

НИЗКОЧАСТОТНЫЕ ВОЛНОВЫЕ ДВИЖЕНИЯ И ИХ СВЯЗЬ С РЕЛЬЕФОМ МЕЛКОВОДИЙ

Несмотря на то что существование длинных волн в прибрежной зоне факт достаточно известный, приоритетная роль их в морфо- и литодинамике не является, однако, общепризнанной. Объяснить это можно малочисленностью экспериментальных исследований, особенно природных.

Теоретических работ по этой тематике, преимущественно зарубежных, довольно много [1—3]. Например А. Боуэн и Д. Инман [4] в своей работе предсказали, исходя из размеров серповидных баров, масштабы волновых движений, образующих эти бары. Последующие измерения полностью подтвердили их предположения. С деятельностью длинных гравитационных волн связывают и образование пляжевых фестонов.

В отечественной литературе немного работ, в которых исследуется роль инфрагравитационных волн и длинных волн иного происхождения. Это либо литературные обзоры, либо работы, в которых при обсуждении некоторых вопросов динамики береговой зоны вскользь упоминаются волны с периодами, существенно превышающими периоды ветровых волн [5].

Авторами этой статьи в течение ряда лет с небольшими перерывами велись природные эксперименты на западном берегу Каспия: в районе Аграханского полуострова до строительства прорези через косу и несколько лет спустя после ее ввода в эксплуатацию (1967 и 1980 гг.), в 1974 г. в береговой зоне у рыбного промысла Турали-4, в 1990 г. вблизи о-ва Тюлений, в 1991 г. в центральной части Северного Каспия в районе банок Жемчужных.

Целенаправленно изучая в течение последних лет роль инфрагравитационных и градиентно-вихревых волн в морфодинамических процессах в береговой зоне и на шельфе [6—10], мы пришли к выводу, что именно они формируют основные крупные черты аккумулятивного рельефа, как надводного, так и подводного. Роль же штормового короткопериодного волнения скорее косметическая. Это и понятно, так как наибольшая скорость движения воды в волне и, следовательно, наибольшая энергия наблюдается на поверхности моря. С глубиной величина орбитальных скоростей убывает по экспоненциальному закону. Поэтому трудно предположить, что ветровые волны могут производить сколько-нибудь существенную созидательную работу на дне. Кроме того, большая часть энергии ветровых волн при обрушении диссипирует, а высоты их в прибрежной зоне уменьшаются до нуля на урезе. На инфрагравитационные волны закон убывания высот не распространяется, и при приближении к берегу эти волны могут оставаться сколь угодно большими [11]. Особенно ярко инфрагравитационные волны проявляются в прибойной зоне. Чем меньше глубина и сильнее шторм, тем сильнее нелинейные взаимодействия волн и тем активнее образуются длинные волны. Поэтому все существенные изменения в рельефе береговой зоны всегда связаны со штормами.

Постановка наблюдений для целей измерения длинных волн и выявления их роли в динамике рельефа береговой зоны и шельфа весьма трудоемка и дорогостояща. Но затраты времени и средств оправданы. В береговой зоне экспериментатор всегда наблюдает взаимодействие в системе двух сред, и среди равноправных участников процесса измеряется тот, который легче измерить, для измерения которого есть необходимые приборы. Поэтому во всех наших экспериментах по оценке морфогенетической роли длинных волн акцент сделан на гидродинамические исследования.

В настоящей статье обсуждаются результаты двух последних по времени экспериментов — у о-ва Тюлений и у Средней Жемчужной банки.

Для получения характеристик краевых волн, которые представляют собой вертикальные колебания относительно равновесного уровня, использовались трехкомпонентные датчики волнения. Серию датчиков устанавливали вдоль берега на расстоянии нескольких десятков метров один от другого. С их помощью измеряли уклоны взволнованной поверхности, а через уклоны — пространственные характеристики волнения [10]. Были зафиксированы все фазы шторма. Регистрация велась непрерывно в течение нескольких суток. Это было необходимо, так как периоды различных мод краевых волн меняются от 10 до 30 мин [1].

Многие авторы отмечают участие краевых волн в создании рельефа ближней прибрежной зоны. Вследствие взаимодействия этого вида волновых движений с другими колебаниями уровня (например, зыбь или сейшевые колебания) возникает сложная система разрывных течений, образующих чередующуюся систему вихрей. Масштаб вихрей для различных мод краевых волн можно оценить по дисперсионному отношению.

