

11. R. D. Ballard, Fred Hiebert, Dwight Coleman, Cheryl Ward, Jennifer Smith, Kathryn Willis, Brendan Foley, Katherine Croff, Candace Major, Francesco Torre Deepwater Archaeology of the Black Sea of the Black Sea: The 2000 Season at Sinop, Turkey // American Journal Archeology, 2001.— 105.— № 4.— P. 607–623.

Комплексне вивчення стратиграфії прибережно-морських відкладів, реконструкція давніх берегових ліній, археологічні матеріали дозволили визначити послідовність геологічних і кліматичних подій за плейстоцену і голоцену. Наведені докази катастрофічного вторгнення океанічних вод у Чорне море 7,5 тис. років тому.

Allround studying of stratigraphy of coastal-marine sediments, reconstruction of ancient coastal lines, archaeological dates permits to interpret succession of geological and climatic events in holocene and pliocene. The evidences of catastrophic inflow of ocean waters in the Black sea 7500 years ago are adduced.

УДК 551.435:551.435.3](262.5)

В. М. Пешков<sup>1</sup>

## ЦИКЛИЧНОСТЬ В ДИНАМИКЕ МОРСКИХ БЕРЕГОВ

*В современной динамике морских берегов прослеживаются циклы, в основе которых лежат короткопериодные осцилляции климата и его производных (твердый сток рек, волновой режим и др.) На восточном побережье Черного моря выявлены циклы средней продолжительностью около 20 лет. Периоды высокой волновой активности совпадают здесь с общим снижением объема твердых выносов рек. Как следствие – берег начинает размываться, особенно на подветренных по отношению к устьям рек участках. Соответственно, при больших значениях твердого стока и снижении волновой активности происходит общее нарастание берега.*

*Относительная устойчивость циклов позволяет прогнозировать возможные изменения морских берегов, что предотвратит серьезные просчеты и крупные непроизводительные затраты при проведении берегозащитных работ.*

Цикличность в динамике морских берегов отмечалась обычно в связи с сезонностью атмосферных процессов или с периодическими колебаниями солнечной активности [7, 13, 15, 17, 20]. Исследования последних лет свидетельствуют о том, что цикличность береговых процессов имеет более сложный характер. Некоторые циклы не имеют четко выраженной временной продолжительности даже при строгой периодичности вызывающих их факторов. Последнее объясняется тем, что механизм влияния первопри-

© В. М. Пешков:

<sup>1</sup> ОАО "Кубаньводпроект", Краснодар.

чин на береговые процессы весьма сложен, а ответные реакции на воздействие внешней среды далеко не всегда однозначны. Такие воздействия вначале воспринимает атмосфера и передает их на климат и т. д., вызывая таким образом своего рода цепную реакцию. При этом отдельные компоненты из-за определенной инерции не сразу реагируют на внешние изменения, и поэтому возникает сдвиг фаз, то-есть разновременность в цикличности процессов береговой природы.

Солнечно-атмосферные связи и обусловленная ими цикличность обычно имеют региональный характер. Они проявляются одним образом в том или ином регионе, действуют совершенно иначе в другом и полностью отсутствуют в третьем. Этим связям свойственна изменчивость во времени, а в некоторых случаях связи между цикличностью атмосферных и береговых процессов проявляются почти незаметно или отсутствуют. Некоторые циклические явления в береговой зоне имеют автоколебательный характер, так как обусловлены не столько внешними, сколько внутренними причинами. Таковы, например, циклические изменения в динамике “карманных” пляжей, которые не имеют непосредственной связи с внешними факторами, хотя цикличность волнового режима может способствовать усилению или ослаблению автоколебательного процесса во времени.

Самым обычным проявлением цикличности является динамика пляжа в фазу развития, стабилизации и затухания шторма. Специфика этого процесса позволяет выделить штормовую пространственно-временную систему береговой зоны, или штормовой цикл. При этом важно отметить следующее. Если во время штормового цикла не происходит необратимых изменений в структуре баланса наносов, то пляж возвращается к исходному или близкому к нему состоянию. Циклический характер штормового процесса является таким образом одним из проявлений устойчивого режима динамики морских берегов.

Достаточно четкий характер имеют циклы, обусловленные сезонным распределением волновой энергии. Преобладание сильных штормов в холодный период года приводит к активизации волновой переработки рельефа береговой зоны. В такие периоды резко возрастает расход пляжных и донных наносов, изменяются их форма профиля и гранулометрический состав и др. Усиление штормовой активности часто сопровождается нагонными явлениями, общей активизацией абразионных и склоновых процессов (оползни, обвалы) и др. В теплый сезон интенсивность береговых процессов заметно снижается. Сезонные циклы в динамике пляжей и аккумулятивных форм отмечаются во многих районах Мирового океана.

