей колеблются в пределах 8—10, 15—20, 30—40, 50—70, 140—160, 220—280 и 320—350 м над уровнем моря. Эти поверхности особенно четко прослеживаются на склонах прибрежных гор о-ва Беринга, где они нередко образуют подобие лестницы. В отличие от абразионных террас Камчатки, а также Новой Земли (Ионин и Долотов, 1958) они выражены более отчетливо и имеют значительную ширину. Распространение террасовых уровней — характернейшая морфологическая черта рельефа побережий Командорских островов (рис. 1).

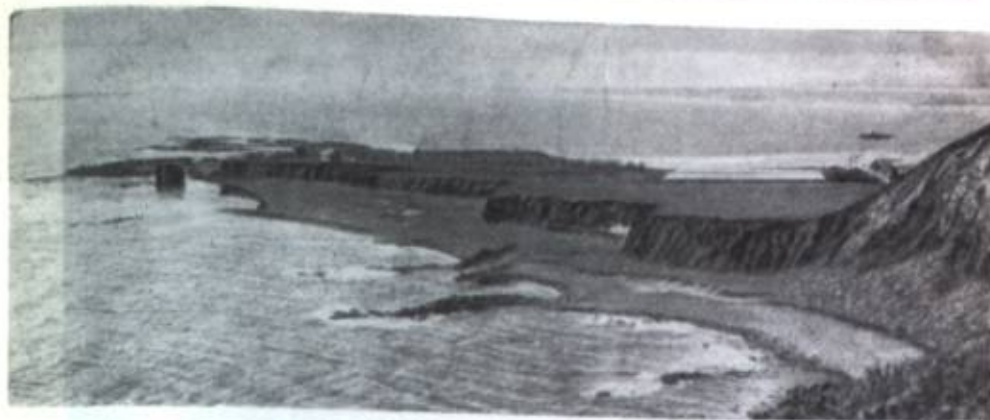


Рис. 1. Низкие абразионные террасы на одном из участков берега Командорских островов. Перед мысом поверхность современной абразионной террасы, осыхающая во время отлива

Современная береговая линия островов выровнена интенсивно протекавшими абразионными процессами. Почти повсеместно распространены абразионные уступы, высота которых колеблется в широких пределах.

Независимо от геологического строения берега перед абразионными уступами (клифами) простирается частично осыхающая во время отлива довольно широкая каменная полоса. Отдельные участки ее в непосредственной близости от берега имеют на своей поверхности столбовидные останцы овальной или округлой формы, которые возвышаются над выровненной поверхностью дна на 1—1,5 м и не заливаются морем даже во время сизигийных приливов. Последнее подтверждается тем, что на поверхности этих останцов местами имеется почвенный покров.

По своему происхождению каменная полоса осушки Командорских островов является современной абразионной террасой, столь характерной для относительно стабильных или поднимающихся берегов Камчатки, Сахалина и Новой Земли. Отличительная особенность современной абразионной террасы Командорских островов — ее повсеместное распространение (как против мысов, так и против выровненных участков берега), значительная ширина и обилие участков, уже вышедших из зоны волнового воздействия (так называемых поднятых бенчей).

Процесс формирования и условия выхода абразионных террас на поднимающихся берегах в свое время были освещены в литературе, и мы не будем на них останавливаться (Ионин и Каплин, 1956). Отметим лишь, что исключительная ширина террас в этом районе, по-видимому, связана с малой устойчивостью туфогенных пород, сравнительно небольшой скоростью поднятия побережья и оптимальными условиями приливных колебаний уровня.

Различия в геологическом строении берегов нашли свое отражение в рельефе поверхностей подводных абразионных террас и поднятых бенчей. Против участков берега, сложенных относительно легко разрушающимися туфами и базальтами, поверхность террас почти горизонтальна и возвышается во время отлива на 0,5—1 м над уровнем моря (рис. 2). Около морского края она резко понижается в виде гребня, названного в литературе название рампарт (Edwards, 1951). Вершина рампарт заливаются приливом только в сизигию. Морской склон его круто, под углом не менее 30—45°.



Рис. 2. Выровненная поверхность современной абразионной террасы

опускается на глубины 5—6 м, где после резкого перегиба начинается выложенная поверхность подводного склона, обычно лишенная наносов.

На участках побережья, сложенных конгломератами или андезитами, поверхность террас неровная, с массой крупных и небольших остроугольных останцов, которые нередко возвышаются на несколько метров над уровнем моря. Участки поднятых бенчей с выровненной поверхностью здесь отсутствуют, и поверхность террасы без резкого перегиба переходит в более ровное дно.

Большинство клифов в настоящее время уже не испытывает волнового воздействия вследствие разрушения воли над поверхностью абразионных террас, что привело к широкому распространению в пределах островов абразионно-денудационных и денудационных уступов, местами задернованных.

В отличие от восточных берегов Камчатки, сходных по своему геологическому строению с берегами Командорских островов, в пределах последних крайне редко встречаются морские аккумулятивные формы. Это связано главным образом с тем, что твердый сток рек здесь невелик, а материал, поступающий в результате абразии, преимущественно сносится на глубину благодаря приглубости подводного склона. Немногочисленные аккумулятивные формы обычно располагаются в небольших бухтах, приуроченных к устьевым частям речных долин. Они представлены аккумулятивными террасами и изредка пересыпями, отчленяющимися от моря небольшими лагунами. Чаще всего рельеф поверхности этих форм осложнен дюнными грядами. Наиболее крупной аккумулятивной формой Командорских островов является морская аккумулятивная терраса в районе пос. Никольского. Она имеет в длину 8 км при ширине 1,5 км и сложена хорошо отсортированным песком с примесью обломков ракушки. На поверхности пересыпи весь этот материал перевезен в дюны, возвышающиеся на 20—30 м над уровнем моря (рис. 3). В пределах всех аккумулятивных форм островов прослеживаются уступы размыва, врезанные в тело наносных образований.



Рис. 3. Дюны на поверхности пересыпи, разветвленные ветром вследствие прекращения поступления наносов со дна

Отмеченные особенности берегов Командорских островов позволяют сделать некоторые выводы по истории формирования и динамике береговой зоны. Прежде всего необходимо отметить, что начало формирования современных берегов относится к периоду позднеледникового повышения уровня Мирового океана, когда в интенсивно размываемых волнами склонах горных массивов были выработаны абразионные уступы. Поступавший в береговую зону обломочный материал вследствие значительных уклонов дна увлекался волнами на большие глубины и лишь частично перемещался в вершины бухт, которые образовались в результате затопления устьевых частей речных долин. Большинство бухт было неглубоко врезано в сушу, и лишь северо-западнее современного местоположения пос. Никольского возникло два больших залива, разделенных между собой узким полуостровом. Берега последнего разрушались морем, свидетельством чего являются сохранившиеся отмершие абразионные уступы, которые находятся в настоящее время на значительном удалении от берега моря.

Благодаря срезанию выступавших участков берега и заполнению вершин бухт наносными образованиями береговая линия островов выровнялась. Однако в дальнейшем темп тектонического поднятия островов превысил скорость эвстатического повышения уровня океана. В этих условиях волнами моря были выработаны перед фронтом отступивших берегов широкие мелководные абразионные террасы и клифы вышли из зоны волнового воздействия. Большинство аккумулятивных форм, получивших питание за счет абразии берегов, подверглось частичному размыву. Выход бенчей из-под уровня моря и размыв аккумулятивных форм несколько увеличили расчлененность береговой линии.

Лишь на отдельных участках побережья, где в зону интенсивного волнового воздействия попали выложенные участки дна с достаточным запасом рыхлых отложений, процесс аккумуляции продолжался. Подобный процесс происходил и во входной части заливов, расположенных северо-западнее пос. Никольского. Здесь в условиях очень небольших уклонов дна началось поперечное перемещение вынесенного прежде реками аллювиального материала в сторону берега. Образовавшийся бар постепенно

расширился и превратился в довольно широкую аккумулятивную террасу-пересыпь, отделившую акватории заливов (озера Гаванское и Ладыгинское). Запасы наносов на дне здесь были, по-видимому, невелики, о чем свидетельствует распространение на дне перед фронтом аккумулятивной формы каменных гряд, и процесс аккумуляции замедлился. В связи с этим замедлилось и выдвигание береговой линии, что способствовало интенсивному проявлению эоловых процессов (Ульст, 1957). На поверхности пересыпи был образован весь комплекс эоловых форм рельефа: авантюны, область перевеивания песка, дюны и т. д.

На современном этапе берега Командорских островов развиваются в условиях продолжающегося медленного поднятия, что, кстати говоря, подтверждается и данными инструментального нивелирования поверхностей современных аккумулятивных форм. В связи с этим площадь поднятых бенчей увеличивается и абразионные процессы на берегах окончательно замирают. Клифы интенсивно преобразуются субаэральными процессами. Благодаря дефициту наносов в береговой зоне вдольбереговое перемещение материала прекратилось и большинство аккумулятивных форм размывается. С момента завершения выброса к берегу имевшихся на дне наносов начался также размыв аккумулятивных форм, образовавшихся в результате поперечного перемещения материала, в том числе и пересыпи у пос. Никольского. Прекращение поступления наносов на аккумулятивные формы вызвало развевание эоловых образований. Следствием всего сказанного выше является некоторое увеличение расчлененности береговой линии Командорских островов.

ЛИТЕРАТУРА

- Ионин А. С. и Долотов Ю. С. Особенности динамики и морфологии берегов поднятия (на примере Новой Земли). Труды Ин-та океанол. АН СССР, т. XXVIII, 1958.
- Ионин А. С. и Каплин П. А. Особенности формирования морских террас. Изв. АН СССР, сер. геогр., 1956, № 5.
- Ульст В. Г. Морфология и история развития области морской аккумуляции в вершине Рижского залива. Изд-во АН Латв. ССР, Рига, 1957.
- Edwards A. B. Wave action in shore platform formation. Geol. Mag., v. 88, N 1, 1951.

Л. Б. Розовский

(Одесский государственный университет)

О РАБОТЕ ОДЕССКОГО ГОСУДАРСТВЕННОГО УНИВЕРСИТЕТА НА КАХОВСКОМ ВОДОХРАНИЛИЩЕ в 1956—1957 гг.

Каховское водохранилище — самое крупное на Украине. Его площадь равна 215,5 тыс. га, а полный объем — 18,2 млрд. м³. Длина водохранилища по фарватеру 252 км, а общая протяженность береговой линии, подвергающейся волновой абразии, около 700 км. По геолого-структурным, гидрологическим и геоморфологическим признакам водохранилище может быть разделено на три области (рис. 1). Ближайшая к плотине «переходная» область характеризуется преимущественно положительными неотектоническими движениями. Аккумулятивные террасы здесь отсутствуют. Берега представляют собой склоны плато, покрытые щебенчато-глыбовым или лёссовым делювием. Подчиненное значение имеют уступы эрозионно-аккумулятивных террас, сложенные полускальными третичными породами и аллювиальными осадками малой мощности.

Протяженность этой области около 90 км (от плотины до с. Бабино), а ширина водного зеркала на отметке нормального подпорного горизонта (НПГ) равна 2,5—5,0 км. В следующей, котловинной (озерной) части ширина водохранилища достигает 25 км. Геоморфогенез ее обусловлен преимущественно отрицательными колебательными движениями в антропогене. Широкое развитие получили аккумулятивные террасы, сложенные аллювиальными песками и лёссовидными супесями и суглинками. Протяженность области около 100 км (между с. Бабино и с. Васильевка). Наконец, верхняя часть водохранилища, от с. Беленького и Васильевка до г. Запорожье, представляет собой переходную область к долине прорыва Днепра через Украинский кристаллический массив (так называемый Порожистый Днепр). Здесь берега составляют как уступы аккумулятивных террас, так и склоны плато.

Наполнение водохранилища началось 6 июля 1955 г.; типичные абразионные формы появились лишь в начале сентября 1955 г. Поэтому к первому году эксплуатации мы относим период между 1 сентября 1955 г. и 1 сентября 1956 г., а ко второму — от 1 сентября 1956 г. до 1 сентября 1957 г. В течение этих двух лет нами и Украинским отделением Института «Гидроэнергопроект» наблюдался размыв на 100 поперечниках, заложенных еще в 1954—1955 гг. Результаты измерений размывов, гидрологическая и гидрометеорологическая обстановка представлены в табл. 1 и 2.

Исходя из полученных материалов, можно констатировать, что берега, сложенные скальными и полускальными породами и щебенчато-глыбовым

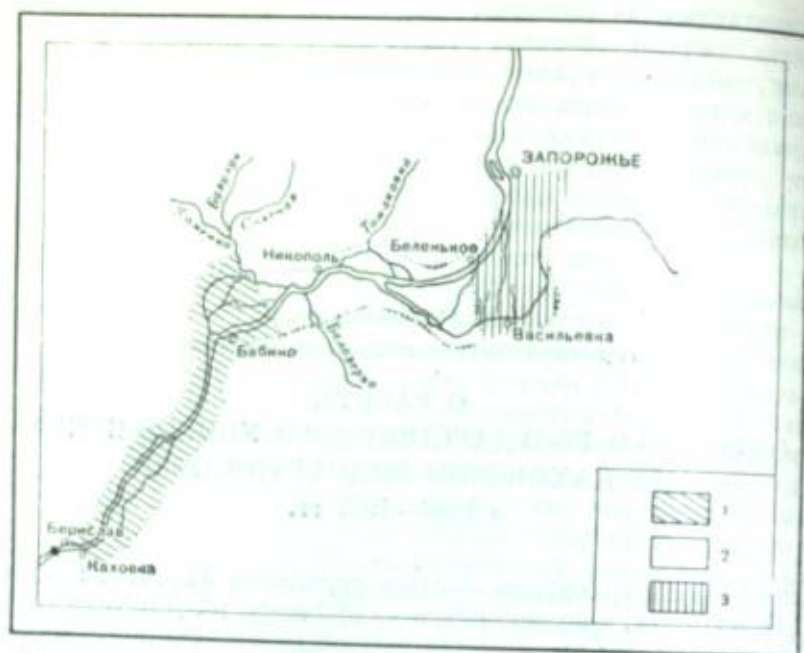


Рис. 1. Схема геоморфологического районирования Каховского водохранилища.

1 — пережимная область; 2 — котловинная область; 3 — переходная область

делювием, размывались со скоростью не более 15 м за два года, в том числе на пяти поперечниках — менее 5 м. Первые же обвалившиеся глыбы надежно защищали склон от дальнейшего подмыва. Отмелые берега при любой диспозиции склона размывались со скоростью до 10 м в год (93% случаев в первый год эксплуатации и 95% во второй). Наиболее интенсив-

Перемещение горизонталей 15,3 м

Таблица 1

Район	Год	Общее количество поперечников	Количество поперечников, на которых наблюдались размывы					
			до 10 м	10—20 м	20—30 м	30—50 м	50—60 м	больше 60 м
Пережимная область	1956	15	15	—	—	—	—	—
	1957	14	14	—	—	—	—	—
	1956—57	14	5	9	—	—	—	—
Озерная область	Отмелые берега	1956	29	27	2	—	—	—
		1957	21	20	—	1	—	—
		1956—57	21	13	8	—	—	—
	Приглубые берега	1956	41	5	22	9	5	—
		1957	41	17	18	6	—	—
		1956—57	45	4	11	18	10	2

Таблица 2

Гидрологические условия в первые два года эксплуатации Каховского водохранилища

Район	Год	Число дней стояния горизонтов			Число дней, свободных ото льда	со скоростью ветра, м/сек		
		13,0—14,5 м	14,5—15,0 м	15,0 м		всего	6—10	10—16
		Пережимная область	1955—1956	23	40	43	272	161
	1956—1957	121	95	59	290	169	50	13
Озерная область	1955—1956	—	—	—	287	132	33	4
	1956—1957	121	91	61	—	—	—	—

но размывались приглубые берега. В первый год эксплуатации подавляющая часть (88%) размывов здесь находилась в пределах 10—30 м при максимальных значениях 50—60 м. Во второй год увеличилось количество размывов до 10 м (42%) за счет уменьшения размывов 10—30 м (58%). За два года размывы в пределах 10—30 м составляют 65% случаев, и в пределах 30—50 м — 22%. Очень малые (до 10 м) или очень большие (50—60 м) размывы — исключение (соответственно 9 и 4%).