В том случае, когда задачей эксперимента было исследование шельфовых волн, которые представляют собой изменчивость полей горизонтальных движений, применялись приборы АЦИТ. Измерялись не только скорости и направления течений, но также температура и соленость воды, что помогает идентификации вихрей [8].

Во всех экспериментах работы проводили на отмелях аккумулятивных берегах. Выбор аккумулятивных участков не был случайным. Расчет удельной энергии ветрового волнения, произведенный нами для западного берега Каспия от Дербента до предустьевого взморья Волги, показал, что величина ее очень заметно снижается по мере того, как уменьшаются глубины в первой зоне и в прибрежной полосе. Удельная энергия ($e \cdot 10^3$) служила для оценки степени воздействия ветрового волнения на берег и подводный береговой склон и рассчитывалась по формуле

$$e = jK_r \sum_{n=0}^N \left[\frac{\varphi(F_{n+1}) + \varphi(F_n)}{2} \right] (F_{n+1} - F_n),$$

где j — уклон в прибрежной зоне; K_r — коэффициент затухания волны с глубиной; F — режимная обеспеченность средней высоты волн; $\varphi(F_n)$ — значения средней высоты волны обеспеченностью F ; N — число дней наблюдений в году в безледный период; n — заданное число лет [12]. Удельная энергия волнения распределялась вдоль побережья следующим образом:

Дербент	— 32,0
Махачкала	— 4,4
Сулак	— 1,8
Лагань	— 0,001

Видно, что по мере обмеления акватории воздействие ветровых волн на берег в несколько раз снижается с юга на север.

Вместе с тем характер подводного рельефа говорит об активности морфодинамических процессов в Северном Каспии. Малые глубины и пологие уклоны обуславливают характер донного рельефа. Несмотря на то что здесь в море впадает самая крупная река Европейской части страны, преобладают формы, созданные таласогенными, т. е. морскими, факторами, связанными в основном с динамикой вод. На выровненном фоне развиты многочисленные аккумулятивные банки и острова, изучавшиеся в свое время О. К. Леонтьевым [13]. Острова Чечень и Тюлений возникли из нескольких слившихся между

собой песчано-ракушечных серповидных баров. Остров Кулалы состоит из одного бара, но вместе с другими островами Кулалинского архипелага он образует кольцевую систему баров. Банки и острова имеют различную пространственную ориентировку, которая обусловлена преобладанием в данном районе тех или иных наносодвижущих сил. Так, банки Жемчужные вытянуты строго по меридиану, ориентировка Кулалинской и Безымянной банок отчетливо субширотная. В восточной части Северного Каспия вся поверхность дна к востоку от Уральской бороздины покрыта довольно крупными аккумулятивными формами типа песчаных волн и гидробарханов. Длина гребня их от 2 до 5 км, расстояние между отдельными волнами составляет 1—3 км. В пространственном расположении этих форм есть строгая закономерность. Они группируются в гряды, продольные оси которых параллельны между собой и в общих чертах повторяют контур береговой линии. Развитие грядово-грядового рельефа на таких больших пространствах говорит о том, что он создан процессами, едиными для этой части водоема, а морфологические особенности отдельных гряд свидетельствуют лишь о различиях в протекании процессов на разных глубинах [14].

Следует обратить внимание на специфические черты гидродинамики в области бровки прибрежной отмели. Так же как и край шельфа в приливных окраинных морях, прибрежная отмель западной части Северного Каспия характеризуется размывом рыхлых осадков и выходом на поверхность дна крупнообломочных отложений и как следствие этого — расчлененностью рельефа [13]. Но Каспий — море бесприливное. Поэтому строение бровки береговой отмели свидетельствует об особом режиме течений, сформированных при участии шельфовых волн [8].

В непосредственной близости к берегу на участке от Махачкалы до о-ва Чечень развит комплекс подводных валов и межваловых понижений. Серии подводных валов характерны и для пологих склонов многих банок.