Сезонные изменения волнового режима на Черном море объясняются его нахождением в зоне взаимодействия различных воздушных потоков. В холодный период над бассейном устанавливается область низкого давления, сопряженная с антициклонами. Это способствует образованию высоких барических градиентов, частому вторжению сильных ветров и развитию штормового волнения. При прогреве суши в теплый период происходит выравнивание барического градиента, и поэтому воздушные потоки становятся менее устойчивыми. Сильные волнения в этот период случаются редко, уменьшается их суммарная энергия.

На Черноморском побережье Кавказа сезонным циклам подчиняются процессы литодинамики на предустьевых участках горных рек, расход наносов прибойной зоны, сток береговых наносов в подводные каньоны и др.

В современной динамике морских берегов важную роль играют циклы, в основе которых лежат многолетние колебания климата, совпадающие с “циклами солнечной активности” в 11, 22 и 44 года. На восточном побережье Черного моря продолжительность короткопериодных климатических осцилляций составляет с некоторым приближением 20 лет. А. Гирс [4] связывает такую цикличность со сменой меридиональной циркуляции атмосферы на зональную. А. Соркина [12] на основе анализа вековых колебаний атмосферной циркуляции над Атлантическим и Тихим океанами высказывает предположение о наличии связи между распределением волнений и солнечной активностью. Вековой спад активности в 60-е годы явился, например, причиной крупных атмосферных аномалий в Северном полушарии, что повлекло за собой соответствующие изменения в распределении давления, температуры и барических полей над Черным морем. Хотя траектории циклонов и не испытывают при этом значительных отклонений из-за влияния Кавказского хребта, изменения термики и траектории циклонов над ЕТС отражаются на характере циклонической деятельности.

Связь долговременных изменений волнового режима с внутривековыми колебаниями климата подтверждается исследованиями многих авторов [1, 21, 22]. Общее похолодание климата в 50-е годы привело, например, к резкому снижению волновой активности на Черном море. При снижении среднегодовой температуры в Северном полушарии на 0,3–0,4 °С относительно нормы резко уменьшается повторяемость сильных штормов (рис. 1, 2). Указанная закономерность объясняется тем, что в периоды похолодания происходит ослабление атмосферной циркуляции. Уменьшается западный перенос воздушных масс при одновременном развитии блокирующих антициклонов, которые формируются над Европой [2, 5].

Анализ зависимости изменений волновой активности от внутривековых колебаний климата на весь Черноморский бассейн привел И. Балабанова [1] к следующим выводам:

а) повторяемость сильных и очень сильных штормов определенным образом связана с проникновением глубоких циклонов (давление в центре 990 мб и ниже);

б) повторяемость глубоких циклонов имеет хорошо выраженную связь с величиной отклонения среднегодовой температуры Северного полушария от нормы.

Исследования последних десятилетий показывают, что общий тренд в голоцене направлен на улучшение климатической среды по сравнению с последним этапом гляциального периода (вюрм). Внутри этого общего тренда в голоцене можно выявить вторичные климатические изменения, которые оказывают большое влияние на окружающую среду, в частности, на физические и биологические процессы. Используя материалы геологических, геоморфологических, гляциологических, палеоботанических, археологических исследований, можно реконструировать с большой

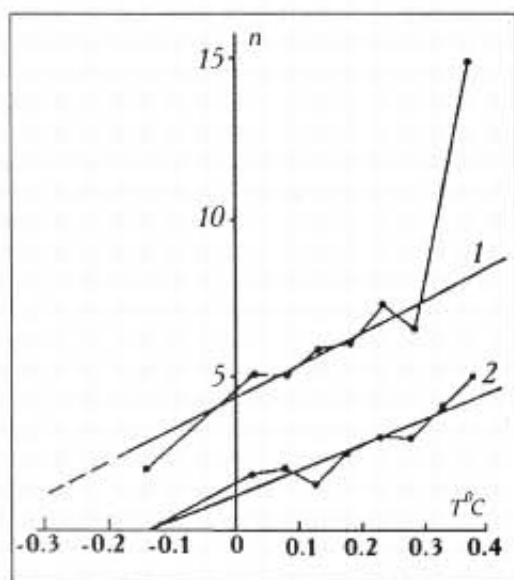


Рис. 1. Зависимость повторяемости сильных и очень сильных волнений в районе Пицунды от температуры Северного полушария (1925–1960), (по И. П. Балабанову, 1984).  $n$  — среднее статистическое число волновых циклов в году;  $T^{\circ}\text{C}$  — отклонение средней годовой температуры Северного полушария от нормы (по Дроздову, Полозовой, Рубинштейну, 1974). Графики волнений: 1–5 баллов; 2–6 и более баллов