Как известно, различия в величине размывов на поперечниках, сложенных одинаковыми породами, являются результатом различий в условиях обрушения берегов и поступления волновой энергии, режима уровней и вдольберегового перемещения наносов. В первые годы эксплуатации водохранилищ решающее значение имеют, видимо, различия в энергии волнений. Для анализа роли этого фактора мы выбрали 31 поперечник, у которых все остальные факторы, за исключением энергии волнения, были примерно одинаковы. В результате статистической обработки (рис. 2) получены уравнения прямой регрессии с относительно высокими коэффициентами корреляции ($r = 0,67$ и $r = 0,74$):

$$y = 0,0357x - 7,0 \quad (1)$$

$$y = 0,0529x - 19,6, \quad (2)$$

где y — размыв в первый год эксплуатации в метрах для берегов, сложенных легко размываемыми породами — супесями, суглинками, мелкозернистыми песками — на прямолинейных участках берега при высоте его 3—10 м; x — энергия волнения в тысячах тоннометров, вычисляемая по формуле Н. Е. Коидратьева (1956) или Г. С. Башкирова (1957).

Уравнения (1) и (2) характеризуют индивидуальные условия Каховского водохранилища. Однако важно то, что мера связи между энергией волнения и размывами в первый год эксплуатации является довольно высокой ($r = 0,74$). Наибольшие значения коэффициента корреляции получены при учете энергии всех волн, формирующихся при скорости ветра от 5 м/сек и более. Тем самым косвенно подтверждается, что берег размывается всеми волнами, за исключением самых малых (высотой менее 0,3 м).

Для того же 31 поперечника были определены коррелятивные связи между энергией волнения и величиной размыва (перемещения горизонтали 15,3 м) во второй год эксплуатации водохранилища. Коэффициенты корреляции оказались низкими — меньше 0,5. Снижение меры связи между волновой энергией и размерами размыва обусловлено, видимо, неправильным определением величины энергии.

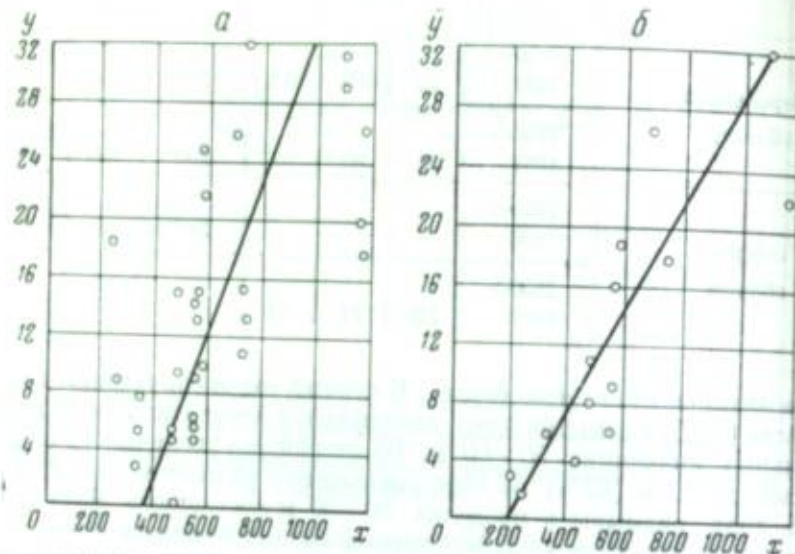


Рис. 2. Графики зависимости между величиной отступления горизонтали 15,3 м и суммарной расчетной энергией волн.
а — по данным для открытых створов (уравнение 2); б — по данным для населенного пункта (уравнение 1); у — размыв в м; x — суммарная энергия волн в тыс. тоннометров

Расчеты по формуле Н. Е. Кондратьева (1956) или номограммам Е. Г. Качугина (1955) используют в качестве исходного параметра значение высоты волн на краю отмели (или в открытом море). В первый год эксплуатации водохранилища при отсутствии отмелей рассчитанная таким образом энергия волнения примерно соответствовала активной энергии, разрушавшей берег. Образовавшиеся ко второму году эксплуатации прибрежные отмели уже оказывали тормозящее действие на волны и приводили к потерям волновой энергии, которые мы пока учесть не можем. Обращает на себя внимание тот факт, что в 1957 г. примерно на $\frac{2}{3}$ поперечников размывы были меньше, чем в 1956 г., и на $\frac{1}{3}$ — больше. Таким образом ранее существовавшее представление о том, что в первый год интенсивность размывов является максимальной, ошибочно. Это положение было впервые отмечено С. Л. Вендровым (1957) на Цимлянском водохранилище.

Анализ измерений 1957 г. на Каховском водохранилище показывает, что увеличение размывов происходит там, где отмели в 1956 г. получили небольшое развитие (10—15 м). Происходит как бы подтягивание узких отмелей к уровню средних (шириной 30—40 м). По-видимому, начальный период эксплуатации водохранилищ характеризуется неустойчивостью интенсивности размывов. Лишь после образования отмели некоторой начальной ширины происходит закономерное снижение интенсивности. В лесовидных суглинках и в гидрологических условиях Каховского водохранилища такая начальная отмель имеет ширину порядка 50 м и

уклоны от 0,025 до 0,035; формирование ее, видимо, будет происходить в течение значительного отрезка времени (до пяти лет). Ориентировочно ширину отмели можно считать равной 3—4 длинам волн ($B = 4\lambda$). При обычной для водохранилищ крутизне волн ($\frac{h}{\lambda} = 0,1$, где h — высота волн, близкая к максимальной)

$$B = 40h.$$

В нашем распоряжении имеются материалы о размерах размывов за 8, 13 и 14 лет эксплуатации Днепровского водохранилища. Построенные графики зависимости величины размывов от времени $S = f(t)$ показывают, что и здесь во многих случаях закономерное уменьшение размывов наступало лишь после пяти—восьми лет эксплуатации (рис. 3). Сопоставление этих данных с изменением уклонов отмели в те же сроки показывает, что угол наклона α_t изменяется во времени соответственно уравнению

$$\alpha_t = \alpha_n \cdot (1 - \delta t) + \alpha_n \cdot \delta t, \quad (3)$$

где α_n — угол наклона начальной отмели, формирующейся после двух—пяти лет неустановившегося размыва (в легко размываемых грунтах при максимальной высоте волны порядка 1,5—2 м; $\alpha_n = 1,5 - 2^\circ$; α_n — предельный угол наклона отмели, определяемый по теоретической формуле Г. С. Башкирова (1957) или по натурным наблюдениям на лиманах и озерах; δ — декремент затухания, равный

$$\delta = \frac{1}{t} \operatorname{arctg} \frac{\alpha_n - \alpha_t}{\alpha_n - \alpha_n}. \quad (3a)$$

Используя данные наблюдений на Днепровском водохранилище, получаем $\delta = 0,08$. Тогда уравнение (3) принимает окончательный вид

$$\alpha_t = \alpha_n - (\alpha_n - \alpha_n) \operatorname{th}(0,08 t) \quad (36)$$

при $t = 0$, $\alpha_t = \alpha_n$ и при $t = \infty$, $\alpha_t = \alpha_n$, что соответствует физической сущности явления. Зная α_t , можно определить величину размывов либо методом Г. С. Золотарева (1955), либо по формуле автора (Розовский, 1954).

В заключение остановимся на некоторых дискуссионных вопросах. В последнее время наметилась тенденция перейти в прогнозах переработки берегов к использованию энергетических зависимостей, связывающих энергию волн и сопротивляемость пород размыву. При этом используются параметры, которые не могут быть сами точно определены,

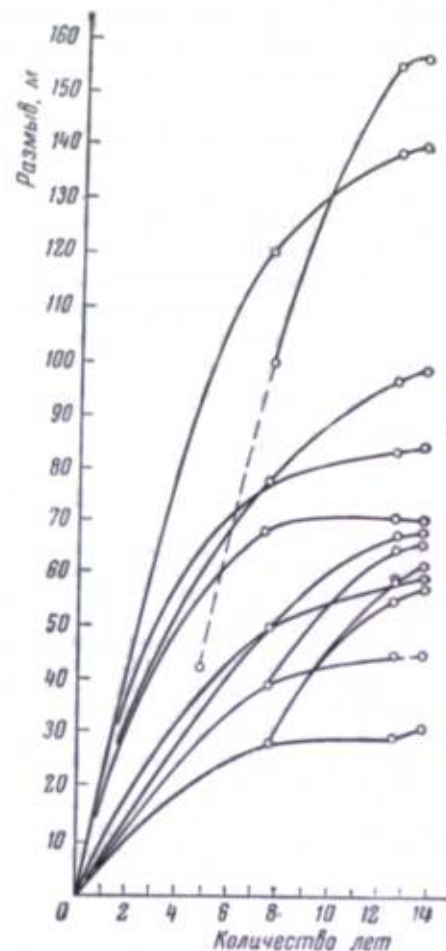


Рис. 3. Графики зависимости величины размыва от времени на некоторых участках берега Днепровского водохранилища

а следовательно, и прогноз энергии волнения и размывов не может быть точным. Как известно, при расчетах высоты волны по А. П. Браславскому (1952) возможна ошибка порядка $\pm 15\%$. В формулы для расчета энергии волнения входит высота волны в степени $2,5-3,0^1$. Следовательно, только ошибка в определении высоты волны составит $\pm 45\%$. Если учесть и возможные ошибки в определении влияния других величин, то суммарная возможная ошибка еще более возрастет. При указанной невысокой точности прогнозов нам представляется целесообразным исходить из следующих положений.

1. Нецелесообразно на данном этапе развития теории усложнять методику прогнозов переработки берегов, поскольку исходные данные предвчисляются с малой точностью.

2. При прогнозировании следует широко пользоваться более простыми методами аналогий.

3. Результаты прогнозов нельзя реализовать в виде решений об отселении. Последнее должно производиться по мере надобности по кратковременным прогнозам (не более чем на год). Прогнозы же переработки берегов на 10—15 и более лет следует использовать лишь для сметных расчетов, обоснования целесообразности защит и определения зон ограничения водного строительства.

ЛИТЕРАТУРА

- Башкиров Г. С. Приближенные методы моделирования размываемого дна водоема. Труды Одесск. ин-та инженеров морск. флота, вып. 13, 1957.
 Браславский А. П. Расчет ветровых волн. Труды Гос. гидролог. ин-та, вып. 35 (83), 1952.
 Вендров С. Л. Изменение рельефа берегов и дна Цимлянского водохранилища в 1952—1956 гг. Изв. АН СССР, сер. геогр., 1957, № 3.
 Золотарев Г. С. Инженерно-геологическое изучение береговых склонов водохранилищ. Труды Лабор. гидрогеол. проблем АН СССР, т. 12, 1955.
 Качугин Е. Б. О методике прогноза переформирования берегов водохранилищ. Тезисы докладов на Совещании по переработке берегов 27—28 мая 1955 г. Литогр. издание. М., 1955.
 Кондратьев Н. Е. Прогноз переформирования берегов водохранилищ под действием ветровой волны. Труды Гос. гидрол. ин-та, 1956, вып. 56 (110).
 Роговский Л. Б. Переработка берегов водохранилищ за 10 лет. Гидротех. строительство, 1954, № 2.

¹ Уравнение $E = \frac{1}{8} \rho g h^2 \lambda$ можно записать так: $E = \frac{1}{8} \rho g h^2 \frac{\lambda}{h}$. Принимая максимально для водохранилищ $\frac{\lambda}{h} = \frac{1}{8}$, получим $E = \rho g h^2$. Степень же 2,5 дается другими уравнениями, например, уравнениями Н. Е. Кондратьева (1956) и Г. С. Башкирова (1957).

К. О. Ланге

(Институт географии АН СССР)

НЕКОТОРЫЕ ВЫВОДЫ ИЗ НАБЛЮДЕНИЙ НАД ПРОЦЕССАМИ ПЕРЕФОРМИРОВАНИЯ БЕРЕГОВ ЦИМЛЯНСКОГО ВОДОХРАНИЛИЩА

Институтом географии АН СССР в течение ряда лет (1951—1957 гг.) проводилось изучение процессов переформирования берегов Цимлянского водохранилища. Методика полевых исследований заключалась в проведении ежегодных наблюдений на стационарных разрезах, выбранных и закрепленных на наиболее типичных участках побережья еще до заполнения водохранилища. Основной задачей исследований являлось установление характера эволюции надводной части берега и подводного берегового склона в зависимости от его первоначальных уклонов, геологического строения берега и дна, распределения глубин в прибрежной зоне, интенсивности и характера волнения. Кроме того, необходимо было выяснить закономерности распределения наносов на подводном склоне в связи со степенью выработанности берегового профиля. Влияние на формирование берегового склона вдольбереговых потоков наносов, а также взаимосвязь между параметрами волн, формой и уклонами береговой отмели нами не исследовались.

Несмотря на ограниченность методики и недостаточную оснащенность экспедиционных работ, нам удалось установить некоторые закономерности в развитии берегов крупных водохранилищ и подтвердить положения других исследователей. Остановимся на основных выводах наших работ.

1. Изменение надводной части берега и эволюция подводного берегового склона представляют собой единый процесс, определяющая роль в котором принадлежит процессам, протекающим на подводном береговом склоне. Главным источником энергии, за счет которой совершается переформирование берега, являются волны и течения. Чем большая часть их энергии будет израсходована на подводном склоне, тем меньшая работа будет произведена у основания надводного склона, и наоборот. Таким образом, основное направление формирования берега (т. е. развитие его по абразионному или аккумулятивному типу) определяется наряду с интенсивностью и характером волнений и течений также и характером подводного склона (первичными уклонами дна в береговой зоне, составом донных грунтов, режимов наносов и др.). С другой стороны, устойчивость надводного склона, характер и интенсивность его разрушения в значительной степени определяют поступление наносов на подводный склон и затрудняют или облегчают разрушительную работу волн.

2. Главным фактором переформирования берегов крупных водохранилищ являются ветровые волны. Взаимодействуя с подводным береговым склоном, они трансформируются сначала в мелководные, а затем в прибойные волны, при разрушении которых образуются плоские прибойные потоки, обрушивающиеся на берег. Нам удалось установить, что на ранних этапах формирования берега основную роль играют прибойные волны и прибойные потоки. К зоне их работы приурочены наиболее существенные морфологические изменения, тогда как на больших глубинах следы воздействия волн на дно ощущаются гораздо меньше. Аналогичную роль играют указанные типы волновых движений и в переносе наносов. Наибольшее значение в первые годы после заполнения водохранилища имеют продольные береговые потоки наносов. С ними главным образом связано формирование кос и пересыпей в устьях многочисленных небольших заливов и бухт, образованных при затоплении оврагов и балок.