Сложная система надводных и подводных аккумулятивных форм западного побережья Северного Каспия — результат еще более сложных волновых движений на мелководье. Прежде всего нужно сказать о сгонно-нагонных колебаниях уровня, которые в западной части Северного Каспия наиболее существенны. Их максимальный размах достигает 7 м при большей повторяемости по сравнению с другими изменениями уровня [15]. При анализе пространственного распределения сгонов и нагонов, возможных один раз в году, обращает на себя внимание тот факт, что зона максимальных колебаний уровня располагается несколько севернее о-ва Тюлений на глубине ~ 3 м. Существование этой «амфидромической системы»¹, по нашему мнению, является результатом нелинейных взаимодействий на мелководье волн различной природы. К этой части прибрежной отмели приурочено наибольшее число банок и других аккумулятивных форм.

Ветровые нагоны имеют непериодический характер, однако анализ спектров колебания уровня в различных точках западного побережья выявил ярко выраженную суточную и полусуточную составляющую в колебаниях уровня [15]. Последние исследования результатов спектрального анализа и моделирования с учетом мелководности бассейна дают возможность сделать вывод, что основные колебания уровня в этой части моря, близкие к двум суткам (49 ч) и суткам (29 ч), определяются низкочастотными модами сейшевых волн [16], причем двухсуточные колебания локализованы только в северной части Каспия.

В связи с этим несомненный интерес представляют сведения о характере течений на исследуемой акватории — данные стационарных наблюдений на

¹ «Амфидромическая система» — система движения приливной волны вокруг точки с неподвижным уровнем (амфидромической точки).

трех горизонтах на Астраханском приемном плавмаеке [17]. Анализ повторяемости направлений течений за безледный период показал, что в поверхностном слое преобладают течения на юго-запад (19%) и северо-восток (16%), в среднем слое на глубине 5 м — течения на юг (21%) и северо-восток (21%), а в придонном слое — течения на север (24%) и на юг (22%). Эти данные позволяют сделать вывод, что для исследуемого района характерны реверсивные течения, ориентированные вдоль берега. Результирующий вектор течений за безледный период имеет юго-западное направление. Статистический анализ течений позволил выделить следующие основные периоды колебаний: синоптический (128 ч), суточный и полусуточный. У Аграханского полуострова на глубине 5 м преобладают течения двух направлений — северного (северо-восточного) и южного (юго-восточного), причем средняя продолжительность течений одного направления составляла 78 ч [18].

Вернемся к проблеме поиска тех сил, которые способны к рельефообразованию в береговой зоне и на шельфе. По нашему мнению, их следует искать, исходя из волновой природы изменчивости гидрофизических характеристик.

Осенью 1990 г. в районе о-ва Тюлений в условиях предельного мелководья был поставлен эксперимент, основной целью которого было получение записей низкочастотных волновых колебаний. Для этого были проведены многосуточные записи колебаний уровня в точке в штилевых условиях, при умеренных ветрах и во время шторма со скоростью ветра до 15 м/с. Затем реализации исследовали спектральным методом и была прослежена эволюция спектра за время всего шторма. На рис. 1 приведены спектральные функции, обработанные таким образом, чтобы низкочастотная часть спектра и спектра «видимых»

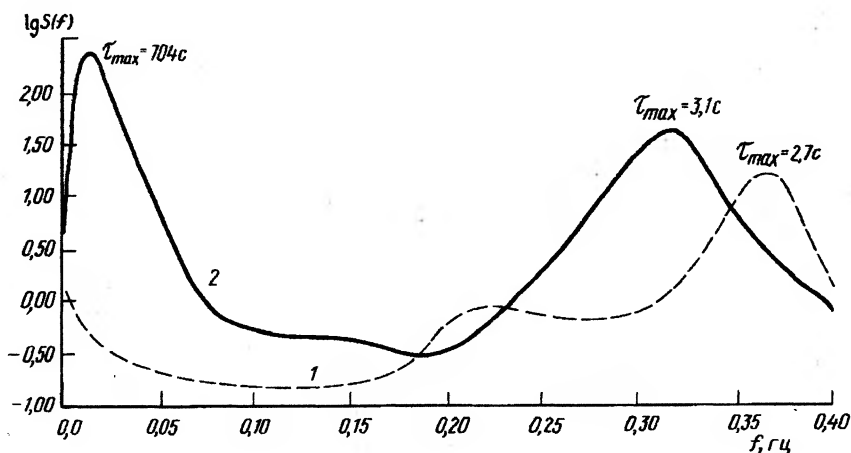


Рис. 1. Спектральные функции волнения, полученные по 2,5-часовой реализации
1 — спектр при слабом ветре, 2 — спектр при штормовом ветре, τ_{\max} — максимум спектральной плотности