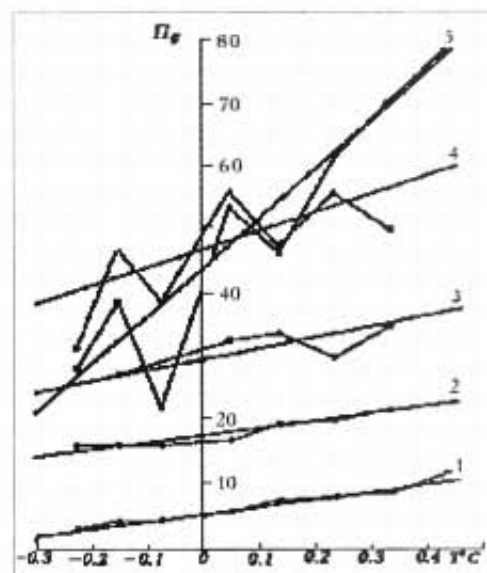


Рис. 2. Зависимость повторяемости глубоких циклонов от температуры Северного полушария (1900–1960 гг.)  $n_g$  — среднестатистическое число дней в году с глубокими циклонами (по Л. Вительсу, 1965);  $T^{\circ}\text{C}$  — отклонение среднегодовой температуры Северного полушария от нормы (по Дроздову и др., 1974). 1 — юг ЕТС; 2 — Западная Европа; 3 — Азорский максимум; 4 — север Европейского континента; 5 — Баренцево море

Таблица. Характеристика волнового режима Черного моря в периоды максимального потепления и похолодания [1]

Характеристика климата	Год	Балл волнения					
		7	6	5	4	3	2
Потепление	1938	87	65	26(11)	15(9)	0(0)	193(20)
	1939	166	78	30(14)	20(6)	5(3)	299(23)
	1940	126	81	30(17)	6(2)	2(2)	245(21)
Похолодание	1955	57	4	1(1)	0(0)	0(0)	62(1)
	1956	63	16	2(2)	0(0)	0(0)	81(2)
	1957	17	8	0(0)	0(0)	0(0)	25(0)

Примечание. В таблице приведено число случаев сильных (5-6 баллов) и очень сильных (7 баллов) волнений; в скобках — число штормовых циклов.

точностью последствия климатических изменений, особенно в историческое время. Изучение распространения ледников — один из типичных примеров, используемых в палеоклиматологии. Отслеживание изменений фронта ледника Фернау в Тирольских Альпах за последние 3 тыс. лет позволили выделить 5 влажных и холодных периодов, имевших следующую продолжительность: 1400–1300 гг. и 900–300 гг. до нашей эры, 450–750 гг., 1150–

1300 гг. и 1550–1950 гг. нашей эры [23]. Наряду с этими крупномасштабными циклами, наблюдаются более короткие периоды (10–35 лет) холодной дождливой погоды, чередующейся с периодами сухой и теплой погоды (циклы Брюкнера). Дендрологический анализ свидетельствует о существовании крупных климатических изменений с короткими флуктуациями от 400 г. до нашей эры до настоящего времени. Он доказывает, в частности, наличие климатических оптимумов и малых ледниковых периодов [15]. Малые ледниковые периоды были особенно важными для моделирования рельефа. Снижение температуры и увеличение осадков повлекло за собой усиление почвенной эрозии, в том числе вынос осадочного материала в море (характерно для периода с 1550 по 1850 г. с двумя пиками в 1600–1620 и 1800–1820 гг.).

На Адриатическом побережье Италии от устья р. По до Габичче для периодов холодной и влажной погоды характерно выдвижение берега [22]. Этот процесс коррелируется с резким выдвижением авандельты р. По с 1600 по 1812 г. во время малого ледникового периода. Причиной выдвижения явился мощный аллювиальный сток, превышающий способность волн перерабатывать материал. В периоды теплой и сухой погоды объем твердых выносов становится меньше и одновременно снижается повторяемость сильных штормов. С конца 70-х годов установилась преимущественно сухая и теплая погода без обильных дождей, наводнений и штормов, то есть спокойная ситуация по сравнению с предшествующим периодом холодной и влажной погоды, когда сильные шторма преобладали, а естественный вынос осадочного материала в море был замедлен. Ведущим процессом в течение 20 лет было отступление берега. Настоящий период характеризуется стабилизацией и даже выдвижением береговой линии. Это происходит на участках, где проведены берегозащитные работы и где они не выполнялись. Это не означает, что абразия не представляет опасности. В соответствии с климатическими флуктуациями впереди ожидается период холодной и влажной погоды. Общее усиление штормов может вызвать новые разрушения берега. Этот процесс, наряду с естественными предпосылками, может быть усилен наложением техногенного фактора.