3. Форма профиля подводной отмели может быть самой разнообразной. По нашим наблюдениям, в первые годы на абразионных (первоначально приглубых) берегах преобладают выпуклые профили и лишь по мере накопления песчаных наносов в приурезовой полосе верхняя часть их принимает форму вогнутой кривой, характерную для профиля равновесия невзвешиваемых наносов. Однако подобная форма сохраняется только при слабом и умеренном волнении. Штормовые волны обычно разрушают эти участки профиля, и он вновь становится целиком выпуклым.

4. Общие уклоны подводных отмелей постепенно выглаживаются. Наиболее четко это прослеживается на абразионных берегах, сложенных алевролитами, глинами и суглинками, т. е. там, где наносы на поверхности абразионной террасы практически отсутствуют. Подобное выглаживание может быть объяснено тем, что со временем ширина подводной отмели увеличивается, а глубина воздействия волн на внешний край отмели сохраняется почти неизменной. Однако это объяснение, по-видимому, для водоемов с постоянным уровнем, требует логической увязки с колебаниями уровня водохранилища и с интенсивностью волнения, работающего на разных уровнях.

5. Характер распределения наносов на подводном береговом склоне, в частности по среднему размеру частиц и коэффициенту сортировки, позволяет судить о степени выработанности профиля (т. е. о достижении им динамического равновесия) и о зрелости побережья в целом. Это в сочетании с другими данными в свою очередь дает возможность с достаточной точностью прогнозировать направление и темп дальнейшего переформирования берега в течение ближайших лет или, может быть, десятилетий. Однако достижение профилем состояния динамического равновесия не может само по себе означать, что данный участок берега достиг стабильного положения. В зависимости от ряда других обстоятельств на таких участках может продолжаться как дальнейшее отступление берега, так и выдвигание береговой линии в сторону водоема.

6. Важное место в прогнозе переформирования абразионных берегов занимает вопрос о минимальной крупности обломков, принимающих участие в строении береговой отмели. Обычно считают, что размер таких частиц должен быть больше 0,05 мм, поскольку более мелкие будут переходить во взвесь и выноситься за пределы береговой зоны. По нашим наблюдениям, характер накопления осадков в прибрежной зоне зависит от глубины и первичных уклонов дна, с одной стороны, и от амплитуды колебаний уровня водохранилища и интенсивности волнения при минимальном уровне — с другой.

У приглубых берегов нижней зоны водохранилища основание и нижняя

часть склона подводной отмели при любом положении горизонта воды располагаются ниже максимальной глубины воздействия волн, т. е. в пределах зоны неволновой аккумуляции. Здесь в сложении аккумулятивной части береговой отмели участвуют обломки всевозможных размеров, от крупных кусков обвалившейся породы, попавших сюда во время обрушения берега, до мельчайших илстых частиц, осевших из взвеси. В средней зоне водохранилища при понижении горизонта воды основание склона подводной отмели и дно становятся доступными для воздействия волн. Здесь возможна вторичная сортировка донных осадков, и илстые частицы могут быть либо удалены волнами за пределы береговой зоны (при усилении волнения), либо перекрыты слоем более грубых наносов (при соответствующих благоприятных условиях). В пробах грунтов, взятых на береговой отмели (при понижении уровня) и на дне, мы неоднократно наблюдали чередование слоев хорошо сортированного промытого песка, илстого песка и темноцветного песчаного ила. Только в верхней части береговой отмели, постоянно находящейся под воздействием волн, распределение и сортировка наносов подчинены упомянутой общей закономерности.

7. Существующие расчетные формулы позволяют получить величину полной энергии волнения у внешней границы береговой зоны. На непосредственное же разрушение берега затрачивается только часть этой энергии, а остальная расходуется над поверхностью подводной отмели и частично уходит с отраженными волнами. В общем виде баланс энергии в береговой зоне можно выразить уравнением

$$E_{\text{вн}} + E_{\text{доп}} = E_{\text{отр}} + E_{\text{вт}} + E_{\text{тд}} + E_{\text{н}} + E_{\text{рд}} + E_{\text{рб}}$$

Приходная часть баланса складывается из энергии внешних (глубоководных) волн, подходящих к краю подводного берегового склона ($E_{\text{вн}}$) и дополнительной энергии, полученной волнами от ветра уже при движении над береговой отмелью ($E_{\text{доп}}$). В расходную часть входят энергия, ушедшая за пределы береговой зоны с отраженными волнами ($E_{\text{отр}}$); энергия, затраченная на внутреннее трение между частицами воды ($E_{\text{вт}}$); энергия, потерянная за счет трения о дно без каких-либо морфологических изменений последнего ($E_{\text{тд}}$); энергия, затраченная волнами на перемещение и сортировку наносов ($E_{\text{н}}$); энергия, израсходованная на размыв коренных пород дна ($E_{\text{рд}}$) и берега ($E_{\text{рб}}$).

В каждом частном случае соотношение между членами приходной и расходной частей баланса может значительно варьировать. У крутых приглубых берегов, например, дополнительная энергия ничтожна, а у очень отмельных берегов волны будут получать от ветра значительную дополнительную энергию. Энергия, уходящая с отраженными волнами, будет весьма малой на отмельных берегах и достаточно ощутимой у крутых обрывистых берегов, основание которых уходит глубоко под уровень воды.

На начальном этапе формирования абразионных берегов волны, обрушиваясь на берег, почти всю свою энергию расходуют на размыв коренных пород и удаление обломков, тогда как на более поздних этапах, когда у основания абразионного обрыва сформируется широкая подводная отмель, основная часть работы волн будет расходоваться на перемещение и сортировку слагающих эту отмель наносов.

При разрушении надводного склона расход волновой энергии на размыв коренных пород происходит в основном лишь в узкой полосе между основанием абразионного обрыва и верхней границей заплесков. Лежащие выше толщи пород обрушиваются без непосредственного участия волн, а только под действием силы тяжести при нарушении первичного

равновесия. В дальнейшем вся обрушившаяся масса подвергается волновой переработке, при которой происходит определенная затрата энергии. Эта масса может попасть в сферу воздействия волн или без нарушения первоначальной сплошности (например, монолитное оползневое тело), или же будучи раздробленной на обломки различной величины (при обвалах или у основания опытных склонов). В последнем случае энергии израсходуется значительно меньше, чем при размыве этих же пород в коренном залегании. Таким образом, расчет коэффициентов размываемости пород, слагающих береговые склоны, требует максимальной осторожности. Точное определение их возможно только после детального изучения вопроса о расходовании энергии волнения на подводном береговом склоне.

8. Нам представляется необходимым развивать на берегах водохранилищ комплексные стационарные исследования, включающие проведение синхронных наблюдений за скоростями и направлением ветра, параметрами волн на различном удалении от берега, за величиной придонных скоростей, характером перемещения наносов и изменением морфологии надводного и подводного береговых склонов.

Исследования такого типа проводились на морских берегах В. В. Лонгиновым (1954, 1956), но механически перенести результаты этих работ на изучение берегов водохранилищ невозможно, так как волнение на водохранилищах существенно отличается от волнения на морях. Чтобы достаточно полно решить проблему прогноза береговых процессов, необходимо учитывать вдольбереговой перенос наносов. Надо, следовательно, от наблюдений на одиночных разрезах переходить к наблюдениям на значительных площадях, что позволит получить более полное пространственное представление о процессах и их результатах. Участки для наблюдений следует обеспечивать достаточным числом закрепленных на местности стационарных разрезов и выбирать их надо с таким расчетом, чтобы исключить поступление наносов с соседних участков берега. Такие комплексные стационарные исследования желательны вести в течение всего навигационного периода.

ЛИТЕРАТУРА

- Лонгинов В. В. О распределении придонных скоростей воды в береговой зоне. Труды Ин-та океанол. АН СССР, т. X, 1954.
Лонгинов В. В. О возможности непосредственного изучения наносодвижущего действия волнения в природных условиях. Труды Океаногр. комиссии АН СССР, т. 1, 1956.

Ю. П. Бялович

(Украинский научно-исследовательский институт
лесного хозяйства и агролесомелиорации)

ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКИЙ ЭФФЕКТ ВОЛНОЗАЩИТНЫХ НАСАЖДЕНИЙ НА ОЗ. ЛЕНИНА (УССР)

Волнозащитные насаждения создаются в виде очень густых кустарниковых зарослей из влаголюбивых видов ив, способных выносить ежегодно частичное затопление в безледный период в течение не менее пяти месяцев (Бялович, 1953, 1955, 1957). Они вызывают сильную рефракцию и дифракцию волн, в результате чего высота волн в несколько раз уменьшается, а вынужденное трехмерное волнение преобразуется в упорядоченную двумерную зыбь.

Трансформация волн насаждением изучалась не только в натуре, но и на модели (Бегам, 1954; Высоцкий, 1955). Влияние же волноломных насаждений на береговые потоки наносов и на перемещение береговой линии до сих пор еще не изучено. В данном сообщении приводятся некоторые материалы по этим вопросам, собранные в 1957 г. на оз. Ленина (водохранилище ДнепрогЭС им. В. И. Ленина). На берегах озера за время его существования выработан бенч-пляж шириной от 30 до 100 м и более, с уклонами порядка 0,006—0,060. С 1955 г. уровень воды на оз. Ленина стали держать на более высоких отметках, чем в прежние годы, вследствие чего усилилась абразия и отступление береговой линии достигло 2—10 м (максимум 20) в год.

В годы с прежним уровнем режимом в верхней части бенч-пляжа поселялся самосев ив белой и миндальной. На некоторых участках он сохранился и при подъеме уровня образовал волнозащитные насаждения, отличающиеся крайней нерегулярностью. Ива белая произрастает в них преимущественно в виде резко обособленных порослевых «курений», насчитывающих по несколько десятков действующих побегов, причем размещение курений тоже неравномерное, куртинами. Эта нерегулярность насаждений, тем более при небольшой их ширине, казалось бы, должна снижать их защитное действие. Однако несмотря на это, всюду, где они высажены, полностью прекращается отступление береговой линии. На незащищенных участках с обеих сторон от каждого волноломного насаждения наблюдается активный клиф, а в «волновой тени» насаждения — мертвый клиф, бровка которого закруглена. В верхней части мертвого клифа еще сохраняется некоторая отвесность стенки, внизу же стенка закрыта слежавшимися старыми массами обрушившегося грунта, выложенными до 30—40°, заросшими степной, луговой или болотной растительностью и покрытыми растительной подстилкой (рис. 1). Примерное размещение активных



Рис. 1. Участок берега с волнозащитным насаждением.

На переднем плане слева — мертвый клиф высотой 10 м под защитой насаждений; далее — полувзрослый клиф (частично защищенный насаждением) и активный клиф; на мысу — полувзрослый клиф, продвижение которого задерживается одиночными кустами ивы

мигдальной

и мертвых клифов в связи с размещением волнозащитных насаждений показано на рис. 2.

В последние два-три года берег на незащищенных участках отступал на 1—5 м в год. При этой скорости отступления защищенные участки еще не успели заметно выдвинуться в озеро (максимальное выдвигание равно 10 м), так как длительность защитного действия незначительна, а многие насаждения размещены на вогнутых участках берега. В связи с этим может быть поставлен вопрос, являются ли насаждения причиной стабилизации соответствующих участков береговой линии или же стабилизация некоторых участков берега сама явилась причиной возникновения здесь насаждений. О правильности первого предположения определенно свидетельствуют следующие факты.

Во-первых, геоморфологический анализ показывает, что обрыв позади насаждений представляет собой клиф. На фоне общего оживления абразии и спрямления береговой линии не видно иных причин отмирания клифа, кроме влияния насаждений.

Во-вторых, во всех естественных волнозащитных насаждениях на оз. Ленина возраст деревьев и кустарников увеличивается в направлении к центру озера. Самые старые экземпляры приурочены к мористой опушке, а в верхней части насаждения встречаются только самые молодые экземпляры. Это свидетельствует о том, что тыловая часть бенча-пляжа образовалась уже после поселения ив на морской его части, т. е. что абразия продолжалась после начала зарастания бенча-пляжа.

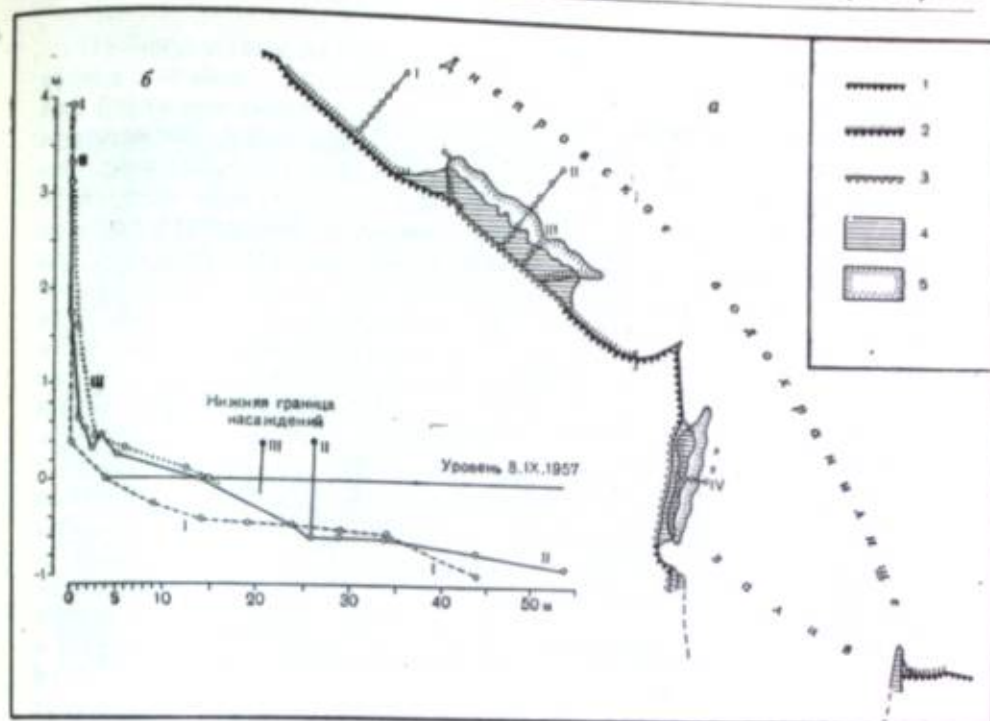


Рис. 2. План участка с насаждениями (а) и профили по разрезам (б).

1 — активный клиф (верхняя часть бенча под водой); 2 — активный клиф (верхняя часть бенча над водой); 3 — мертвый клиф; 4 — бенча-пляж выше уровня воды; 5 — контуры насаждений; I—IV — разрез

В-третьих, искусственные волнозащитные насаждения на одном из участков были созданы под заведомо активными клифами, обследованными в 1951 г. Стабилизация абразионного берега сопровождается изменениями состава бенча-пляжа, уровня дна, поперечных уклонов и микрорельефа.

Под волнозащитными насаждениями суглинистый бенч покрывается мелким песком с примесью органического детрита. Песчано-детритовый покров утончается в мористую сторону, а иногда выстилает только тыловую часть насаждения. Под защитой насаждения песчано-детритовый пляж поднимается иногда выше нормального подморного горизонта, образуя постоянный береговой вал. Песчаный покров образуется временами и на незащищенных (контрольных) участках, но здесь он весьма неустойчив, держится только при некоторых волновых режимах и уровнях воды, в то время как внутри волнозащитных насаждений он постоянен. Так, например, на одном из защищенных участков песчаный пляж имеет ширину 10—20 м при мощности от 3—4 до 35 см; другое насаждение покрыто таким пляжом сплошь, а на третьем фрагментарном насаждении, расположенном на открытом мысу, песчано-детритовый вал имеет мощность 1 м; контрольные же участки с обеих сторон от каждого из этих насаждений представляют собой обнаженный суглинистый бенч. Постоянный песчаный вал в тыловой части волнозащитного насаждения поглощает дошедшие до него остатки волновой энергии и изолирует клиф от действия воли и прибойного потока.