короткопериодных волн имели одинаковую достоверность. Первая кривая графика отражает условия при слабых ветрах, вторая — условия штормового волнения при скорости ветра 14 м/с. Как видно из графика, основные различия этих кривых находятся в низкочастотной части. Хорошо видно, что при шторме в низкочастотном участке существенно растет энергия, соответствующая периодам в несколько минут. Этот энергетический всплеск заметно превосходит значения спектральной плотности в диапазоне видимых волн.

Зафиксированные в спектре низкочастотные движения можно рассматривать в рамках теории краевых волн. Краевые волны должны удовлетворять дисперсионному отношению [4]

$$\sigma^2 = gK(2n + 1) \operatorname{tg} \beta,$$

где σ — круговая частота; g — ускорение силы тяжести; K — вдольбереговое волновое число; n — модальный номер краевой волны; $\operatorname{tg} \beta$ — уклон дна в прибрежной зоне.

Расчет по этой формуле с использованием наших данных дает масштабы движений для основной моды низкочастотных колебаний с периодом 704 с и длину волны 467 м. Расчет по этой формуле масштабов более низкочастотных колебаний дает длины волн в несколько километров. Именно такой масштаб характерен для подводных аккумулятивных форм (песчаные банки и сам о-в Тюлений).

На рис. 2 приведен участок реализации инфрагравитационных волн после низкочастотной фильтрации инфрагравитационных составляющей с интервалом фильтрации 1,5 ч. В это время, согласно нашим измерениям, ветровые волны достигли предельных для данного шторма значений. Средние высоты волн равнялись 0,39 м, а средние периоды — 2,9 с. Максимальные высоты превышали 0,7 м, а максимальные периоды — 5 с. При этом средние высоты краевых волн были 0,06 м, а средний период — 150 с. Максимальные высоты краевых волн равнялись 0,11 м, а периоды — 370 с.

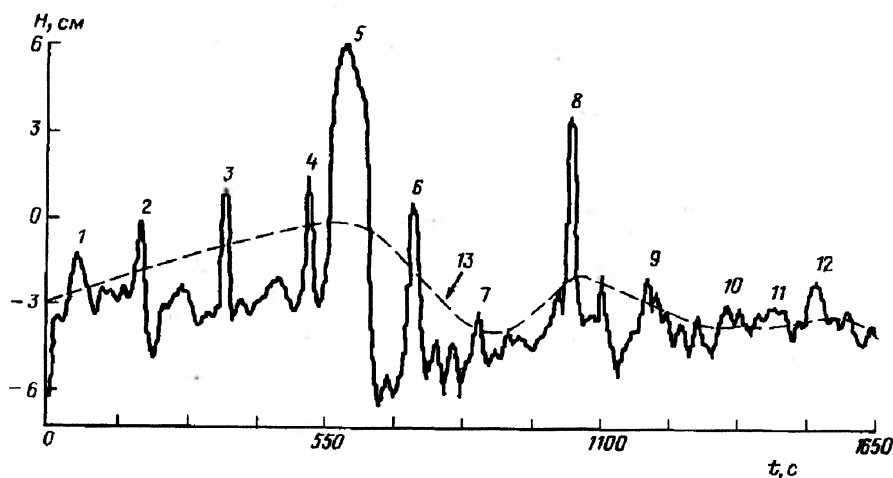


Рис. 2. Участок реализации инфрагравитационных волн после низкочастотной фильтрации многочасовой записи волнения

1—12 — номера волн, 13 — средняя волновая линия

На рис. 2 видно, что наряду с колебаниями высокочастотной моды краевых волн хорошо просматриваются и более низкочастотные движения. Эти колебания прослеживаются и при анализе спектральной структуры волновых движений (таблица). Основные низкочастотные колебания соответствуют периоду 1242 с (20,7 мин). Второй спектральный максимум, соизмеримый с основным низкочастотным максимумом, равен 322 с (5,4 мин). Эти два масштаба движений, связанных с краевыми волнами, прослеживаются и на отфильтрованной реализации ветрового волнения. Такого вида волновые движения при взаимодействии с песчаным дном могут образовать резонансный триплет [1] и тем самым влиять на интенсивность и