Влияние осцилляций климата сказывается не только на береговых процессах. Во время холодной и влажной погоды обильные осадки сочетаются с сильными штормами, что провоцирует активизацию оползней. При этом большие массивы рыхлого грунта могут выдвигаться в море в виде крупных языков. Во время сухой и теплой погоды объем твердых выносов снижается и одновременно уменьшается волновая активность. Клифы становятся стабильными, как и пляжи. Работы по укреплению берега привели к тому, что пляжи от Габичче до Пунта Пенна остались без прежних источников питания. Поэтому во время периода холодной и влажной погоды они будут подвергнуты сильному размыву [22].

Суммарная энергия волнений в районе Пицунды значительно изменяется в среднем через каждые 20 лет. Судя по картографическим материалам и архивным данным с 1903 года, первые 20 лет столетия отличались сравнительно небольшой суммарной энергией волнений (примерно 35–

40 тыс. условных энергетических единиц (уэе)). С середины 20-х до начала 40-х годов она превысила 66 тыс. уэе. В 1939 году отмечен абсолютный максимум для всего столетия — 8400 уэе, что в 3 раза превышает норму (2660 уэе). Следующий цикл (1945–1963 гг.) отличался общим снижением волновой активности (около 30 тыс. уэе). С середины 60-х годов начался цикл высокой активности волнений (около 65 тыс. уэе к 1985 году). Для современного цикла характерно общее снижение штормовой активности, что не исключает, однако, прохождения отдельных экстремальных штормов.

На основе наблюдений за распределением волновой энергии была разработана методика предвычисления временных рядов для прогноза штормовой активности. Фактический ход суммарной годовой энергии волнений имеет хорошую сходимость для различных районов юго-восточной части Черного моря, в частности, для Сочи и Пицунды, и имеет среднюю продолжительность 20 лет [11].

Существование долговременных изменений волнового режима выявлено во многих районах Мирового океана. Фостер и Стоун [17] на основе картографических материалов, лоций и фотодокументов установили циклы в динамике пляжа Гронула (Австралия). С 1901 по 1924 г. на этом пляже преобладала аккумуляция наносов, затем последовал цикл размыва, а с 1951 года вновь наметилась тенденция к аккумуляции. О цикличном ходе абразии и аккумуляции свидетельствуют съемки берега в районе м. Барроу на Аляске [20]. Детальный анализ ветро-волнового режима для 5 пунктов Балтики с 1880 по 1972 г. свидетельствует о цикличности штормовой активности с периодом 24–26 лет. Ю. Шуйский [14] приводит данные о цикличности абразии на Бурнасском участке Черного моря. Повышение скорости отступления клифов отмечалось здесь в конце 50-х и в начале 70-х годов. В начале 60-х и середине 70-х годов скорость срезания клифов была минимальной, а во второй половине 60-х и начале 80-х годов абразия вновь активизировалась. Указанные явления коснулись также пляжей и аккумулятивных форм. С цикличным ростом энергии волнений и продолжительностью сильных штормов связано современное усиление размыва Атлантического побережья США [20]. Цикличность абразии в связи с неравномерным распределением энергии волнений отмечается в Крыму. Длительный ряд исследований в районе Клемскерке-Воссеслаг (Нидерланды) свидетельствует о том, что фаза размыва пляжа сменяется здесь относительным равновесием и фазой аккумуляции. Подтверждением тому является строительство берегоукрепительных сооружений в фазу размыва (1912 год), которые оказались затем погребенными под слоем наносов в фазу аккумуляции.

Чередование циклов размыва и аккумуляции отмечено на побережье острова Бретань в местах развития песчано-галечных и песчаных пляжей, приуроченных к вершинам бухт и разделенных коренными мысами. Аккумулятивная береговая линия здесь весьма динамична: циклы размыва сменяются выдвиганием. В отдельные циклы береговая линия выдвигается в море до 250 м (1961–1971 гг.); до 800 м (1963–1980 гг.). Отступление берега на некоторых участках происходит со скоростью до 140 м (1975–1981 гг.).