Под ближней к берегу частью волнозащитных насаждений всегда, а под мористой в большинстве случаев уровень дна выше, чем на контроль-

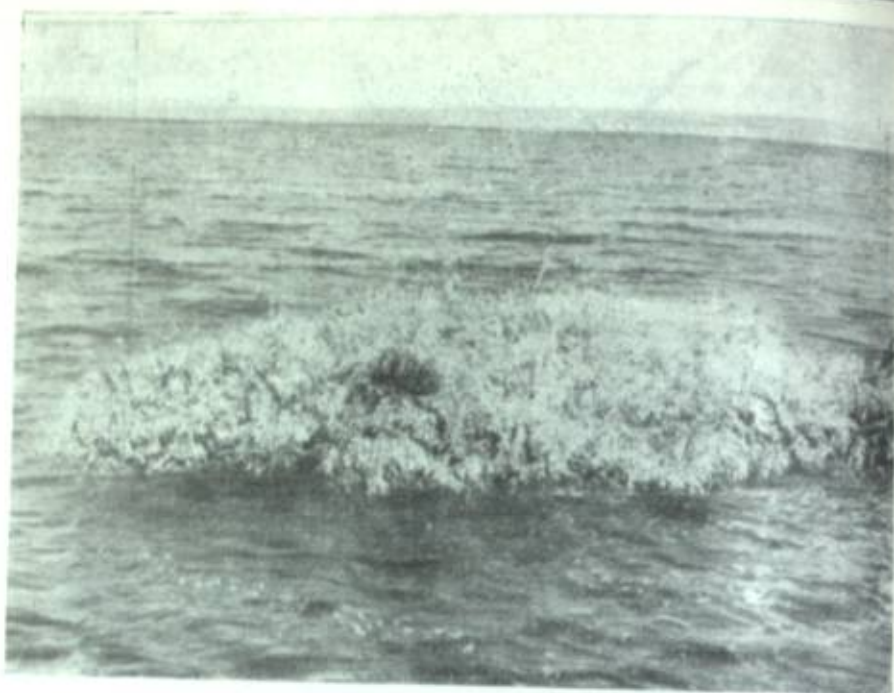


Рис. 3. «Плавающие карлики» ивы белой на глубине 1,2—1,4 м, выдержавшие непрерывное затопление в течение 530 суток

ных, незащищенных участках. В некоторых случаях это превышение достигает 40—50 см и сопровождается изгибом изобаты в сторону водоема на 5—15 м. На одном из участков, например при уровне нормального подпорого горизонта, в волнозащитном насаждении наблюдался надводный пляж шириной 10 м, в то время как на контрольном отрезке берега урез воды проходил по самому клифу.

Под волнозащитными насаждениями формируется своеобразный профиль дна, приспособленный к данным гидродинамическим условиям. Под основной частью насаждения (не считая крайней тыловой его части) образуется выпуклый профиль, как это показано на рис. 2; перед мористой опушкой этого насаждения сформировалась горизонтальная элементарная штормовая прощадка, глубже которой уклоны вновь постепенно нарастают. Такой профиль дна образуется при сравнительно глубоком затоплении достаточно густого и широкого насаждения, т. е. под лучшими и правильно размещенными насаждениями. В противоположных условиях под насаждением формируется вогнутый профиль.

Выпуклость профиля свидетельствует о повышенной гидродинамической активности густой внешней опушки по сравнению с внутренней частью насаждения. На моделях было показано, что даже при однородной густоте сквозного сооружения эффект уменьшения им высоты волны на 50% проявляется в первой четверти длины волны от его морского края (Costello, 1952). Опушка же имеет не только повышенную густоту, но и большее количество горизонтально плавающих ветвей длиной 2—3 м, побегов и целых плавающих крон. В условиях длительного затопления ива образует на морской опушке «плавающие карлики» (рис. 3) с гибкими стволиками, по длине своей иногда в несколько раз превышающими глубину. Стволики и очень тонкие веточки таких карликов, сконцентрированные у самой поверхности воды, должны гасить немалую часть их энергии.

На бечке-пляже под волнозащитными насаждениями ивы белой формируется особый приствольный микрорельеф — «корневые подушки». Ива белая при затоплении образует водяные корни длиной до 1 м, между которыми во время штормов набивается мусор, органический детрит, песок, раковины моллюсков, ил, илывые частицы. Таким образом, постепенно образуется приствольный аккумулятивный бугор высотой в несколько десятков сантиметров и диаметром от 0,5 до 3 м. Устойчивость корневой подушки увеличивается тем, что рост корней в ней продолжается; поверхность ее буквально насыщена тонкими живыми корнями и окружена плавающими. При очень густом и равномерном размещении растений их корневые подушки сливаются в сплошной плоский корневой тюфяк, а при густом размещении только в рядах — в корневые заборчики. На мелководье или при сработке уровня воды корневые подушки превращаются в отростки, постоянные или сезонные. Их защитная роль заключается в улавливании наносов, в скреплении дна и в гашении волн по типу и сплошных и сквозных сооружений. Кроме того, корневые подушки создают плодородный субстрат и отдушину аэрации для ивы.

В заключение следует заметить, что волнозащитные насаждения при известных условиях могут быть созданы и на морских берегах. Например, абразионный берег у маяка Балье (эстуарий Эльбы, несколько ниже входа в Кильский канал) за 20 лет отступил на 70 м. От береговой линии до глубины 2 м, считая от уровня полной воды (величина прилива 2,6 м), после 1950 г. были созданы тростниково-камышовые заросли шириной 70—120 м. Они очень скоро начали накапливать наносы и прекратили отступление береговой линии (Klein, 1957). Еще больший интерес в этом отношении представляет успешное опытное применение морских злаков из рода спартина, очень устойчивых к волнению и течению (Veen, 1956). Превосходно гасят волну и интенсивно аккумулируют даже взвешенные наносы мангровые заросли (Gessner, 1955), рекомендовавшиеся для защиты морских берегов (Case, 1938).

Таким образом, создание волнозащитных насаждений в тех местах, где это возможно по природным условиям, в частности на берегах водохранилищ, позволяет при наименьшем эффекте избежать сооружения громоздких и дорогостоящих сооружений иного типа.

ЛИТЕРАТУРА

- Бегам Л. Г. Лесонасаждения для защиты железнодорожных сооружений. Труды Всес. научно-исслед. ин-та железнодорож. строительства, т. XV, 1954.
 Бялович Ю. П. Облесение Каховского водохранилища. Лес и степь, 1953, № 1.
 Бялович Ю. П. Волноломные насаждения. Труды Укр. научно-исслед. ин-та лесного хоз., т. 17, 1955.
 Бялович Ю. П. Влияние древесной и кустарниковой растительности на волнение и абразию. Изв. АН СССР, сер. геогр., 1955, № 3.
 Бялович Ю. П. Шкала устойчивости древесных и кустарниковых пород к затоплению. Бот. журнал, 1957, № 5.
 Висоцкий А. Ф. Метод расчета волногасящих полос лесонасаждений. Труды Всес. науч.-исслед. ин-та железнодорож. строительства, т. 71, 1955.
 Case C. O. The use of vegetation for coast protection. Agric. Journ. Brit. Guiana, 1938, N 9.
 Costello R. D. Damping of water waves by vertical cylinders. Trans. Amer. Geophys. Union, 1952, N 4.
 Gessner F. Hydrobotanik, Bd. 1, 1955.
 Klein H. A. Lebendbau im Tidegebiet. Die Wasserwirtschaft, 1957, № 8.
 Veen J. Organogene Landgewinnungsversuche im Haringvliet. Arch. Hydrobiol. 1956, № 3.

А. Д. Колбутов

(Ленинградский филиал Гидропроекта)

РЕЗУЛЬТАТЫ ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКИХ НАБЛЮДЕНИЙ НА БЕРЕГАХ ВОДОХРАНИЛИЩ

Ленинградский филиал Гидропроекта проводил летом 1956 и 1957 гг. геоморфологические исследования берегов Камского водохранилища. Кроме того, были проведены геоморфологические маршруты на некоторых участках Горьковского, Куйбышевского, Цимлянского и Рыбинского водохранилищ.

По геоморфологическому признаку в пределах района можно выделить девять генетических типов берегов. В свою очередь генетические типы объединяются в три основные группы берегов: абразионные, аккумулятивные и сложные.

Группа абразионных берегов формируется на месте заполнения крутых склонов, нередко изрезанных балками и оврагами. В нее входят:

1) обвально-абразионные берега, образующиеся на участках побережий, сложенных легко размываемыми лёссовыми, лёссовидными, песчано-глинистыми и пылеватыми породами. Здесь интенсивная абразионная деятельность сопровождается активными процессами осыпания, обваливания и обрушения породы по склону. По-видимому, к этому типу следует отнести береговые участки, сложенные гипсами и ангидритами, где химическое растворение пород ускоряет процессы подмыва;

2) оползено-абразионные берега, развивающиеся на участках, сложенных перемежающимися глинистыми и песчаными отложениями. У подобных склонов, а также на месте старых оползней абразионная деятельность усиливается оползевыми процессами. При этом оползание непосредственно подмываемых пород усиливается оползнями вышележащих пород;

3) абразионно-денудационные склоны, вырабатывающиеся в берегах, сложенных прочными породами (гранитами, песчаниками и др.). В разрушении этих берегов абразионная деятельность уступает агентам выветривания: попеременному смачиванию и осушению, охлаждению и прогреванию, промораживанию и оттаиванию пород.

Группа аккумулятивных берегов образуется, как известно, на месте затопления низких и плоских равнин, широких и пологих склонов озерного или озерно-речного происхождения, а также в пределах балок, оврагов и боковых речных долин, имеющих незначительные продольные уклоны. К этой группе относятся:

1) аккумулятивные берега, формирующиеся в местах распространения легко размываемых пород (пылеватых песков, супесей и суглинков). при углах наклона берега не более $1,0-1^{\circ},5$, а также в плотных и сне-

ментированных породах (глины, алевролиты, песчаники и др.), при углах наклона в пределах $2-4^{\circ}$;

2) нейтральные берега, образующиеся на участках, где не происходит ни аккумуляции новых осадков, ни размывания первоначальных склонов. Нейтральными берегами являются пологие и широкие части склонов речной долины, которые были выработаны в озерных или близких к ним условиях в конце ледникового периода.

Группа сложных берегов включает в себя:

1) аккумулятивно-абразионные берега в местах с извилистой береговой линией при наличии вдольбереговых течений, влекущих песчаные наносы. В этих условиях мысы, выступающие в акваторию водохранилища, и мысы в устьевых частях заливов и бухт подвергаются усиленному размыву. Наряду с этим, как показывают данные наблюдений на Камском и Цимлянском водохранилищах, происходит аккумуляция наносов в вогнутостях береговой линии и образуются площадки аккумулятивных береговых отмелей, пляжей, пересыпей и дельт, в особенности там, где днища балок и заливов имеют незначительные уклоны. Такой тип берегов создается также на месте сравнительно пологих и широких склонов (крутизной около $7-10^{\circ}$), сложенных преимущественно песками;

2) абразионно-эрозионные и 3) аккумулятивно-эрозионные берега, образующиеся главным образом в верховой или русловой зоне водохранилища, где при незначительном ветровом волнении сохраняются русловые течения и создаются условия сезонных озерно-речных паводковых разливов;

4) переходные берега, представляющие собой переходные формы от аккумулятивных и даже нейтральных к абразионным. Такие берега могут образоваться из описанных выше при значительной (по высоте и перемещению береговой линии) навигационной сработке, как это происходит, например, в районе хутора Приморского на Цимлянском водохранилище.

Рассмотренные генетические типы берегов при разном геологическом строении разделяются, кроме того, на участки с одинаковым литологическим составом породы и со сходными физико-механическими свойствами пород по отношению к размываемости их волнами и течением. Например, абрадируемая береговая полоса у с. Слудка по составу и прочности пород делится на восемь участков — площадок с одинаковым строением.

С точки зрения интенсивности обрушивания берега и накопления новых осадков выделенные генетические типы дополнительно разделяются на участки с высокими, средними и низкими береговыми склонами, в пределах которых скорость продвижения бровки будет различной. Наглядным примером зависимости скорости продвижения бровки от высоты склона может быть участок у пристани Усть-Кемаль. Здесь высокий (до 10 м) обрыв переместился на 10 м, а низкий берег (высотой около 5 м) одинакового строения за это же время продвинулся на 15 м.

Для определения границ типов и участков берегов нами приняты следующие отдельные признаки или их сочетания, которые отчетливо наблюдаются в природе: 1) смена пород различного состава, прочности и сопротивляемости размыву волнами и течением (литологические или стратиграфические границы); 2) пределы распространения склонов (надводных и подводных), различных по крутизне, ширине, длине и степени расчленения; 3) характер проявления современных физико-геологических процессов, инженерно-строительная деятельность человека на склонах, а также задернованность и залесенность склонов.

Геоморфологическими наблюдениями и промерами береговых отмелей на водохранилищах установлено, что на берегах водохранилищ, затронутых абразионной деятельностью, в первые годы наблюдается возникновение площадок береговых отмелей преимущественно абразионного характера. Аккумулятивные и сложно построенные береговые отмели образуются главным образом в устьях бухт, заливов, возникших на месте затопленных балок, оврагов и боковых долин, а также в пределах широких заливов между мысами и в вогнутых участках извилистой береговой линии. Некоторые участки побережья имеют береговые отмели, на которых абразионные площадки, перекрываясь новыми осадками, быстро переходят в аккумулятивные, а последние в результате размыва вновь становятся абразионными. Так, на профиле 6 у с. Слудка (рис. 1) после



Рис. 1. Схема развития береговой отмели.
а — аккумулятивная отмель; б — абразионная ступень.

весеннего промера в 1957 г. вырисовывалась ступень аккумулятивной отмели а, сложенная щебенкой и песком преимущественно алевролитового состава из пермских пород. После же осеннего промера и при более низком уровне зафиксирована абразионная ступень береговой отмели б, выработанная уже в пермских алевролитах. Подобная смена ступеней развития береговой отмели наблюдалась и на других участках побережья, подчеркивая большую подвижность прибрежной части дна, которая неоднократно отмечалась многими исследователями морей и водохранилищ.

Изучение береговых отмелей на водохранилищах позволяет установить, что распределение и развитие береговых отмелей находится в тесной зависимости от расположения генетического типа берега, а также от зоны акватории водохранилища, т. е. зависит во многом от первоначального (до затопления) рельефа речной долины и гидрологических условий (существующих или проектируемых).

Судя по тому, что в озерной зоне водохранилища при разных уровнях в одних и тех же породах образуются площадки береговой отмели с одинаковыми уклонами, надо полагать, что не волнение определяет уклоны береговой отмели, а состав породы, ее физико-механические свойства и особенности строения подмываемого берега. Величина же энергии волн и продолжительность их действия проявляется на скорости формирования береговой отмели, ее размерах и глубине проникновения волнового размыва на подводный береговой склон (Лабзовский, 1957). Непосредственная связь свойств пород с углами наклона береговых отмелей обнаруживается в ступенчатом рельефе последних на водохранилищах, созданных несколько лет тому назад. При этом наблюдения показывают, что малые уклоны береговой отмели возникают сразу. Они встречаются чаще, чем наибольшие для данной породы, и характеризуются постоянством величин углов, что можно иллюстрировать примерами наблюдений на Цимлянском (табл. 1) и Камском (табл. 2) водохранилищах.

