ОКЕАНОЛОГИЯ, 2022, том 62, № 1, с. 125–134

МОРСКАЯ ГЕОЛОГИЯ

УДК 551.435.3

АБРАЗИЯ БЕРЕГА, СЛОЖЕННОГО РЫХЛЫМ МАТЕРИАЛОМ

© 2022 г. И. О. Леонтьев*

Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН, Москва, Россия

**e-mail: igor.leontiev@gmail.com*

Поступила в редакцию 03.12.2020 г.
После доработки 03.03.2021 г.
Принята к публикации 08.04.2021 г.

Рассматривается абразия берегов, при разрушении которых образуются наносы волнового поля (песок, гравий, галька). Развитие таких берегов контролируется обратной связью между темпом абразии и объемом растущего пляжа. Предложенная эволюционная модель, приводит к выводу, что абразия должна экспоненциально затухать со временем. Длительность процесса может измеряться десятками, сотнями и тысячами лет в зависимости от доли пляжеобразующего материала, поступающего из клифа. Повышение относительного уровня моря увеличивает длительность процесса. Для прогноза годового объема абразии клифа применен подход Ларсона [15], принимающий во внимание разность высот пляжа и волнового заплеска. Расчетная формула содержит эмпирический коэффициент, оцененный на основе данных по берегам Камского водохранилища и Охотского моря (где важную роль в абразии клифа играет прилив). По расчетам, даже небольшой пляж вызывает существенное снижение объема абразии клифа. Абразия подводного склона определяется на основе показателей надводной абразии и концепции “глубины замыкания”.

Ключевые слова: объем абразии, отступание клифа, развитие пляжа, эволюция абразионного берега

DOI: 10.31857/S0030157422010087

ВВЕДЕНИЕ

Абразия – процесс разрушения берега штормовыми волнами, сопровождающийся формированием абразионной террасы (бенча) и абразионного клифа [2]. Термин “абразия” в широком смысле применяется не только к берегам, выработанным в коренных породах, но и к аккумулятивным по своему генезису побережьям, которые в силу изменений природной обстановки стали испытывать рецессию [8]. По отношению к последним употребляется также термин “размыв”. По сути, речь идет об одном и том же явлении, когда волны разрушают клиф, а его материал выносится на пляж и подводный склон.

Возможны два сценария, отражающие неоднозначную роль обломочного материала, образующегося в ходе абразии: 1) поступающие из клифа обломки бомбардируют его, увеличивая скорость абразии; 2) скапливающийся материал формирует пляж, прикрывающий основание клифа и замедляющий абразию [1, 10, 11]. Вероятность того или иного сценария зависит от свойств материала, из которого построен берег. Первый сценарий реализуется в условиях прочных скальных и полускальных пород, фрагменты которых обладают значительным ударным действием. При уменьшении объема таких обломков (например, за счет истирания и выноса) абразия затухает [1].

В настоящей работе рассматриваются берега, развивающиеся по второму сценарию, когда в теле клифа в той или иной мере присутствуют частицы наносов волнового поля. Имеются в виду рыхлые несцементированные отложения песчаного, песчано-илистого, песчано-гравийного, песчано-галечного или гравийно-галечного состава, супеси, слабо уплотненные суглинки с вкраплениями песчаных и более крупных частиц (породы V класса по классификации [8]). Берега, о которых идет речь, распространены не только в морях (например, в Охотском, где абразию испытывают пересыпи северо-восточного Сахалина, рис. 1), но и в крупных водохранилищах, где еще продолжается процесс выработки профиля равновесия. Поступающий из клифа материал пляжеобразующих фракций отчасти выносится на подводный склон, наращивая осадочный слой на коренном бенче, а отчасти остается на пляже. Скорость отступания клифа оказывается обратно пропорциональной объему накоплений у его подножья [11].

Представления о дальнейшей эволюции абразионного берега неоднозначны. Согласно исследованию [1], возможно установление равновесия между поступлением материала из клифа и его уходом (главным образом, за счет истирания). В этом случае должна поддерживаться некоторая оптимальная скорость абразии, которая при не-

Рис. 1. Абразионный берег северо-восточного Сахалина (фото В.В. Афанасьева).