Циклические изменения в динамике пляжа с периодом около 10 лет наблюдаются на западном побережье Австралии в районе порта Фримантл [16]. Существование периодов с низкой и высокой штормовой активностью выявлено для ряда пунктов Балтики, Черного и Каспийского морей. Средняя продолжительность циклов штормовой активности определяется в 24–28 лет. Максимум такой активности приурочен к 1902–1910 гг., 1925–1932 гг., 1948–1952 гг.; минимум — 1914–1920 гг., 1940–1944 гг., 1955–1970 гг. В периоды высокой штормовой активности резко возрастает воздействие волн на берега и гидротехнические сооружения. Усиливается заносимость морских портов. Циклы довольно устойчивы, что дает возможность качественного прогноза роста и снижения волновой активности моря.

Ф. Шепард [13] отмечает существование прибрежно-морских циклов средней продолжительностью 35 лет (внутривековые). В периоды штормовой активности проливы из лагун Мексиканского залива гораздо быстрее смещаются в направлении потока наносов, чем в периоды общего снижения повторяемости штормов. По данным Гомолки (Gomolka, 1971) в районе Фрезендорфа на Балтийском море прослеживается рост и снижение скорости абразии берега с интервалом 25–45 лет. Изменчивость волнового режима оказывает большое влияние на перемещение пляжных и донных наносов, в том числе на количественные показатели вдольбереговых потоков наносов.

В работе Ю. Шуйского [14] приводятся материалы по цикличности волнового режима и вдольберегового перемещения наносов в северной части Черного моря. Для начала 60-х годов XIX и середины 30-х годов XX столетия поток наносов вдоль кос Тендровского и Джарылгачского заливов имел восточное направление, а в конце XIX века и на рубеже 60–70-х годов прошлого века — западное направление. Такая смена направления господствующего перемещения наносов в рамках циклов установлена и для некоторых участков восточного побережья Черного моря. Это указывает на необходимость критического подхода к определению потоков наносов на основе краткосрочных наблюдений.

Наряду с многолетними колебаниями волновой активности, циклическим изменениям подвержен твердый сток горных рек Западной Грузии. Многолетние колебания твердого стока некоторых рек имеют здесь определенную связь с распределением энергии волнений. Этим объясняются, в частности, характерные изменения рельефа и очертаний предустьевых и смежных с ними участков морского берега. Периоды высокой волновой активности совпадают обычно с общим снижением твердых выносов рек. Как следствие — берег начинает размываться, особенно на подветренных участках по отношению к устьям рек. Соответственно, при больших величинах твердого стока и снижении волновой активности происходит общее выдвижение берега.

Сопоставление данных по “емкости” потока наносов в районе Пицунды с величиной твердого стока р. Бзыбь показывает, что на предустьевом участке периодически создается острый дефицит наносов или их избыток. Так, с середины 20-х до первой половины 40-х годов расход пляжных наносов достигал в отдельные годы 250 тыс. м<sup>3</sup> и более. В этих условиях юго-запад-

ный берег Пицунды испытал сильный размыв, особенно от устья Бзыби до Инкитского выступа (объем размыва около 1,5 млн м<sup>3</sup>). Линия уреза по длине берега около 2 км отступила в среднем на 40–50 м; в непосредственной близости к устью — до 120 м. Около 0,9 млн м<sup>3</sup> наносов было смыто с пляжа южнее Инкитской бухты. В теле берегового вала резко обозначился уступ размыва высотой до 2 м. Аналогичная ситуация возникла в тот период на побережье Аджарии, где берег по экспозиции к господствующим волнениям западных румбов представляет собой зеркальное отображение Пицунды. Оценка объема размыва по картографическим материалам показывает, что расход наносов от устья р. Чорохи до Батумийского мыса достигал 250–300 тыс. м<sup>3</sup>/год.

С 1945 по 1963 г. на Пицунде преобладали аккумулятивные процессы. Общий объем твердых выносов р. Бзыбь примерно на 0,8 млн м<sup>3</sup> превысил суммарную емкость вдольберегового потока (среднегодовой расход пляжных наносов составил 30 тыс. м<sup>3</sup>). В условиях снижения волновой активности максимум аккумуляции приходился на предустьевой участок; авандельта р. Бзыбь выдвигается в море почти на 100 м в виде симметричного “клюва”. С 1964 года наметилась тенденция к снижению твердого стока при одновременном увеличении “емкости” потока наносов. В результате этого ЮЗ берег Пицунды испытал новый цикл размыва, который составил в объемном выражении 0,7 млн м<sup>3</sup> только для пляжа. К началу 80-х годов линия уреза на подветренном участке отступила в среднем на 45–50 м. Заметно активизировался размыв Инкитской бухты, то-есть наблюдалось повторение цикла размыва. Суммирование баланса пляжных наносов за отдельные периоды и в целом с 1903 по 1985 г. позволяет предполагать, что первые 20 лет столетия характеризовались преобладанием аккумулятивных процессов (превышение твердых выносов над емкостью вдольберегового потока оценивается в 1,5–1,7 млн м<sup>3</sup>).