Изменения основных спектральных характеристик волн во время шторма 2—4 ноября 1990 г.
(0-в Тюлений, глубина 4 м)

№ п. л.	Дата	Время	Ветер		1-й максимум			2-й максимум		
			направление	скорость	величина $\lg S(\omega)$, M^2/c	период τ_{max} , мин	масштаб движений по дисперсионному отношению, по периоду (τ_{max}) , м	величина $\lg S(\omega)$, M^2/c	период τ_{max} , мин	масштаб движений по дисперсионному отношению, по периоду (τ_{max}) , м
1	2.10.90	12.20	СЗ	3,0	0,18	6,3	205	—	—	—
2	3.10.90	15.11	СЗ	8,5	2,46	7,8	311	3,17	3,4	20
3	3.10.90	18.00	ССЗ	11,6	2,52	8,8	351	2,64	6,5	112
4	3.10.90	20.30	С	10,6	3,01	8,2	318	3,17	5,9	59
5	3.10.90	23.00	ССЗ	9,8	2,79	11,7	467	—	—	—
6	4.10.90	1.30	ССЗ	11,2	2,81	20,7	823	2,70	5,4	50
7	4.10.90	4.00	ССЗ	10,0	3,21	14,1	561	—	—	—
8	4.10.90	6.30	СЗ	11,8	3,13	7,2	264	—	—	—

направление перемещения донных отложений. По нашему мнению, именно такого рода нелинейные взаимодействия служат причиной образования специфических форм донного рельефа в северо-восточной части Каспия [7].

Еще одним убедительным доказательством определяющего влияния длиннопериодных волн на рельеф мелководий в противовес влиянию короткопериодного ветрового волнения служит пример расчета параметров наката, приведенный в работе [1] по формуле

$$R_s \leq ga^2T^2/2\pi^2,$$

где g — ускорение свободного падения, a — уклон дна, T — период волны. Из этого соотношения следует, что для нашего случая значения величин наката, связанные с влиянием краевых волн, будут на два порядка больше, чем величина наката, рассчитанная для наблюдавшегося в момент измерения ветрового волнения.

Не менее интересные данные получены по измерению различных гидрофизических характеристик на мелководье, но в значительном удалении от берега, в районе Средней Жемчужной банки весной 1991 г. Измерения

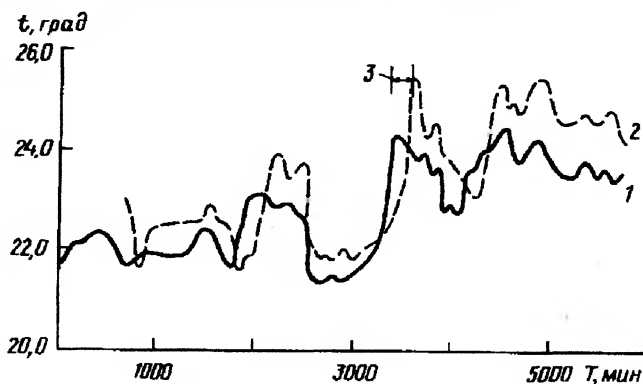


Рис. 3. Фрагмент записи реализации температуры воды по измерениям АЦИТами на Средней Жемчужной банке

1 — северная точка, 2 — южная точка, 3 — характерный масштаб фазовой скорости

были проведены в безветренную погоду. Приборы АЦИТ устанавливали на дно вдоль 5-метровой изобаты на расстоянии 1500 м друг от друга. Это позволило получить фазовые скорости длиннопериодных волн, которые можно идентифицировать как одну из мод шельфовых волн с периодом около суток (рис. 3). Последующий анализ записей течений, температуры и солености воды показал, что динамика вод в этом районе определяется антициклональным вихрем, который смещается на юг со скоростью 0,33 м/с и определяет реверсивный характер течений, процессы водообмена и пространственные размеры банок.