Таблица 1
Уклоны береговой отмели на некоторых участках
Цимлянского водохранилища

Пункт	Порода	Угол наклона береговой отмели	
		наибольший	наименьший
Пристань Нижне-Чирская То же	Суглинок гумусированный лёссовидный	1°40'	0°50'
	Песок мелкозернистый рыхлый	1°20'	0°30'—0°40'
Нижне-Чирской дом отдыха То же	Суглинок лёссовидный железистый	—	1°10'
	Песок мелкозернистый со щебнем и галькой	7°10'	2°10'—3°30'
» »	Суглинок лёссовидный железистый	3°30'	1°50'
» »	Песок разнозернистый со щебнем и обломками	4°20'—4°50'	1°50'
» »	Суглинок лёссовидный, слабо железистый	—	1°20'
» »	Песок со щебнем	5°30'—5°40'	4°10'

Из табл. 1 видно, что наибольшие углы наклона в лёссовидных суглинках, различно уплотненных и железистых, колеблются от 1°20' до 3°30', а в песках с разным содержанием включений — от 0°30' до 7°10'. Наименьшие углы наклона береговой отмели, выработанные в суглинках и песках, характеризуются большим постоянством величин углов (для суглинков от 0°50' до 1°50', а для песков от 0°30' до 4°10'). Такая же закономерность отчетливо проявляется и на береговых отмелях Днепровского водохранилища (Пышкин, 1954).

В табл. 2 приводятся величины уклонов береговых отмелей для пород, различных по составу, генезису и прочности по отношению к размыву их волнами и течением. При этом для конечной стадии преобразования склона указываются предельно малые уклоны береговых отмелей для данной породы.

На наш взгляд, предельно малые уклоны отмелей обеспечивают вероятность наибольшей активности волнового размыва. Следовательно, эти уклоны необходимо учитывать при расчетах и построениях нового профиля на конечную или любые другие стадии переработки берега в основной озерной зоне водохранилища. Из табл. 2, уточняющей данные Г. С. Золотарева и Е. Ф. Комаровой (Золотарев, 1955) по Куйбышевскому водохранилищу, видно, что предельно малые уклоны меняются в зависимости от плотности, цементации и включений при одном и том же составе породы. Уклоны могут увеличиться со временем за счет образования на береговой отмели валунной отмости и уменьшиться в результате измельчения обломков гальки и щебня. Вследствие изложенного вряд ли можно сводить разнообразие физико-механических свойств породы к одному фракционному составу. Оценивать переработку необходимо на основании данных о плотности и прочности, о влажности и удельном весе пород в различных состояниях.

В результате геоморфологических исследований выявлено также, что состав, физическое состояние и условия залегания пород подмываемого

Углы наклона береговиз отмелей в породах разного состава для оверной зоны Камского водохранилища

Таблица 2

Характеристика пород	Возраст и генезис пород	Категория размываемости *	Генетический тип берега	Углы наклона береговой отмели					
				по Г. С. Зодотареву (1955) и Е. Ф. Комаровой		по данным природных наблюдений			
				через 10 лет	конечная стадия	в первые годы наблюдений	абразивная стадия	конечная	в первые годы наблюдений
Суглинки пылеватые, лёссовидные, однородные, тинк-лые и средние, обычно слабобезвестковистые, средней плотности, прослоями гумусированные Лёсс и лёссовидные суглинки и супеси Суглинки пылеватые, лёссовидные, однородные, очень плотные, прослоями ожелезненные Суглинки пылеватые, лёссовидные с примесью щебня, гальки и гравия, известняковых и песчанниковых пород Суглинки валуновые, несортированные с примесью гравия, гальки и щебня (моренца)	$Q_{2,3} la_1, pg_1$	I	Абразивный	2-3°	1-1°30'	0°50'-2°	0°50'-1°30'	-	-
	$Q_{2,3} la_1, pg_1$	I	То же	2-3°	1-1°30'	1-2°30'	1°-1°30'	-	-
	$Q_{2,3} la_1, pg_1$	II	»	-	-	1°54'-2°18'	1°50'-2°	-	-
	$Q_{2,3} da_1, la_1, pg_1$ (прибрежная фация)	II	»	-	-	3-5°	3-4°	-	-
	$Q_{2,3} gl$	II	Аккумулятивно-абразивный	-	-	3-6°	5-6°	-	-
	$N_2^*, N_2^* lim$ (N_2-Q_1) ^d , $Q_{1,3} lim$	II	Абразивный	-	-	2°24'-4°30'	2°-2°30'	-	-

Таблица 2 (продолжение)

Характеристика пород	Возраст и генезис пород	Категория размываемости *	Генетический тип берега	Углы наклона береговой отмели						
				по Г. С. Зодотареву (1955) и Е. Ф. Комаровой		по данным природных наблюдений				
				через 10 лет	конечная стадия	в первые годы наблюдений	абразивная стадия	конечная	в первые годы наблюдений	конечная
Глины тяжелые, очень плотные Оползневые накопления — глины и суглинки нарушенные, перемитые, иногда со щебенкой плотных пород (песчанников, мергелей, глины) Смощенные и раздробленные блоки и пакки глины, мергелей, алевроитов с глинистой массой в зоне смятия Пески тонко- и мелкозернистые, уплотненные, с прослоями суглинков и глины Пески тонко- и мелкозернистые, однородные, сушеи и суглинки легкие, илстые Пески тонкозернистые, однородные, рыхлые, сушеи илистые Пески средние и разноезернистые, уплотненные, с галькой Пески средние и крупнозернистые, галечниковые или щебнчато-галечниковые а) слабых пород б) крепких пород	$I_3, Cr_{1,2}$ $Q_4 dp$ $Q_4(P_2Cr) dp$	II II	Абразивный То же	4° 3-4°	2° 1-2°	4-6° 3°18'-5°48'	2-3° 2°30'-5°	-	-	
	$Q_4(P_2Cr) dp$	III	»	4-6°	2-3°	-	-	-	-	
	$N_2^* ma_1, Q_2^* la_1$ $Q_2^* a_1$ $Q_{2,3} la_1, l, fg_1, Q_4^* l$ $N_2^* ma_1, lim$	I I I	Аккумулятивно-абразивный Нейтральный Аккумулятивный	1-1°30' 1-1°30'	0°40'-1° 0°40'-1°	1°54'-4°12'	2-3°25' 0°50'-1°	2-2°30' 0°50'-1°	-	1°06'-2° 0°20'-1°20'
	$Q_2^* a_1, Q_3, fg_1$	I	Аккумулятивно-абразивный То же	-	-	1°50'-3°50'	2-3°	-	-	
	$Q_{2,4} a_1$ Q_3, fg_1	II	То же	-	-	3°30'-5°30'	3°30'-5°	-	-	
					-	-	3°30'-6°30'	5-7°	-	-

Таблица 2 (окончание)

Характеристика пород	Возраст и генезис пород	Категория размываемости *	Генетический тип берега	По Г. С. Золотареву (1955) и Е. Ф. Комаровой		Углы наклона береговой отмели		По данным природных наблюдений	
				через 10 лет	конечная стадия	Абразионная стадия		Аккумулятивная стадия	
						в первые годы наблюдений	после	в первые годы наблюдений	после
Галечники мелкие с крупнозернистым песком, щебнем скальных и полускальных пород с глинистым заполнителем	Q ₂ al	II	Абразионный	10—12°	6—8°	6—7° 10—13°	6° 10°	2°40'—5°30'	3—5°
	Q ₃ fgl Q ₄ al, gr	II	Аккумулятивно-абразионный	—	—	3°30'—7°	3°30'—5°	2°40'—5°30'	3°30'—5°
Уплотнённые пески мелко- и разнозернистые с прослоями, линзами, глыбами песчаных, конcretionных фосфоритов, содержание неравномерное	J, Cr, Pgm (морские)	III	То же	10°	4—5°	—	—	2°30'	—
	Мергели, опоки, мел, алевролиты	IV	Абразионный	—	—	3°20'—5°50' 10°	3—5° 4—5°	—	—
Известняки плуччатые, плотные, нерасслоенные алевролитами, мергелями, рыхлыми песчанниками	P ₂ Cr								
	P ₁ , P ₂								
а) щебневатые, трещиноватые б) массивные						5°20'—7°	6—7°	—	—
						9°54'—12°42'	10°	—	—

* I — легко размываемые, II — размываемые, III — трудно размываемые, IV — практически неразмываемые.

берега по-разному влияют на различные процессы переработки надводных склонов. Наиболее типичными из них являются:

1. Отвесные или почти отвесные обрывы, обрушивающиеся по вертикальным глубоким трещинам, нередко с нависающими глыбами, висячими нишами, желобами и навесами в основании склона. Они образуются в лёссовых породах, а также в однородных плотных пылеватых глинисто-песчаных породах лёссовидного облика. Здесь нижняя стенка подмыва или обрушения совмещается с плоскостью верхней стенки отрыва в силу свойств однородных пылеватых пород сохранять вертикальные откосы.

2. Крутые вогнутые склоны с хорошо выраженной верхней стенкой отрыва, переходящей в наклонную плавно изогнутую поверхность предельно крутого откоса. Поверхность откоса, покрытая блоками мелких обвалов или осыпями, уходит под урез воды или подрезается нижней стенкой подмыва. Эти склоны создаются в песках, а также супесях и суглинках, характеризующихся относительно неоднородным механическим составом или неодинаковыми условиями увлажнения и обводнения.

Отвесные обрывы и крутые вогнутые склоны образуются при непрерывном воздействии волнения и течения (абразии) и, как отмечает Е. Г. Качугин (1957), в результате прерывистого неравномерного обрушения и смещения земляных масс вниз по склону.

3. Крутые ступенчатые склоны с системой верхних стенок отрыва, образованные в многослойной толще глинистых и песчаных пород различной плотности и трещиноватости, нередко по-разному увлажнённых и обводнённых. Эти склоны, прикрытые с поверхности оползневыми или обвальными блоками, смещающимися вниз по откосу, образуются в результате как непрерывного размыва основания надводного склона, так и прерывистого, неравномерного оседания, обрушения и оползания его.

Кроме того, в результате размывания оснований надводных склонов и возникновения стенок отрыва и подмыва, волноприбойных ниш и желобов, а также переменного промачивания и высухания, промораживания и оттаивания и других нарушений устойчивости склонов образуются различные сравнительно мелкие формы. По Г. С. Золотареву (1955), это обвалы и обрушения, осевшие глыбы, осыпи, сльвы, оплывины и осовы, а также оползни-сльвы и оползни-блоки.

При этом основной формой переработки, которая сопровождает все другие, является отмыв, отмучивание и унос под действием волнения и течения глинистых и пылеватых частиц породы, слагающей берег.

Выводы

1. Формирование новых берегов на водохранилищах определяется не только гидрологическим режимом, но и особенностями геоморфологических условий их развития.

2. Прогноз формирования новых берегов на водохранилищах должен учитывать сложный характер взаимодействия природных процессов, возникающих под влиянием ветра, волнения, колебания уровня и течений у берегов водохранилищ.

3. Разнообразные и сложные сочетания гидрологических и геоморфологических факторов в процессе формирования новых берегов на водохранилищах можно систематизировать в девять генетических типов, для каждого из которых характерен свой путь развития береговой отмели. В пределах одного генетического типа при разнородном геологическом строении выделяются участки с одинаковым составом породы и сходными

физико-механическими свойствами по отношению к размыву волнами и течением.

4. Сложные взаимодействия с берегом ветровых волн и изменений уровня, проявляющиеся в пределах генетического типа или участка, схематически можно выразить через глубину проникновения волнового размыва на подводный склон и предельно малые уклоны береговой отмели, которые определяются физико-механическими свойствами данной породы.

5. Предельно малые углы береговой отмели и углы надводных предельно устойчивых откосов для проектных профилей следует выбирать на основании аналогий с берегами уже существующих озер и водохранилищ.

ЛИТЕРАТУРА

- Вендров С. Л. О динамике береговой зоны Цимлянского водохранилища. Изв. АН СССР, сер. геогр., 1955, № 5.
- Золотарев Г. С. Инженерно-геологическое изучение береговых склонов водохранилищ и оценка их переработки. Труды Лабор. гидрогеол. проблем, т. 12, 1955.
- Качугин Е. Г. О шаге обрушения откосов. Вопросы гидрогеологии и инженерной геологии, сб. 14, 1957.
- Лабзовский Н. А. О динамических явлениях в водохранилищах. Тезисы докладов III Всесоюзного гидрологического съезда, секция озер и водохранилищ, 1957.
- Панов Д. Г. Формы разрушения берегов Цимлянского водохранилища. Природа, 1956, № 8.
- Пышкин Б. А. Вопросы динамики берегов водохранилищ. Киев, Изд-во АН УССР, 1954.

Г. А. Орова

(Институт океанологии АН СССР)

ОПЫТЫ ПО ИЗУЧЕНИЮ ДЕФОРМАЦИЙ РАЗМЫВАЕМЫХ ОТКОСОВ И ВДОЛЬБЕРЕГОВОГО ПЕРЕМЕЩЕНИЯ ПЕСКА

Институтом океанологии АН СССР совместно с Институтом географии АН Азербайджанской ССР в конце 1958 г. были проведены лабораторные исследования процессов выработки профилей равновесия размываемых берегов и вдольберегового перемещения наносов. Опыт проводился на пространственных моделях в волновом бассейне размером $27,0 \times 15,5 \times 0,8$ м, оборудованном волнопродуктором щитового типа с одной осью вращения на дне. Моделью берега служил откос из ракуши, покрытый в центральной части слоем кварцевого мелкозернистого песка ($d_{ср} = 0,3$ мм) шириной 6 м и толщиной 8 см, а по краям — слоем бетона (рис. 1).

В процессе исследований производились измерения параметров волн и волновых давлений в поверхностном и придонном слоях. По окончании каждого опыта фиксировались выработанные волнами профили равновесия размываемой части модели и измерялось количество перемещенного в продольном направлении песка.

Высота волны измерялась рейкой в нескольких точках по пути распространения волны, а также по масштабной сетке, нанесенной на одном из бортов бассейна. Длина волны фиксировалась фотоаппаратом при прохождении волны на фоне масштабной сетки с делениями 10×10 см. Период волны измерялся секундомером по времени прохождения 11 гребней волн через створ, в котором волна еще не начинала деформироваться. Волновые давления измерялись лабораторными тензометрическими датчиками ВДК с промежуточным усилением и записью на 24-шлейфный осциллограф. Датчик для измерения давлений в придонном слое устанавливался на расстоянии 2—3 см от дна, а давление в поверхностном слое измерялось на уровне спокойного горизонта воды. Для получения данных о характере изменения волновых давлений по ширине подводного склона приборы переставлялись по нему вдоль оси модели в ряд последовательных положений с промежутками по 2 м. Скорости прибойного потока определялись по движению пятна краски, которая вводилась в прибойной зоне с «наветренной» стороны модели.

Выработанные волнами профили равновесия снимались двумя способами: путем фотографирования в плане откоса с выложенными по горизонталям белыми нитями и нивелировкой поверхности откоса по точкам. Направление перемещения наносов во всех опытах определялось по перемещению окрашенного фиолетовыми чернилами песка, из которого на отдельных участках модели выкладывались полосы шириной до 20 см.