Изменчивость твердого стока р. Бзыбь и волнового режима оказывает определенное влияние на сток песка и гальки в подводные каньоны. Вершины большинства предустьевых каньонов Черноморского побережья Кавказа находятся в 150–200 м от берега (глубины 8–15 м); наиболее активные латеральные каньоны пересекают зону миграции не только донных, но и пляжных наносов. Исследования Южного отделения Института океанологии РАН (1967–1969 гг.) показали, что часть береговых наносов реально поступает в каньоны [3]. Песок и галька в каньоне “Акула” были обнаружены при бурении вибропоршневой трубкой до глубины 420 м. Детальные повторные промеры (1970–1972 гг.) дали возможность оценить такие потери количественно. Рассматриваемый период отличался высокой активностью штормов. В последующий период повторяемость сильных штормов значительно снизилась и, соответственно, уменьшились потери наносов на глубину. Последнее установлено путем постановки специальных подводных полигонов [9]. Работы последующих лет показали, что при усилении штормовой активности влияние подводных каньонов на баланс наносов береговой зоны вновь возрастает. Так, в 1983 и 1985 гг. объем стока песка и гальки в предустьевой каньон р. Бзыбь составил несколько десятков тысяч



кубометров. Сток наносов в латеральный каньон “Акула” отмечался также в 1983, 1985 и 1989 годы. Таким образом, основная причина разноречивости мнений относительно стока пляжных наносов в подводные каньоны объясняется тем, что они получены в периоды с различными гидродинамическими условиями.

Рассматривая цикличность береговых процессов как важную особенность динамики и развития морских берегов, следует отметить следующее. Очевидно, в каждом цикле, независимо от характера и продолжительности, возникают определенные противоречия между различными компонентами (элементами) береговой зоны и внешней средой. Поэтому основная направленность процесса в рамках цикла связана с установлением нового равновесия. Для штормового цикла это выражается в таких последовательных изменениях рельефа и состава наносов, которые обеспечат максимальное рассеивание механической энергии волн при наименьшей мощности самого процесса. Это достигается путем выработки профиля динамического равновесия или стремлением к такому состоянию. При условии сохранения баланса вещества и энергии штормовой цикл не вызывает однонаправленных изменений рельефа и состава наносов береговой зоны.

Циклы сезонного порядка близки по своей структуре и динамике. Основное различие в том, что они охватывают более продолжительные промежутки времени и заключают в себе множество штормовых циклов. Хотя сезонные циклы не всегда тождественны друг другу в количественном выражении, основным их признаком является сохранение качественного характера изменений, то есть они совершаются в пределах одного инварианта. Сезонные циклы весьма устойчивы, хотя в отдельные годы может значительно изменяться и величина твердого стока, и энергия волнений. Соответственно изменения рельефа предустьевых участков носят как бы пульсирующий характер относительно некоторого среднестатистического состояния. Сезонные и штормовые циклы объединяет и еще один признак: интенсивность процессов максимальна в начальную фазу при наибольшем противоречии рельефа по отношению к волновому фактору и снижается по мере снятия такого противоречия. Еще одним важным признаком является обратимость или устойчивость основных изменений при сохранении качественного состояния.

Обратимся к анализу многолетних циклов, которые отражают наличие определенной тенденции в динамике развития берега в некотором временном интервале. И хотя при этом допускается возможность возврата к прежнему или близкому к нему состоянию, в рамках таких циклов возможны качественные изменения. Так, в ходе общего размыва песчано-галечный пляж может превратиться в галечный. Истощение верхнего плаща рыхлых наносов и выход в прибойную зону реликтовых грунтов может явиться, как уже отмечалось, причиной качественно нового этапа в развитии берега. Таким образом, важнейшим признаком многолетних циклов является возможность перехода количественных изменений в качественные. В результате этого аккумулятивный по генезису берег превращается в типично абразионный, с присущими последнему элементами морфологии и динамики.