изменности уровня моря и волнового климата будет продолжаться неограниченное время. Вместе с тем, нельзя не учитывать, что по мере расширения абразионной террасы и возрастающей диссипации энергии волн, их воздействие на клиф будет уменьшаться. В результате абразия может затухать и в конце концов прекратиться [2].

Прежние количественные методы оценки абразии разрабатывались в основном в связи с прогнозированием волновой переработки берегов искусственных водохранилищ. Выработанные рекомендации опирались, главным образом, на инженерно-геологические и геоморфологические аналогии, а также на среднегодовые показатели энергии волн в данном бассейне [3, 4, 9]. При этом пляж не рассматривался в качестве активного фактора. Однако и в более современных подходах обратная связь между абразией и развитием пляжа не принимается в расчет в должной мере [1, 5, 12].

Настоящая работа имеет целью в какой-то мере восполнить этот пробел. Здесь предлагается способ расчета годового объема абразии, учитывающий параметры пляжа, а также строится модель эволюции абразионного берега в длительной перспективе, когда свойства пляжа со временем изменяются.

АБРАЗИЯ В МАСШТАБЕ ГОДА

Представим себе отступающий берег, сложенный слабо устойчивыми к размыву отложениями, на котором перед абразионным клифом выстой h_{cl} сформировался пляж с возвышением z_b (рис. 2а). Для определения объема абразии воспользуемся моделью Ларсона [15], описывающей размыв авандюны. В ходе этого процесса на фронтальном склоне песчаной дюны также образуется клиф, подобный клифу абразионного берега, выработанному в рыхлых породах. Отличие только в том, что первый из них сложен несвязными частицами, а материал второго включает долю частиц, в той или иной мере сцепленных друг с другом. Это отличие влияет на скорость разрушения клифа, но не на суть самого процесса. В обоих случаях можно допустить, следуя Ларсону, что вес смытого материала ΔP (в нашем случае, материала клифа) пропорционален силе F, с которой бор, движущийся по поверхности пляжа (по сути, фронт потока заплеска) ударяет в клиф, т.е. $\Delta P \sim F$.

Детальное описание модели приведено в работе [15], а здесь ограничимся кратким пересказом основных моментов. Сила воздействия бора представляется в форме $F = m\left(\frac{du}{dt}\right) \approx mu/T$, где m – масса бора, u – его скорость, t – время, T – период волн. Переходя от веса к объему размыва ΔV и используя ряд аппроксимаций в отношении массы бора m, можно прийти к соотношению

$$\Delta V/\Delta t \sim u^4/g^2T,$$

где Δt – длительность волнового воздействия, g – ускорение силы тяжести. Скорость бора аппроксимируется как $u^2 = 2g(R - z_b)$, где R – высота волнового заплеска (рис. 2а). Далее, полученное соотношение для объема размыва ΔV представляется в дифференциальной форме и интегрируется по времени. Результатом является формула, кото-

рая в нашем случае выражает объем абразии V_a на единицу длины берега (м^3 м$^{-1}$) за промежуток времени t_w:

$$V_a = K_a(R + \eta - z_b)^2 \frac{t_w}{T}, \quad (1)$$

Здесь K_a – безразмерный коэффициент пропорциональности, зависящий от свойств материала клифа (для песчаных наносов K_a порядка 10^{-3} [15]), η – изменение среднего уровня моря за счет штормового нагона и прилива. Очевидно, абразия возможна только при условии (рис. 2а)

$$R + \eta > z_b. \quad (2)$$

Высота волнового заплеска R может рассчитываться по известной формуле Стокдон и др. [16], основанной на натурных измерениях, в которую, однако, рекомендуется включить зависимость от угла подхода волн. Ясно, что при фронтальном подходе волны генерируют более высокий заплеск, чем при распространении под значительным углом Θ_0 относительно береговой нормали (индекс “0” относится к глубокой воде). Наряду с другими прибрежными феноменами, волновой заплеск, в конечном счете, должен контролироваться потоком волновой энергии к берегу, прямо пропорциональным произведению $H_0^2 \cos\Theta_0$, где H_0 – высота волн. Так как высота заплеска R пропорциональна $H_0^{1/2}$ [16], то допуская связь R с потоком энергии, можно ожидать зависимость R также и от величины $\cos^{1/4}\Theta_0$. Соответствующие изменения R при углах подхода волн $\Theta_0 < 45°$ не превышают 9% и практически мало заметны. Однако с приближением Θ_0 к 90° высота заплеска будет быстро уменьшаться. Таким образом, с учетом высказанных соображений формулу Стокдон и др. можно представить в следующем виде:

$$R = (0.385\beta + 0.55\sqrt{0.563\beta^2 + 0.004}) \times \\ \times \sqrt{H_{s0}L_0}\cos^{1/4}\Theta_0, \quad L_0 = \left(\frac{g}{2\pi}\right)T^2, \quad (3)$$