Подобная картина наблюдалась на протяженном шельфе северо-западной части Черного моря в районе Кинбурнской косы [9]. Участие шельфовых волн в формировании суточных приливов — явление достаточно распространенное [1, 11]. Неудивительно, что подобные эффекты наблюдаются и на отмеле шельфе Северного Каспия.

Этот факт может объяснить сложные явления в гидро- и морфодинамике северокаспийских мелководий. Например, становится понятным сильное увеличение скоростей течений до 1 м/с, зафиксированное по многолетним измерениям на Астраханском приемном плавмаеке [17]. Известно, что в тех

случаях, когда регулярные течения совпадают по скорости и направлению с достаточно сильными нагонными течениями, то суммарные скорости могут увеличиваться на 30% [8]. В этой ситуации скорости движения в нагонной волне под влиянием шельфовых волн могут значительно превысить сдвиговые скорости для донных наносов, что приведет в конечном итоге к формированию аккумулятивных форм рельефа, большое разнообразие которых наблюдается на мелководных участках в Северном Каспии.

Резюмируя все вышеизложенное, можно сказать, что на предельно отмелых шельфах из-за ограничения глубиной ветровое волнение не может развиваться в достаточной мере и влиять на климат береговой зоны. Вместе с тем наши измерения показали, что основным динамическим фактором, влияющим на рельефообразование, являются низкочастотные волны захваченного типа. Поэтому низкочастотные волновые движения должны стать предметом пристального внимания морских геоморфологов.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Ле Блон П., Майсек Л. Волны в океане. М.: Мир, 1981. 479 с.
2. Crawford W. R., Thomson R. Diurnal-period continental shelf waves along Vancouver island: A comparison of observations with theoretical models//J. Phys. Oceanogr. 1984. V. 14. P. 1630—1646.
3. Holman R. A., Sellenger A. H. High-energy nearshore processes//E. O. S. Trans. Amer. Geophys. Union. 1986. V. 49. P. 1369—1371.
4. Bowen A. J., Inman D. L. Edge waves and crescentic bars//J. Geophys. Res. 1971. V. 76. P. 8662—8671.
5. Косьян Р. Д., Пыхов Н. В. Гидрогенное перемещение осадков в береговой зоне. М.: Наука, 1991. 280 с.
6. Ещенко Л. А., Шипилова Л. М. Волновые процессы на отмелых побережьях и их роль в образовании аккумулятивных донных форм//Теоретические проблемы развития морских берегов. М.: Наука, 1989. С. 11—17.
7. Ещенко Л. А., Шипилова Л. М. О рельефообразующей роли шельфовых волн//Каспийское море. Вопросы геологии и геоморфологии. М.: Наука, 1990. С. 87—96.
8. Ещенко Л. А. Экспериментальные исследования речных и морских вод на предустьевом взморье бесприливного моря//Тр. ГОИН. 1991. Вып. 199. С. 120—137.
9. Ещенко Л. А., Шипилова Л. М. О причинах вариаций межгодовой активности динамики береговой зоны//Эволюция берегов в условиях поднятия уровня океана. М.: Ин-т океанологии, 1992. С. 57—69.
10. Ещенко Л. А., Шипилова Л. М. Волновые процессы//Каспийское море. Гидрология устьев рек Терека и Сулака. М.: Наука, 1993. С. 43—47.
11. Ефимов В. В., Куликов Е. А., Рабинович А. Б., Файн И. В. Волны в пограничных областях океана. Л.: Гидрометеиздат, 1985. 280 с.
12. Ржеплинский Г. В., Назаратский Л. Н. Режим волнения шельфовых акваторий на примере Черного моря//Метеорология и гидрология. 1974. № 1. С. 63—68.
13. Леонтьев О. К., Маев Е. Г., Рычагов Г. И. Геоморфология берегов и дна Каспийского моря. М.: Изд-во МГУ, 1977. 209 с.
14. Кравцова В. И., Леонтьев О. К., Ушакова Л. А., Шипилова Л. М. Применение космических снимков при составлении геоморфологических и литологических карт северо-восточной части Каспия//Геолого-геоморфологические исследования Каспийского моря. М.: Наука, 1983. С. 139—146.
15. Гидрометеорологические условия шельфовой зоны морей СССР. Т. 2. Каспийское море. Л.: Гидрометеоздат, 1986. 267 с.
16. Левант А. С. Моделирование и расчет сейс с применением конформного отображения морских акваторий: Дис. канд. геогр. наук. ГОИН, 1991.
17. Скриптунов Н. А. Многолетние изменения течений в западной части Северного Каспия//Тр. ГОИН. 1986. Вып. 168. С. 36—49.
18. Байдин С. С. Стадийность развития устьевой области реки//Тр. ГОИН. 1971. Вып. 104. С. 5—30.
19. Bowen A. J., Huntley D. A. Waves, long waves and nearshore morphology//Hydrodynamics and sedimentation in wave-dominated coastal environments. Amsterdam; Oxford; New York; Tokyo, 1984. P. 1—13.