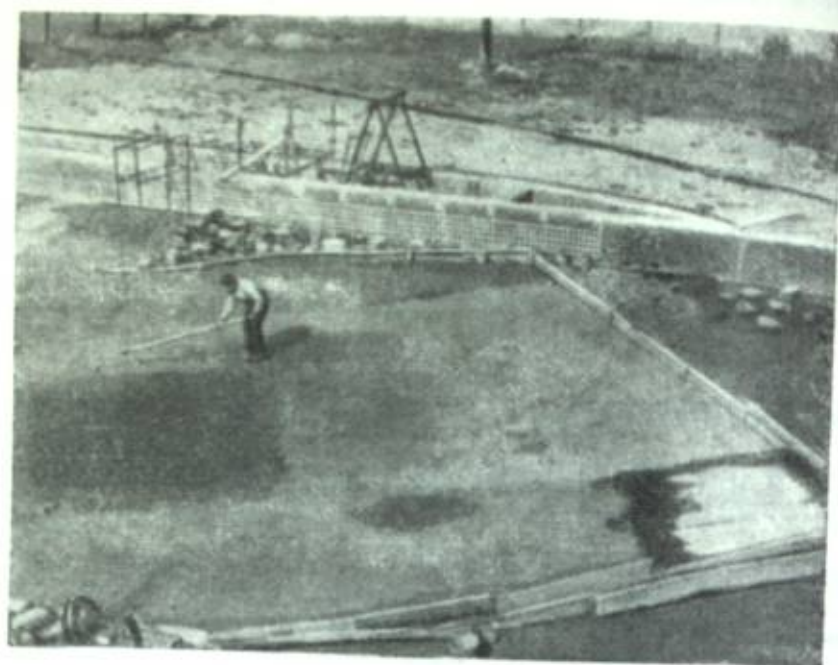


Рис. 1. Вид модели берега во время выравнивания

Интенсивность продольного перемещения наносов в опытах с различным углом подхода волны к модели оценивалась по количеству песка, вынесенного за 20 мин. на «подветренный» край жесткой части модели. Глубина воды в бассейне при всех опытах была равна 30 см. Прочие данные экспериментов приведены в табл. 1.

В результате проведения первой серии опытов по изучению деформаций откосов при различных волновых режимах и первоначальных уклонах модели (при $\alpha = 90^\circ$) был получен ряд профилей равновесия, позволивший подметить общие, наиболее характерные, черты устойчивых для данного волнения береговых откосов. Пример профилей равновесия для двух волновых режимов приведен на рис. 2. Анализ этих профилей показал, что на глубине, равной примерно одной сотой длины волны, расположена зона размыва шириной около одной пятой длины волны. Выше и ниже этой зоны находятся области аккумуляции, выраженные в виде надводных и подводных валов и террас. Это совпадает с данными натурных наблюдений над профилями равновесия отмытых берегов, сложенных материалом одинаковой крупности (Зенкович, 1958).

Сопоставление полученных в бассейне профилей равновесия, выработанных волнами одинаковой высоты, показывает, что длинные волны размывают откос более сильно, чем короткие. При этом в первом случае на профиле равновесия отмечается надводный вал высотой около $1,5 h$ (или $1/30 \lambda$) с довольно крутыми склонами (их уклон близок к углу естественного откоса песка, примененного в опытах), ложбина, глубина которой равна примерно высоте волны (или $1/50 \lambda$), и подводный вал, возвышающийся над дном ложбины приблизительно на 0,8 высоты волны (или $1/60 \lambda$).

Во втором случае профиль равновесия более сглажен и на нем имеется только один подводный вал за неглубокой ложбиной (см. рис. 2). Это хорошо согласуется с данными природных наблюдений на песчаных

Условия проведения опытов

Таблица 1

высота h , см	Исходные параметры волны			Первоначальный уклон откоса i	Угол подхода волны α , °	Количество перемещаемого вдоль откоса песка, см ³ /сек
	длина λ , см	период τ , сек	$\frac{h}{\lambda}$			
12	400	2,4	$1/30$	$1/10$	90	—
6	400	2,7	$1/67$			
12	150	1,1	$1/12$			
8	500	3,2	$1/60$			
8	500	3,2	$1/62$	$1/20$	90	—
10	350	2,1	$1/30$			
5	300	1,75	$1/60$			
6	400	2,3	$1/66$	$1/20$	60	16,6
11	350	2,1	$1/32$			
8	500	3,2	$1/62$			
7	250	1,6	$1/38$			
7	500	3,2	$1/72$	$1/20$	45	33,3
7	400	2,7	$1/30$			
6	200	1,7	$1/30$			
8	500	3,0	$1/62$	$1/20$	30	31,0
11	300	3,0	$1/47$			
6	500	3,0	$1/60$			
7	220	1,7	$1/31$			
6	450	2,9	$1/76$	$1/20$	0	—
7	300	1,9	$1/40$			

* Угол подхода волны (табл. 1 и в тексте) — это угол между направлением береговой линии и лучом волны на глубокой воде.

пляжах, а также с гипотезой В. В. Лонгинова (1958) о том, что при равной высоте волны волны меньшего периода размывают пляж значительно меньше, чем волны большего периода. Причина более интенсивного воздействия пологих длинных волн на откос заключается, по-видимому, в том, что образующийся после их разбиения прибойный поток обладает большими скоростями, чем прибойный поток коротких волн. Так, по данным осциллографических записей волнового давления волны одинаковой высоты, но разных периодов, максимальные скорости прибойного потока отмечались при волнах длиной 500 см и периодом 3 сек. (наибольших в наших исследованиях). Следовательно, при этом режиме происходил и максимальный перенос песка вверх и вниз по склону от зоны размыва.

В опытах второй серии, посвященной изучению интенсивности вдольберегового перемещения наносов в зависимости от угла подхода волны к берегу, рассматривалась основная часть вдольберегового потока наносов, движущаяся в прибойной зоне, где скорость перемещения наносов значительно больше, чем на подводном береговом склоне ниже глубины разрушения волны. В этих опытах наиболее ярко проявилось влияние длины волны на характер деформации откоса и на количество перемещаемого песка. Так, при воздействии на модель берега волны длиной 400—

500 см откос сильно деформировался, а на профиле равновесия возникла характерный береговой вал вдоль уреза. Деформации откоса в случае воздействия на модель волн длиной около 150 см (при той же высоте) менее значительны и отличаются образованием подводного вала в месте разрушения волн. Кроме того, в первом случае наблюдалась значительно большая, чем во втором, интенсивность перемещения наносов, вне зависимости от угла подхода волн к берегу.

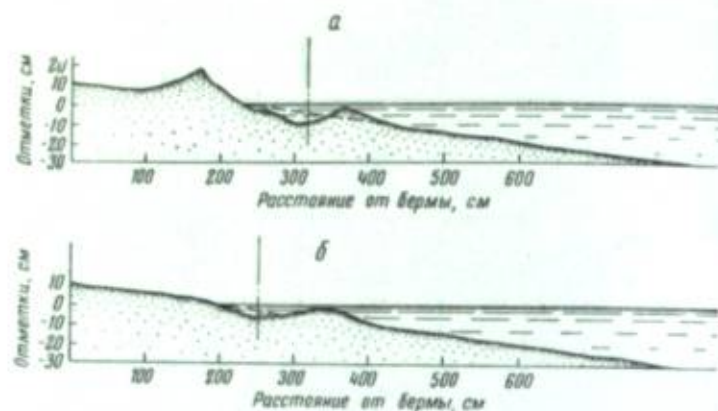


Рис. 2. Профили равновесия для двух волновых режимов
а — при $h = 6$ см, $\lambda = 500$ см, $T = 2,4$ сек.; б — при $h = 12$ см,
 $\lambda = 150$ см, $T = 1,1$ сек.

Эти результаты вполне согласуются с данными опытов французских исследователей Г. Соважа и Г. Вэнсена (Sauvage et Vincent, 1955), получивших обратно пропорциональную зависимость между расходом наносов вдоль берега и отношением $\frac{h}{\lambda}$ (при постоянной высоте волны). По данным американского исследователя Т. Сэвилла (Savill, 1950), интенсивность перемещения наносов непрерывно увеличивается по мере уменьшения крутизны волны (при постоянной энергии) и достигает максимума при $\frac{h}{\lambda} = 0,02 \div 0,025$. Количество перемещаемого песка при этом втрое больше количества наносов, перенесенных очень крутыми волнами с той же энергией.

При дальнейшем уменьшении крутизны интенсивность перемещения наносов быстро убывает. Нашими исследованиями не было найдено такого оптимума возможно из-за недостаточного диапазона рассмотренных значений отношений $\frac{h}{\lambda}$.

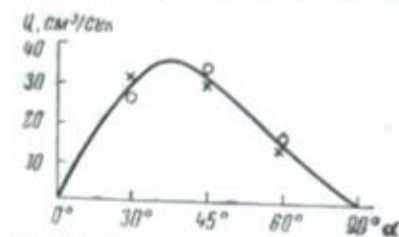


Рис. 3. Зависимость количества песка, перемещаемого в продольном направлении, от угла подхода волн.

Г. Вэнсена (Sauvage et Vincent, 1955), наибольший расход наносов вдоль берега отвечает углу 37° между лучом волн и береговой линией. Согласно дан-

ными Пельнар-Консидера (Pelnard-Considere, 1956), максимальная интенсивность перемещения наносов вдоль берега соответствует углу подхода 23° , а при $\alpha = 90^\circ$ вдольбереговое перемещение наносов совершенно прекращается.

Теоретическое определение угла подхода волн, соответствующего наибольшей скорости перемещения наносов вдоль берега (угла φ), было проведено В. В. Лонгиновым (1948). В соответствии с этим анализом уклону 0,05 (условия наших опытов) соответствуют $\varphi = 40^\circ$, что совпадает с полученным нами опытным графиком (см. рис. 3).

Измерение максимальных волновых давлений у дна в четырех последовательных положениях датчика по ширине склона модели показало, что наибольшие придонные скорости возникают в области между зоной разрушения волн и урезом воды. К этой же зоне приурочена и максимальная интенсивность вдольберегового перемещения наносов. Аналогичный вывод относительно зоны максимальных волновых скоростей был получен сотрудниками Лаборатории морфологии и динамики берегов Института океанологии АН СССР и в результате проведения натурных исследований на Черном и Азовском морях¹.

Проведенные исследования, являющиеся первым этапом лабораторной проверки теоретических положений о деформации размываемых откосов и вдольбереговом перемещении наносов на пространственных моделях, позволяют сделать следующие предварительные выводы:

- 1) основным фактором, влияющим на выработку профиля равновесия берега при данной крутизне наносов, является, по-видимому, длина волны или ее период;
- 2) интенсивность продольного перемещения наносов при данном угле подхода волн к берегу (в пределах исследованных величин) определяется длиной волны;
- 3) максимальные придонные скорости, а следовательно, и наиболее интенсивное перемещение песка наблюдаются в зоне между линией разрушения волн и урезом спокойной воды;
- 4) оптимальный угол подхода волн при максимальной интенсивности вдольберегового перемещения наносов находится в диапазоне значений от 30° до 45° .

ЛИТЕРАТУРА

- Зенкович В. П. О профилях подводного склона берегов Западного Крыма. Труды Ин-та океанол., т. XXVIII, 1958.
- Лонгинов В. В. О зависимости направления волны, соответствующего наибольшей скорости перемещения наносов вдоль берега, от уклона дна. Изв. АН СССР, сер. геогр. и геофиз., 1948, т. 12, № 4.
- Лонгинов В. В. О динамике прибойной зоны и береговой зоны в целом. Науч. сообщ. Ин-та геол. и геогр. АН Лит. ССР, т. 7, 1958.
- Pelnard-Considere R. Essai de theorie de l'evolution des formes de rivages en plages de sable et de galets. C. r. IV Journ. de l'hydr., Q. III, rapp. N 1. Paris, 1956.
- Sauvage G. de Saint Mark et Vincent G. Transport littoral, formation de flèches et de tombolos. Proc. 5 Confer. on Coastal Eng., 1955.
- Savill Th. Model study of sand transport along an infinitely long straight beach. Trans. Amer. Geophys. Union, 1950, v. 31, N 4.

¹ См. статью И. Ф. Шадрин в настоящем сборнике.

В. С. Медведев

(Институт океанологии АН СССР)

ИССЛЕДОВАНИЯ ПО ДИНАМИКЕ И МОРФОЛОГИИ БЕРЕГОВ ЗАЛИВА ПЕТРА ВЕЛИКОГО В ЯПОНСКОМ МОРЕ

Летом 1958 г. Институтом океанологии АН СССР была организована Южно-Приморская экспедиция для геоморфологического изучения берегов залива Петра Великого в Японском море¹.

В течение трех с половиною месяцев были обследованы берега Южного Приморья от самого устья р. Тюмень-Ула на юге до м. Поворотного на севере (рис. 1). Таким образом было завершено рекогносцировочное обследование советских берегов Японского моря, начатое Институтом океанологии в 1948 г. (Буданов, 1951; Владимиров и Медведев, 1959). Последняя экспедиция изучала берега Южного Приморья более детально, чем в прежние годы. Особое внимание обращалось на сбор материала по литологии прибрежных донных отложений при помощи вибропоршневого трубки и на выяснение характера современных вертикальных движений берегов. Был собран большой фактический материал, обработка которого позволит выяснить некоторые этапы истории развития побережья и наиболее характерные черты его современной динамики.

Берега Южного Приморья охватывают обширный район со сложной расчлененным контуром береговой линии. На всем протяжении от м. Поворотного до границы с Корейской Народно-Демократической Республикой берег изрезан многочисленными заливами и бухтами, из которых наиболее обширные (Амурский и Уссурийский заливы) проникают в сушу на 50—70 км (см. рис. 1). Расчлененность берегов Южного Приморья находится в тесной зависимости от геологического строения суши и в первую очередь от простирающихся основных геологических структур по отношению к общему направлению берега. Сложное расчленение берега, вызванное ингрессией моря в межгорные понижения и долины рек, заложенные в соответствии с простирающимися геологическими структурами, дает основание относить берега Южного Приморья к типично риасовым.

Ингрессионный характер берегов залива Петра Великого часто рассматривается как признак современного их погружения. Однако более детальное знакомство с геоморфологией побережья не подтверждает этого. Предположение об отрицательном движении береговой линии не согласуется с широким распространением по западному берегу Амурского залива низких террас, представляющих собой низменности, недавно вы-

¹ В экспедиции (начальник В. С. Медведев) принимали участие сотрудники Лаборатории динамики и морфологии морских берегов (Ю. С. Долотов, Ф. А. Шербаков, Е. С. Васильев, И. И. Ермолаев и А. С. Ионин); в ее распоряжении находилось экспедиционное судно «Геолог» (капитан А. М. Кандейкин) и шлюпка с подвесным мотором.

шедшие из-под уровня моря (Власов, 1957). Противоречит этому предположению и большое количество озер, отчлененных от моря галечными и песчано-галечными пересыпями.

Для уточнения вопроса о современных вертикальных движениях берегов залива Петра Великого нами были проинвентаризованы поверхности береговых аккумулятивных форм более чем в 30 пунктах (см. рис. 1). Большинство нивелирных профилей указывает на незначительное поднятие или стабильность отдельных участков побережья, и лишь некоторые профили, типичные для берегов погружения, могут рассматриваться как признаки типичны для берегов, испытывающих в настоящее время незначительное поднятие.