где β – уклон дна, H_{s0}, L_0, и T – значительная высота волн, их длина и период пика спектра соответственно. Для пологих берегов с уклоном 0.01–0.02 множитель перед $\sqrt{H_{s0}L_0}$ принимает значение около 0.04, а при сравнительно больших уклонах (около 0.1) увеличивается до 0.08. В дальнейшем под величиной β подразумеваем средний уклон надводного пляжа, $\beta = z_b/l_b$, где l_b – его ширина (рис. 2а).

Главной составляющей штормового нагона является подъем уровня воды η_w, вызванный касательным напряжением ветра τ_w, которое должно уравновешиваться наклоном водной поверхности:

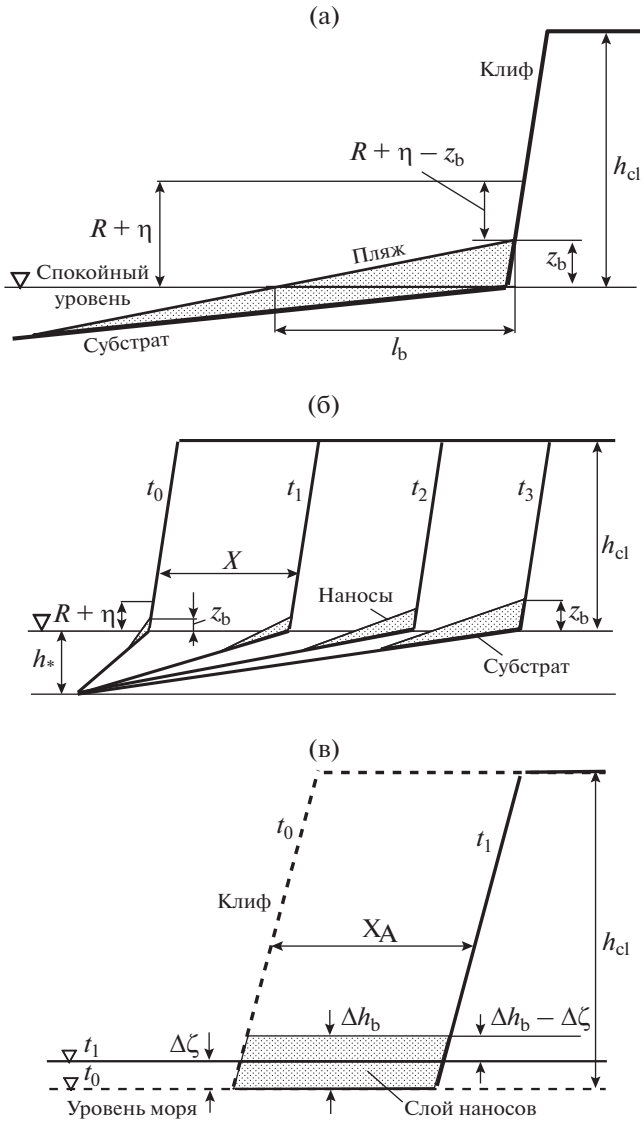

Рис. 2. Схемы к расчету абразии: (а) – абразионный клиф с формирующимся пляжем; (б) – эволюция абразионного берега; (в) – отложенный слой наносов и изменения уровня моря. Обозначения в тексте.

$$\frac{d\eta_w}{dx} = \frac{\tau_w}{\rho g(h + \eta_w)}, \quad \tau_w = k_w \rho W^2 \cos\Theta_0, \quad (4)$$

где h и x – глубина и горизонтальное расстояние, ρ – плотность воды, $k_w = 3\times10^{-6}$ ветровой коэффициент, W – скорость ветра. Уравнение (4) линеаризуется и его решение представляется в виде трансцендентного соотношения, из которого определяется $\eta_w(x)$ для заданного профиля глубин $h(x)$ в области разгона ветра [6]. С увеличением скорости ветра протяженность области нагона и его высота у берега возрастают.