В то же время, само понятие цикличность подразумевает возможность возврата берега к прежнему качественному состоянию. Иначе говоря, аккумулятивный берег в рамках цикла может становиться абразионным, а затем вновь трансформироваться в аккумулятивный. Обобщение материалов по цикличности береговых процессов позволяет выделить ряд характерных этапов, а именно: а) относительную стабилизацию рельефа берега (профиль, контур, гранулометрический состав), которая наступает по мере стирания противоречия по отношению к энергетическим характеристикам волнения; б) постепенное затухание интенсивности переформирования рельефа вплоть до состояния, при котором волновая энергия полностью рассеивается и не вызывает однонаправленных изменений в течение того или иного временного цикла. Это относится к штормовому, сезонному и многолетним циклам. Можно предполагать, что между циклами разного ранга не существует принципиальных различий. В. П. Зенкович [6] считает, что в регрессивно-трансгрессивные фазы, когда устанавливается волновой режим в геологическом масштабе времени, быстрее вырабатывается рельеф, затем баланс наносов и в последнюю очередь — гранулометрический состав наносов. Иначе говоря, развитие протекает от юности к старости, когда снимаются основные противоречия между различными факторами. Высокие скорости абразии и аккумуляции, плохая сортировка наносов — признаки продолжающегося развития по пути достижения равновесия. На периодичность аккумулятивных процессов во время голоценовой трансгрессии указывают генерации реликтовых аккумулятивных форм на шельфе, а о многократности аккумулятивных циклов можно судить по расположению разновозрастных генераций валов на разных батиметрических уровнях шельфа. О смене циклов аккумуляции и размыва свидетельствует отмирание современных аккумулятивных форм.

В общем случае выделение циклов в динамике морских берегов служит достаточно надежным инструментом для понимания происходящих изменений. Каждый цикл характеризуется присущими только ему особенностями, но каждый из них является относительно автономной системой. Все это позволяет говорить о двух аспектах структурно-системного анализа, о взаимоотношении системы с внешней средой, а также об иерархичности систем и универсальной вовлеченности любой из них в качестве подсистемы в более сложную. При этом поведение отдельной системы определяется не только ее внутренней структурой, но и структурой внешних связей.

Относительная устойчивость циклов позволяет предвидеть возможные изменения морских берегов и использовать эту их особенность для прогноза. Последнее особенно важно для принятия практических решений. Недоучет естественной смены процессов размыва и аккумуляции может стать причиной серьезных просчетов и крупных непроизводительных затрат на мероприятия по защите морских берегов. Примером тому может служить берег курорта Пицунда, который испытал катастрофический размыв в 1969 году. Для его защиты были разработаны проекты, сопоставимые по стоимости с курортным комплексом. И только своевременное предсказание циклического характера динамики Пицундского мыса позволило принять правильное

решение. К середине 70-х годов пляжи курорта полностью восстановились за счет возобновления СЗ потока в полном объеме. Еще один пример. При разработке берегозащитных мероприятий в г. Гагра за основу был принят факт перемещения наносов в 50–60-е годы от устья р. Бзыбь к вершине Гагрского залива. Уже после строительства первых бун (70-е годы) пляжный материал стал перемещаться в направлении основного потока, то есть с СЗ на ЮВ. В результате этого начался низовой размыв, и для его устранения пришлось строить новые буны.

Данные по цикличности береговых процессов еще слишком отрывочны для каких-либо строгих обобщений. Остается много неясного в отношении механизма влияния первичных факторов и ответных реакций на них со стороны берега. Есть неопределенности и в отношении возможных смещений во времени различных циклов, а также продолжительности их действия. В ряде случаев неопределенность оценок вызвана отсутствием достаточно длительного периода наблюдений. Нехватает данных о влиянии техногенных факторов. Поэтому представленные материалы можно рассматривать как предварительное обобщение реально существующих в природе явлений, которые требуют более детального изучения.