LOW FREQUENCY WAVE MOVEMENTS AS RELATED TO THE SHALLOW SEA FLOOR RELIEF

L. A. ESHCHENKO, L. M. SHIPILOVA

Summary

To elucidate relief-forming role of long waves, fluctuations of wave levels were measured continuously throughout several days under conditions of both calm weather and all the phases of storm. The experiment was carried out in a very gently sloping nearshore zone and revealed the scale of wave motions to be about 1 km, which was in agreement with dimensions of most of constructional landforms on the sea floor. Another experiment was performed on a shallow far from the coast. The analysis of currents, temperature and salinity records suggested the water dynamics in the region to be under control of an anticyclonic vortex.

УДК 551.435.11(282.252.1)

© 1994 г. А. Н. МАХИНОВ, Р. С. ЧАЛОВ, А. В. ЧЕРНОВ

НАПРАВЛЕННАЯ АККУМУЛЯЦИЯ НАНОСОВ И МОРФОЛОГИЯ РУСЛА НИЖНЕГО АМУРА

Река Амур в нижнем течении пересекает обширные низменности (Среднеамурскую, Удыль-Кизискую, Амуро-Амгунскую) и разделяющие их невысокие горные массивы — Сихотэ-Алинь, Мьяо-Чан и Чаытынский хребет, чередуя широкопойменное русло с врезанным. Неодинаковая направленность и интенсивность тектонических движений в пределах отдельных геологических структур предопределили особенности строения долины, историю формирования и направленность современных русловых процессов на различных ее участках. В течение всего кайнозоя в долине Нижнего Амура преобладало накопление аллювиальных отложений [1], компенсирующее прогибание земной коры. К концу позднечетвертичного времени здесь сформировалась обширная аккумулятивная равнина, которая протягивается от Малого Хингана до устья, прерываясь местами на участках горных пережимов. В послеледниковье в нижнем течении Амура накопление наносов сменилось непродолжительным врезанием реки. Русла Амура и его притоков углубились в поверхность позднечетвертичной аккумулятивной равнины на 10—12 м, образовав уступ, четко выраженный по обе стороны от современной поймы.

В середине голоцена на всем протяжении Нижнего Амура возобновилась устойчивая аккумуляция наносов [2, 3]. К настоящему времени послеледниковый врез наполовину заполнен аллювиальными отложениями. На отдельных участках Среднеамурской и Удыль-Кизинской низменностей при высоких летне-осенних наводнениях затапливается прилегающая к пойме поверхность озерно-аллювиальной равнины, в пределах которой формируется наложенная пойма.

Аккумулятивное развитие современного русла Нижнего Амура как проявление его направленных вертикальных деформаций [4] подтверждается анализом изменений по длине реки стока наносов и кривых связей расходов воды и уровнем. Сток наносов на Амуре сравнительно невелик. В Амурский лиман река ежегодно выносит 14,9 млн. т твердого вещества. Эта величина меньше годового стока наносов в районе Хабаровска, где он составляет 26,1 млн. т. Вниз по течению, к Комсомольску-на-Амуре, он убывает на 20%, составляя здесь 20,7 млн. т и отражая интенсивную аккумуляцию наносов в пределах Среднеамурской низменности. Пересекая во врезанном русле отроги Сихотэ-Алиня и принимая многочисленные горные притоки, Амур увеличивает сток наносов (до 23,3 млн. т у г/п Богородское), но затем последний снова уменьшается как вследствие компенсационного накопления наносов в пределах погружающейся Удыль-Кизинской низменности, так и благодаря подпорным явлениям из-за влияния приливов.