На берегах Амурского и Уссурийского заливов почти совершенно не развиваются процессы абразии, и береговые склоны на большом протяжении задернованы или покрыты древесно-кустарниковой растительностью. Для Южного Приморья характерен особый тип «денудационных» берегов, на которых процессы физического и химического выветривания, гравитационного сноса и плоскостного смыва идут намного быстрее, чем абразия. Это объясняется прежде всего устойчивостью горных пород, слагающих здесь берег, против абразии. Известно, что в Южном Приморье широко распространены магматические породы (граниты, базальты и др.), как правило, слабо разрушающиеся под ударами волн. Зависимость темпа абразии от устойчивости пород наиболее отчетливо видна на сравнении смежных участков берега, сложенных различными породами. Так, например, на п-ове Гамова, сложенных различными породами почти нет, а несколько южнее на п-ове Брюса, сложенном менее устойчивыми породами, берег является типично абразионным. Абразия берегов в заливе Петра Великого препятствует процессу поднятия побережья, а также изрезанность берегового контура, ослабляющая волновое воздействие.

В результате слабого развития абразионных процессов побережье бедно наносами, и вследствие этого на нем мало распространены хорошо развитые аккумулятивные формы. Большинство современных аккумулятивных форм тяготеет к устьям рек, из чего можно предположить, что они сложены материалом аллювиального происхождения, перемытым и перераспределенным в береговой зоне волнами моря. Единственная свободная форма побережья, коса Чурхадо в заливе Посыета (см. рис. 1), по-видимому, также сложена перемытым аллювием древней дельты р. Тюмень-Ула. Перемещение наносов вдоль побережья происходит лишь внутри открытых заливов и бухт; единого мощного и протяженного потока наносов здесь нет. Одностороннее движение наносов наблюдается лишь к северу от устья р. Тюмень-Ула в сторону бухты Сивучей.

Многие аккумулятивные формы побережья (косы, пересыпи и др.) в настоящее время размываются, что можно объяснить уменьшением количества обломочного материала, поступающего сейчас в береговую зону. Последнее же может быть объяснено относительным понижением уровня моря и затуханием процесса абразии. Следами более интенсивного, чем в настоящее время, разрушения берегов в прошлом являются отмершие клифы, встречающиеся на многих участках побережья. Следами прежнего положения береговой линии, отступившей под воздействием волн, являются останцы-кекуры, расположенные одиночно или группами перед выступами суши (кекуры Бакланья, Пять Пальцев и др.).

В прошлом абразия играла, видимо, подчиненную роль в динамике берегов Южного Приморья, что подтверждается нашими работами на

В. С. Медведев

(Институт океанологии АН СССР)

ИССЛЕДОВАНИЯ ПО ДИНАМИКЕ И МОРФОЛОГИИ БЕРЕГОВ ЗАЛИВА ПЕТРА ВЕЛИКОГО В ЯПОНСКОМ МОРЕ

Летом 1958 г. Институтом океанологии АН СССР была организована Южно-Приморская экспедиция для геоморфологического изучения берегов залива Петра Великого в Японском море¹.

В течение трех с половиною месяцев были обследованы берега Южного Приморья от самого устья р. Тюмень-Ула на юге до м. Поворотного на севере (рис. 1). Таким образом было завершено рекогносцировочное обследование советских берегов Японского моря, начатое Институтом океанологии в 1948 г. (Буданов, 1951; Владимиров и Медведев, 1959). Последняя экспедиция изучала берега Южного Приморья более детально, чем в прежние годы. Особое внимание обращалось на сбор материала по литологии прибрежных донных отложений при помощи вибропоршневой трубки и на выяснение характера современных вертикальных движений берегов. Был собран большой фактический материал, обработка которого позволит выяснить некоторые этапы истории развития побережья и наиболее характерные черты его современной динамики.

Берега Южного Приморья охватывают обширный район со сложным расчлененным контуром береговой линии. На всем протяжении от м. Поворотного до границы с Корейской Народно-Демократической Республикой берег изрезан многочисленными заливами и бухтами, из которых наиболее обширные (Амурский и Уссурийский заливы) проникают в сушу на 50—70 км (см. рис. 1). Расчлененность берегов Южного Приморья находится в тесной зависимости от геологического строения суши и в первую очередь от простирания основных геологических структур по отношению к общему направлению берега. Сложное расчленение берега, вызванное ингрессией моря в межгорные понижения и долины рек, заложены в соответствии с простиранием геологических структур, дает основание относить берега Южного Приморья к типично рiasовым.

Ингрессионный характер берегов залива Петра Великого часто рассматривается как признак современного их погружения. Однако более детальное знакомство с геоморфологией побережья не подтверждает этого. Предположение об отрицательном движении береговой линии не согласуется с широким распространением по западному берегу Амурского залива низких террас, представляющих собой низменности, недавно вы-

¹ В экспедиции (начальник В. С. Медведев) принимали участие сотрудники Лаборатории динамики и морфологии морских берегов (Ю. С. Долотов, Ф. А. Щербаков, Е. С. Васильев, И. И. Ермолаев и А. С. Ионин); в ее распоряжении находилось экспедиционное судно «Геолог» (капитан А. М. Кавдейкин) и шлюпка с подвесным мотором.

шедшие из-под уровня моря (Власов, 1957). Противоречит этому предположению и большое количество озер, отчлененных от моря галечными и песчано-галечными пересыпями.

Для уточнения вопроса о современных вертикальных движениях берегов залива Петра Великого нами были привелированы поверхности береговых аккумулятивных форм более чем в 30 пунктах (см. рис. 1). Большинство нивелирных профилей указывает на незначительное поднятие или стабильность отдельных участков побережья, и лишь некоторые профили, типичные для берегов погружения, могут рассматриваться как признаки типичны для берегов, испытывающих в настоящее время незначительное поднятие.

На берегах Амурского и Уссурийского заливов почти совершенно не развиваются процессы абразии, и береговые склоны на большом протяжении задернованы или покрыты древесно-кустарниковой растительностью. Для Южного Приморья характерен особый тип «денудационных» берегов, на которых процессы физического и химического выветривания, гравитационного сноса и плоскостного смыва идут намного быстрее, чем абразия. Это объясняется прежде всего устойчивостью горных пород, слагающих здесь берег, против абразии. Известно, что в Южном Приморье широко распространены магматические породы (граниты, базальты и др.), как правило, слабо разрушающиеся под ударами волн. Зависимость темпа абразии от устойчивости пород наиболее отчетливо видна на сравнении смежных участков берега, сложенных различными породами. Так, например, на п-ове Гамова, сложенных различными породами почти нет, а несколько южнее на п-ове Брюса, сложенном менее устойчивыми породами, берег является типично абразионным. Абразия берегов в заливе Петра Великого препятствует процессу поднятия побережья, а также изрезанность берегового контура, ослабляющая волновое воздействие.

В результате слабого развития абразионных процессов побережье бедно наносами, и вследствие этого на нем мало распространены хорошо развитые аккумулятивные формы. Большинство современных аккумулятивных форм тяготеет к устьям рек, из чего можно предположить, что они сложены материалом аллювиального происхождения, перемытым и перераспределенным в береговой зоне волнами моря. Единственная свободная форма побережья, коса Чурхадо в заливе Посыета (см. рис. 1), по-видимому, также сложена перемытым аллювием древней дельты р. Тюмень-Ула. Перемещение наносов вдоль побережья происходит лишь внутри открытых заливов и бухт; единого мощного и протяженного потока наносов здесь нет. Одностороннее движение наносов наблюдается лишь к северу от устья р. Тюмень-Ула в сторону бухты Сивучьей.

Многие аккумулятивные формы побережья (косы, пересыпи и др.) в настоящее время размываются, что можно объяснить уменьшением количества обломочного материала, поступающего сейчас в береговую зону. Последнее же может быть объяснено относительным понижением уровня моря и затуханием процесса абразии. Следами более интенсивного, чем в настоящее время, разрушения берегов в прошлом являются отмершие клифы, встречающиеся на многих участках побережья. Следами прежнего положения береговой линии, отступившей под воздействием волн, являются останцы-кекуры, расположенные одиночно или группами перед выступами суши (кекуры Бакланья, Пять Пальцев и др.).

В прошлом абразия играла, видимо, подчиненную роль в динамике берегов Южного Приморья, что подтверждается нашими работами на

сходны, хотя темп и выраженность процессов несравнимы (Владимиров и Медведев, 1959). Объясняется это, видимо, тем, что все изменения в динамике берегов Приморья и Сахалина вызваны одной причиной, которая оказалась более действенной в ряду других факторов, влиявших на развитие берегов. По-видимому, этой причиной явились эвстатические колебания уровня Мирового океана и как следствие — колебания уровня Японского моря.

ЛИТЕРАТУРА

- Буданов В. И. О поднятии берегов Приморья. Труды Ин-та океанол. АН СССР, т. VI, 1951.
- Гацешин Г. С. О скорости регрессии береговой линии Амурского залива. Информ. сб. ВСЕГЕИ, № 3, 1956.
- Владимиров А. Т. и Медведев В. С. Исследования по динамике берегов Японского и Охотского морей. Труды Океаногр. комиссии АН СССР, т. 4, 1959.
- Власов Г. М. Движение береговой линии залива Петра Великого в четвертичное время. Вопросы географии Дальнего Востока, сб. 3, 1957.

И. А. Каплин и В. Л. Болдырев

(Институт океанологии АН СССР)

СОВМЕСТНЫЕ ПОЛЬСКО-СОВЕТСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ НА БЕРЕГАХ БАЛТИЙСКОГО МОРЯ В 1958 г.

Тесное сотрудничество польских и советских специалистов в области изучения морских берегов существует уже несколько лет. Начало ему было положено поездкой заведующего Лабораторией динамики и морфологии морских берегов Института океанологии АН СССР проф. В. П. Зенковича в Польскую Народную Республику в 1954 г.

Сотрудничество это весьма плодотворно для обеих сторон. В Польше ведется энергичная борьба с размывом берега, активно закрепляется песок на дюнах, проводятся интересные опыты на моделях устьевых участков Вислы и Одера. Ознакомление с организацией этих работ представляет большой интерес. Кроме того, польское побережье — исключительно благоприятный объект для исследования общих закономерностей развития аккумулятивного берега, что представляет интерес для сравнительно-географического изучения морских побережий СССР. С другой стороны, экспедиционных работ по комплексному изучению морских берегов в Польше ранее не проводилось, и поэтому организация таких работ в значительной мере основывается на опыте советских береговых исследований.

Общая протяженность морских берегов Польши равна примерно 500 км. Почти одна десятая часть их защищена берегоукрепительными сооружениями. На побережье расположено много курортных городов и несколько портов, часть которых заносится песком (Владиславово, Леба). Борьба с размывом берега и заносимостью портов имеет большое народнохозяйственное значение, однако вести ее, не имея достаточно четкого представления о строении и динамике береговой зоны, невозможно. В связи с этим возникла необходимость составления кадастра или инвентаризации берегов, что предусматривает всестороннее изучение рельефа береговой зоны как в надводной, так и в подводной ее частях, научное описание берегов и исследование процессов, протекающих на побережье.

Летом 1958 г. польские научно-исследовательские организации начали проводить эти работы. Экспедиционные исследования были организованы Институтом водного строительства Польской Академии наук по инициативе его директора проф. В. Тубелевича и Морским институтом Министерства судоходства Польской Народной Республики по

инициативе заведующего отделом портонысканий П. Шаверновского. В исследованиях совместно с польскими специалистами участвовали и авторы данной статьи — научные сотрудники Института океанологии АН СССР. Работы проводились при консультации В. П. Зенковича.

Программа совместных экспедиционных работ по составлению кадастра берегов Польской Народной Республики была определена на совещании польских и советских специалистов в Москве в июле 1958 г. Она предусматривала следующие исследования:

1. Строения берега и подводного берегового склона.
2. Источников поступления наносов в береговую зону, их запасов на дне и на берегу и баланса наносов на различных участках побережья.
3. Активных факторов береговой зоны, т. е. режима ветра и волнения, течений, стогно-нагонных явлений, колебаний уровня моря.
4. Хода новейшей (последледниковой) и современной эволюции берега и интенсивности береговых процессов.
5. Исторических, картографических, археологических и других материалов.
6. Типов, конструкций и условий эксплуатации берегоукрепительных и портовых оградительных сооружений, чтобы выявить из них наиболее рациональные для определенных условий.

Предполагается, что эти исследования могут быть выполнены в течение нескольких лет.

В 1958 г. экспедиционные работы велись одновременно на суше и в море и были сосредоточены на участке берега от с. Сарбинова до косы Хель (рис. 1). Морские исследования проводились на судне Морского института «Имор». В районе портов Дарлово и Устка были сделаны эхолотные промеры подводного берегового склона, а на участках берега у оз. Ямно и порта Дарлово брались пробы грунта и производились водолазные обследования дна от уреза воды до глубины 18—20 м. С польской стороны в этих работах принимали участие доцент П. Сломьянко, инженеры Х. Новаковский (начальник морского отряда), М. Цвик, В. Рудаков, Е. Закшевская, капитан судна Т. Калицкий и другие сотрудники Морского института.

В процессе сухопутных работ производилось геолого-геоморфологическое обследование побережья от с. Сарбинова до м. Розевие (см. рис. 1) общей протяженностью около 200 км. Были описаны пересыпи лагун, клифы и их строение, гряды дюн, пляж и пляжевые аккумулятивные формы, подводный склон до глубины 7 м, подводные береговые вали и инженерные сооружения на берегу. При исследовании подводного склона производились водолазные погружения. Описание побережья сопровождалось профилированием пляжа через каждые 0,5 км, фотографированием его и взятием геологических проб. Эти работы были организованы Институтом водного строительства Польской Академии наук и велись под руководством проф. Е. Оношко при участии инженеров Т. Башиньского, М. Еленьской и геологов Л. Богдевича, Б. Барана, З. Курленды.

Кроме того, польскими специалистами была проведена плановая аэрофотосъемка участка экспедиционных работ, а одним из советских участников экспедиции (В. Л. Болдыревым) были сделаны перспективные аэроснимки всех интересных участков берега, береговых форм и берегозащитных сооружений на всем протяжении польского побережья.

Материалы, полученные во время экспедиционных работ 1958 г., подтвердили и дополнили выводы В. П. Зенковича (1957, 1958а) о динамике польского побережья.

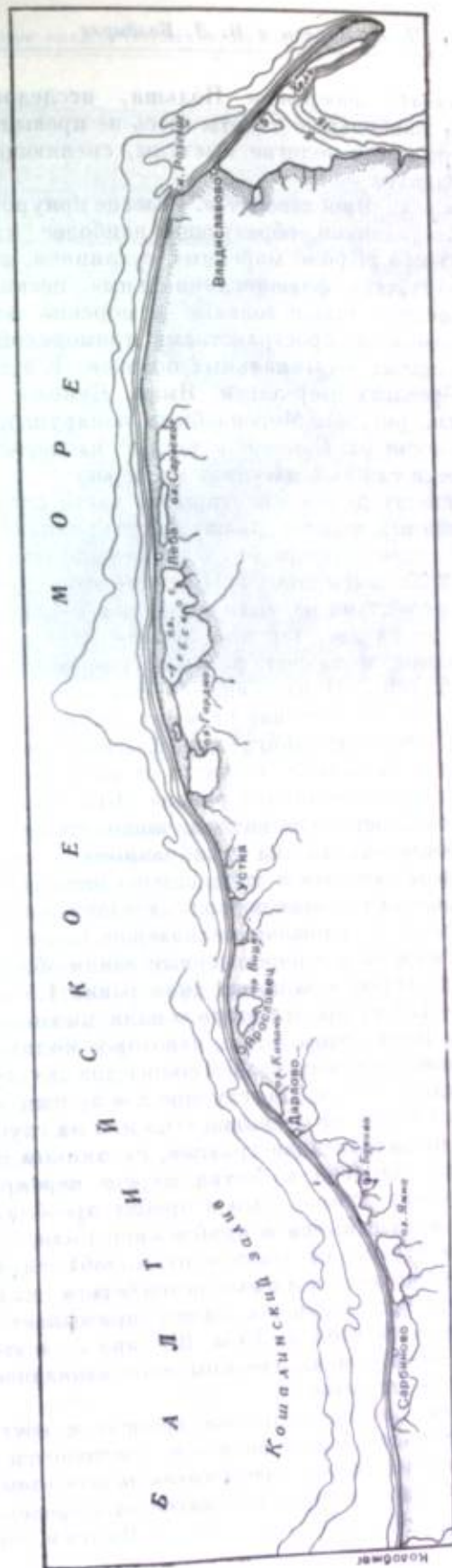


Рис. 1. Обзорная схема района береговых кадастровых исследований

Часть Балтийского побережья Польши, исследованная экспедицией, — низменная, наибольшие высоты здесь не превышают 60 м. Береговая линия в плане имеет пологие выступы, сменяющиеся береговыми дугами большого радиуса.