1. Балабанов И. П. Изменения волнового режима Черного моря в позднем голоцене // Изв. АН СССР. Сер. геогр. — 1984. — № 5. — С. 70–81.
2. Блютген И. География климатов. — М.: Прогресс, 1973. — 304 с.
3. Галанов Л. Г. О процессах, протекающих в вершинах подводных каньонов юго-восточной части Черного моря / Процессы развития и методы исследований прибрежной зоны моря — М.: Наука, 1972. — С. 148–154.
4. Гирс А. А. К вопросу об изучении стадий развития циркуляционных эпох / Труды ААНИИ, 1967. — 273. — С. 134–146.
5. Гриббин Дж., Лэмб Г. Г. Изменения климата за исторический период. — Л.: Гидрометеониздат, 1980. — 102 с.
6. Зенкович В. П. Основы учения о развитии морских берегов. — М.: Наука, 1962. — 710 с.
7. Кинг К. А. М. Пляжи и берега. — М.: ИЛ, 1963. — 435 с.
8. Лэмб Г. Г. Влияние атмосферы и океанов на изменение климата и развитие материкового оледенения // Проблемы палеоклиматологии. — М.: Мир, 1968. — 200 с.
9. Меншиков В. Л. О процессах развития рельефа вершин подводных каньонов // Океанология, 1976. — XVI. — Вып. 6. — С. 1056–1062.
10. Пешков В. М. Влияние подводного каньона на динамику и развитие аккумулятивного берега // Изв. ВГО, 1976. — 108. — № 4. — С. 283–289.
11. Пешков В. М. Галечные пляжи неприливных морей (вопросы теории и практики). — Автореф. докт. дисс. — М.: МГУ, 1994. — 62 с.
12. Соркина А. И. Типы атмосферной циркуляции и ветровых полей над северной частью Атлантического океана // Труды ГОИН, 1965. — Вып. 84. — С. 72–80.
13. Шепард Ф. Морская геология. — Л.: Недра, 1969. — 462 с.
14. Шуйский Ю. Д. Проблемы исследования баланса наносов в береговой зоне морей. — Л.: Гидрометеониздат, 1986. — 240 с.
15. Bartholin T. S. *Dendrochronology in Sweden, in Morner N.A. and Karten W. (Eds.). Climatic changes on a yearly to millennial basis.* — Dordrecht, Reidel P. C., 1984. — P. 261–262.
16. Elliot I., Clark D., Rhodes A. Beach-width variation at Scarborough, Western Australia, // J. Roy. Sci. — W. Australia, 1982. — 65. — P. 153–158.

17. *Foster D. N., Stone D. M.* Historical evidence of erosion at Gronulla // *J. Inst. Eng. Australia*, 1965.— 37.— № 9.— P. 275–286.
18. *Fox W. T., Davis R. A.* Seasonal variation in beach erosion sedimentation on the Oregon Coast // *Bull. Geol. Soc.— America*, 1978.— 89.— № 10.— P. 1541–1549.
19. *Hayden B. P.* Storm wave climates at Cape Hatteras, North America: recent secular variation // *Science*, 1975.— 190.— № 4218.— P. 981–983.
20. *Hume J. D., Shalk M.* Shoreline processes near Barrow, Alaska: a comparison on the normal and the catastrophic.— *Arctic*, 1967.— 20.— № 2.— P. 86–103.
21. *Lamb H. H.* Climate, history and the modern world.— London, Methuen.— 1982.— 342 p.
22. *Marabini F., Veggiani A.* The evolution of the northern Adriatic coastal zone (Italy): the climatic changes and the environment / *Coastlines of the Mediterranean*.— N.Y.: ASCE, 1993.— P. 1–15.
23. *Mayr F.* Untersuchungen über Ausmass und Falden der Klima Gletcherschwankungen seit dem Beginn der post glazialen Warmezeit. Ausgewählte Beispiele aus dem Stubai Alpen in Tirol. *Zeitschr. f. Geomorphol.*— Wien, 1964.— P. 257–286.
24. *Peshkov V. M.* Coastal Processes Cyclinity / *California and the World Ocean*\*97.— N.Y.: ASCE, 1997.— 1.— P. 743–752.

В сучасній динаміці морських берегів простежуються цикли, що базуються на короткоперіодних осциляціях клімату і його похідних (твердий стік річок, хвильовий режим і ін.) На східному узбережжі Чорного моря виявлені цикли з середньою тривалістю 20 років. Періоди високої хвильової активності збігаються із загальним зниженням твердого зносу річок. Як наслідок — береги розмиваються, особливо на підвітряних щодо гирл річок ділянках. Відповідно, за збільшення твердого зносу та зниження хвильової активності відбувається нарощування берега.

Відносна стійкість циклів дозволяє прогнозувати можливі зміни морських берегів, що попередить прорахунки та непродуктивні витрати при будівництві берегозахисних споруд.

In the contemporary sea shores' dynamics are tracing the cycles, based on short-term climate's and his derivatives oscillations (river's sediment runoff, wave conditions so on). On the eastern Black Sea cost cycles of intermediate duration (about 20 years) had been developed. Periods of the high wave activities here coincide with the common decrease of rivers' sediments runoff volumes. As a result — a coast begins to diffuse, especially on the leeward sides with respect to creeks. Accordingly high rivers' sediments runoff volumes and decrease of wave activities gives rise to common increasing of the coast.

The relative stability of the cycles allows to forecast possible changes of seashore. That will protect serious errors and large unproductive ongoing during the cost-protecting activities.