Выступы берега у с. Ярославца и м. Розевие приурочены к большим массивам моренных суглинков, образующих наиболее крупные положительные формы рельефа. Кроме моренных суглинков, в строении побережья принимают участие флювиогляциальные пески и галечники, голоценовые торфяники, а также золотые и морские пески. Моренные холмы и гряды разделены пространствами приморской низменности и прадоллинами ледниковых маргинальных потоков. К этим долинам приурочена цепь прибрежных озер-лагун: Ямно, Буково, Копань, Вицке, Гардио, Лебское (см. рис. 1). Морена была обнаружена нами на подводном склоне пересыпи оз. Буково, а также на пересыпи оз. Вицке, где она выходит среди дюнных массивов на берегу.

Основная особенность динамики открытой части польского берега — наличие потока песчаных наносов, движущихся с запада на восток (Зенкович, 1958а). Этот поток зарождается в районе порта Колобжег и заканчивается косой Хель (см. рис. 1). Питание его в прошлом происходило в основном продуктами размыва моренных и флювиогляциальных толщ, залегающих как на дне, так и на берегу. Некоторое количество песка поступало в поток и за счет размыва миоценовых отторженцев, залегающих среди морены. В настоящее время песок поступает в зону движения наносов также и вследствие размыва старых дюнных массивов. Структура потока определяет многие морфологические черты побережья и прежде всего отличие западной его части от восточной.

В западной части исследованного района (Колобжег — Ярославец), откуда поток наносов берет свое начало, мощность его, видимо, велика. Водолазные обследования дна и вибрационное зондирование подводного склона показывают, что в этом районе наносы концентрируются в верхней части склона и в зоне подводных валов, которых здесь прослеживаются два. Сами валы сложены мелкозернистым песком, тогда как в ложбине между ними и на дне перед первым валом обнажается морена. Относительная высота первого вала над дном равна 1,5 м, а расстояние его от берега — 100—120 м. Высота второго вала достигает 2 м, глубина над ним — тоже 2 м. Кроме зоны валов, некоторое количество песчаных наносов сосредоточивается в приурезовой полосе дна до глубины 1,5—2 м и на глубинах порядка 7—8 м. На глубине 8 м против оз. Ямно мощность песчаных накоплений не превышает 0,5 м, а на глубинах 12—20 м обнажается морена, представленная гравием, суглинком и валунами.

В сторону портов Дарлово и Устка морена перекрывается слоем песка, причем на глубинах свыше 20 м в пробах преобладает грубозернистый песок, более крупный, чем в прибрежной полосе. Невелики накопления песка и на берегу, на участке от Колобжега до Ярославца. Хотя здесь пляж прослеживается и вдоль всего берега, ширина его редко превышает 20 м. Со стороны суши к пляжу примыкает искусственно закрепленная авандюна высотой 5—10 м. Ширина ее в этом районе колеблется в пределах 50—100 м. Со стороны моря авандюна почти всюду имеет следы волнового подмыва.

По мере увеличения мощности потока наносов к востоку увеличивается и мощность песчаной толщи на дне и усиливается аккумуляция песка на берегу. Последнее подтверждается прежде всего тем, что к востоку резко увеличивается мощность дюнных массивов в пределах пересыпей лагуны и приморской равнины. На пересыпи оз. Вицке к авандюне со сто-



Рис. 2. Строительство ажурных свайных бун на размываемом участке польского побережья

роны суши примыкают гряды дюн высотой до 20 м. Еще далее к востоку, в районе порта Леба, дюнные массивы занимают всю площадь побережья на 3—4 км в глубь суши. Отдельные песчаные массивы достигают 40 м высоты. Дюны находятся здесь в движении, что можно наблюдать по захороненным деревьям и надвижению песка на лес.

Пляж к востоку также значительно расширяется и аккумуляция наносов в его пределах концентрируется на отдельных участках, которые сменяются локальными зонами размыва. На участках аккумуляции ширина пляжа достигает 150—200 м. На всем протяжении исследованного берега от с. Ярославца до порта Леба не обнаружено обнаженных участков дна. Напротив, в отличие от западного участка толщина наносов на подводном склоне достигает здесь значительной мощности. Колонки, взятые вибропоршневой трубкой со дна против пересыпи оз. Гардио (см. рис. 1), показали, что мощность песка на подводном склоне на глубинах от 8 до 25 м превышает 3,5 м.

Размещение вдоль берега участков размыва и участков аккумуляции определяется структурой потока наносов. Естественно, что в западной части района, где насыщение потока неполное, берег размывается более интенсивно и на большей площади побережья. На отдельных участках скорость размыва здесь достигает 1—1,5 м в год. В восточной части района абразией затрагиваются только ограниченные зоны, расположение которых зависит от локальных изменений в структуре потока. Проведение полной инвентаризации побережья позволит детально изучить эти изменения и выделить временные и постоянные зоны абразии. Последнее делает возможным составление общего плана защиты ценных участков берега от размыва и определение необходимых для этого типов берегозащитных сооружений.

Польское побережье и сейчас на многих участках, особенно в западных районах, укреплено. Здесь встречается несколько типов бун (рис. 2), опаски (продольные берегоукрепительные сооружения), защищающие подножье клифов и авантюз, волнолом у порта Дарлово. Однако не всегда буны и опаски рационально размещены на побережье и не на всех участках их постройка обеспечила защиту берега. В некоторых случаях постройка бун вызвала усиление размыва на смежных с ними участках. Сплошная защита побережья бунами и опасками может, кроме того, привести к резкому падению мощности потока наносов, что также нежелательно.

Важным разделом плана береговых исследований в Польской Народной Республике является изучение заносимости портов побережья. Порты западной части исследованного нами района (Колобжег, Дарлово, Устка) заносятся незначительно, и ежегодные кратковременные землечерпания обеспечивают необходимые глубины в их акваториях. Сильно заносятся порты Леба и Владиславово.

Борьба с их заносимостью — одна из основных задач польских специалистов в области береговых исследований.

В 1957 г. проф. В. П. Зенкович и В. Л. Болдырев познакомили польских специалистов с новыми методами исследования движения наносов при помощи люминесцирующего песка. По этой методике при консультации и участии советских специалистов были поставлены исследования на косе Хель и были подготовлены работы с массовым выбросом такого песка в районе порта Владиславово (Зенкович, 1958). Проведение этих работ в 1958—1959 гг. позволит изучить заносимость портов Леба и Владиславово и найти рациональные методы борьбы с ней.

Материалы, собранные в результате исследований 1958 г., далеко не полно освещают особенности динамики района экспедиционных работ. К сожалению, позднее начало этих работ, неблагоприятная погода и некоторые технические трудности не позволили выполнить всю намеченную программу, и она будет продолжена в дальнейшем.

Участие в экспедиционных исследованиях широкого круга специалистов — океанологов, гидротехников и геологов, прекрасная оснащённость экспедиции оборудованием (совершенные эхолоты и волнографы, вибропоршневая трубка, водолазное снаряжение и т. п.) и наличие материалов аэрофотосъёмки позволяют с уверенностью сказать, что намеченная программа совместных советско-польских исследований будет выполнена.

ЛИТЕРАТУРА

- Зенкович В. П. Польское побережье Балтики. Труды Океанографической комиссии АН СССР, т. 2, 1957.
 Зенкович В. П. Некоторые вопросы динамики польского берега Балтийского моря. Изв. ВГО, 1958а, т. 90, вып. 3.
 Зенкович В. П. Польско-советские исследования динамики песчаных морских побережий. Изв. АН СССР, сер. геогр. 1958б, № 3.

СОДЕРЖАНИЕ

О. К. Леонтьев. Основные черты морфологии и эволюции северо-азербайджанского побережья Каспийского моря	3
В. А. Мамкина. Типы берегов северо-восточной части Азовского моря и особенности их динамики	33
В. Л. Болдырев и Е. Н. Невеский. Западный Темрюкский поток песчаных наносов	45
П. А. Каплин и Е. Н. Невеский. К вопросу о высотах четвертичных морских террас Судакской бухты	60
В. С. Медведев. Некоторые черты строения и динамики западного побережья острова Сахалина	65
А. С. Ионин. Отмирающие береговые аккумулятивные формы Берингова моря	85
Н. А. Лабзовский. Гидрологические основы расчета переработки берегов водохранилищ	98
Я. Э. Гугняев. Действие волн водохранилищ на искусственные пологие откосы	104
А. В. Караушев, В. И. Абакумов, Е. К. Маркус. Приближенный метод расчета заносимости морских каналов	109
Н. Д. Шишов. Примеры малой заносимости открытых морских каналов	114
И. Я. Попов. Лабораторные исследования мероприятий по борьбе с заносимостью водных подходов к порту	118
Г. С. Башкиров. Совместное моделирование донных и взвешенных наносов	125
И. К. Сиваков. Формирование волнами внешнего края береговой отмели	129
В. В. Лонгинов. Некоторые данные о режиме прибойного потока на песчаном пляже отмелого берега	136
И. Ф. Шадрин. Вдольбереговые и компенсационные течения у отмелого аккумулятивного берега	158
А. К. Куклин. Опыт непрерывной регистрации ветра и волн на Байкале	170
А. П. Кестнер. Индукционный измеритель вектора гидродинамического давления	179

В ПОРЯДКЕ ОБСУЖДЕНИЯ

Е. М. Левкевич. К вопросу о применении тензометрических датчиков для изучения волновых процессов	186
Б. А. Шуляк. Метод предупреждения заносимости песком и илом морских и речных гидротехнических сооружений	192
И. М. Кривоносова. Опыт отображения элементов динамики и морфологии береговой зоны на картах и схемах среднего и крупного масштаба	195

ИНФОРМАЦИЯ

В. Л. Болдырев. Применение аэрофотосъёмки для изучения потоков песчаных наносов	201
А. С. Ионин. Исследования по динамике и морфологии берегов Командорских островов	206

Л. Б. Розовский. О работе Одесского государственного университета на Каховском водохранилище в 1956—1957 гг.	211
К. О. Ланге. Некоторые выводы из наблюдений над процессами переформирования берегов Цимлянского водохранилища	217
Ю. П. Бялович. Геоморфологический эффект волнозащитных насаждений на оз. Ленина (УССР).	221
А. Д. Колбутов. Результаты геоморфологических наблюдений на берегах водохранилищ	226
Г. А. Орлова. Опыты по изучению деформации размываемых откосов и вдольберегового перемещения песка	235
В. С. Медведев. Исследования по динамике и морфологии берегов залива Петра Великого в Японском море	240
И. А. Каплин и В. Л. Болдырев. Совместные польско-советские исследования на берегах Балтийского моря в 1958 г.	245

CONTENTS

O. K. Leontjev. General features of the morphology and evolution of the north Azerbydgean Coast (Caspian Sea).	3
V. A. Mamykina. Shore — types of the north-eastern Azov Sea and peculiarities of their dynamics.	33
V. L. Boldyrev, E. N. Nevessky. Alongshore sand-stream to the west of Temrjuk (Azov Sea).	45
P. A. Kaplin, E. N. Nevessky. On the levels of high pleistocene marine terraces of Sudak bay (the Black sea)	60
W. S. Medvedev. Some morphological and dynamic features of the western Sakhalin coast.	65
A. S. Ionin. Some degrading shore-embancements in the Bering sea	85
N. A. Labzovski. Hydrological basement for shore-abrasion computations on the artificial lakes.	98
J. E. Gugnjaeff. Wave — action on the artificial shore-slopes	104
A. W. Karashev, V. I. Abacumov, E. K. Marcus. Approximate method for preliminary computation of sea-channel siltation	109
N. D. Shyshov. Some instances of insufficiency of sea-channel siltation	114
I. J. Popov. Experimental studies of means for siltation-defence at the port entrances.	118
G. S. Bashkirov. Construction of model for the study of suspended load and bottom drifting executed together.	125
I. K. Syvakov. Development of shore-face terrace outer edge caused by wave action.	129
W. W. Longinov. Some data concerning surfzone regime on the sand beach with smooth outer slope	136
I. F. Shadrin. Alongshore and compensative currents near the smooth-slope accumulative shore.	158
A. K. Kooklin. Results of uninterrupted wind and waves parameter registration on the Baykal lake.	170
A. P. Kestner. Inductional gauge for measuring of hydrodynamical pressure	179

DISCUSSIONS

E. M. Levkevitch. Use tensometric gauge for wave process studies	186
B. A. Shulyak. Method used for siltation control of sea and river hydrotechnical constructions.	192
N. M. Krivonosova. An attempt of representation of dynamics and morphology elements in the shore zone on the middle-and large-scale maps and schemes.	195

INFORMATION

W. L. Boldyrev. Use of Aerophotography for along-shore sand-stream studies.	201
A. S. Ionin. Some observations on the dynamics and morphology of the Kommandor islands shores.	206

L. B. Rosovski. Studies of Kachowka artificial-lake shore development carried out by the Odessa state University (1956—1957)	211
K. O. Lungae. Some conclusions based on shore-development observations at the Cymlanskoye artificial-lake	217
Y. P. Bjallovitich. Morphological effect of the shore-defence vegetation on the Lenin-lake (Ukraina SSR)	221
A. D. Kolbutov. Results of morphological observations on the artificial-lake shores.	226
G. A. Orlova. Model experiments on the unconsolidate slopes wave abrasion and the littoral drift.	235
V. S. Medvedev. Shore dynamics and morphology investigations of Peter the Great golf (Japan sea).	240
P. A. Kaplin, V. L. Boldyrev. Joint Polish-Soviet investigations on the Baltic shores in 1958	245

Морские берега

Труды Океанографической комиссии, том VIII

Утверждено к печати
Океанографической комиссией
Академии наук СССР

Редактор издательства В. Н. Тихомиров
Технический редактор С. П. Голубь

РИСО АН СССР № 24—130В. Сдано в набор 1/IX 1960 г.
Подписано к печати 22/XII 1960 г. Формат 70×108^{1/16}.
Печ. л. 16+2 вкл. Усл. печ. л. 21,9. Уч.-изд. л. 19,7
Тираж 1400 экз. Т-11916. Изд. № 4779. Тип. зан. № 975
Цена 1 руб. 40 коп.

Издательство Академии наук СССР
Москва, Б-62, Подосенский пер., 21
2-я типография Издательства
Москва, Г-99, Шубинский пер., 10

Цена 1/4 р.

С 1,1 1961 г. 1 р. 40 к.