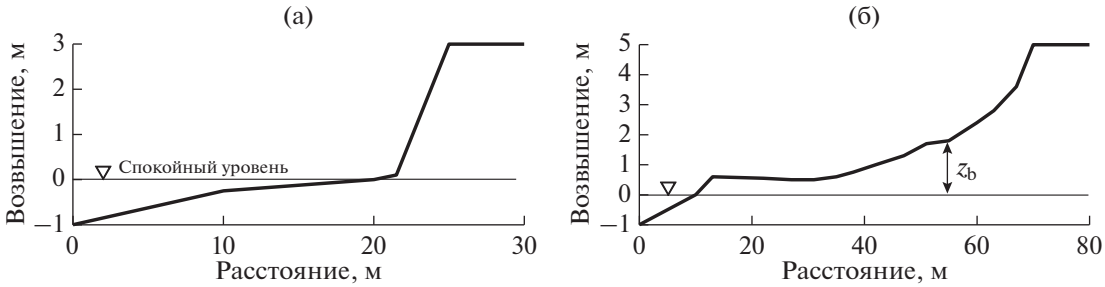

Рис. 3. Профили береговых участков, использованные для калибровки модели: (а) – Камское водохранилище (пос. Висим); (б) – Охотское море (северо-восточное побережье Сахалина в районе залива Пильтун).

Допустим, нам известна годовая повторяемость (продолжительность) различных градаций высот волн (и соответствующих периодов) для основных направлений их подхода. Тогда годовой объем абразии V_A можно оценить суммированием элементарных величин V_{aij}, подсчитанных для отдельных градаций высот волн (i) и для выделенных направлений (j):

$$V_A = \Sigma_j \Sigma_i V_{aij}. \quad (5)$$

Величина V_A характеризует абразию надводной части берегового профиля с возвышением, равным высоте клифа h_{cl} (рис. 2б). Допуская, что форма профиля сохраняется, и все его точки отступают с одинаковой скоростью, можно записать

$$V_A = h_{cl} X_A, \quad C_A = \frac{X_A}{t_Y} = \frac{V_A}{h_{cl} t_Y}, \quad (6)$$

где X_A – годовое отступание берега и клифа, C_A – соответствующая скорость рецессии, а промежуток времени t_Y равен 1 году.

Абразия и рецессия надводной части профиля сопровождается соответствующими изменениями подводного склона. Это схематически отражено на рис. 2б, где показаны положения берегового профиля в последовательные моменты времени t. Абразия подводного склона начинается на некоторой глубине h_*, где волновое воздействие становится достаточно интенсивным, чтобы деформировать дно. При отступании клифа на расстояние X со дна должен быть вынесен определенный объем вещества. При условии, что форма подводного профиля существенно не меняется, этот объем можно оценить как $\frac{1}{2} X h_*$ (рис. 2б). Соответственно объем подводной абразии Ω_A и полный объем абразии за год $V_A + \Omega_A$ определятся как

$$\Omega_A = \frac{1}{2} X_A h_* = \frac{1}{2} V_A \frac{h_*}{h_{cl}}, \quad V_A + \Omega_A = V_A \left(1 + \frac{1}{2} \frac{h_*}{h_{cl}}\right), \quad (7)$$

где принято во внимание соотношение (6).

Глубина замыкания (closure depth) h_* для песчаного берега определяется через высоту волн H_{s12h}, превышение которой возможно не более 12 ч в году [14]: $h_* = a_* H_{s12h}$, где $a_* \approx 1.6$. Можно допустить возможность аналогичного определения h_* и для рассматриваемого типа абразионного берега. Правда, в случае связного донного материала коэффициент a_* должен уменьшаться. С другой стороны, глубина h_* едва ли может быть меньше глубины обрушения h_B, где воздействие волн на дно максимально. Высота обрушающихся волн H_B и глубина h_B связаны между собой как $H_B \approx 0.8h$. Тогда, полагая $H_B \approx H_{s12h}$, определим диапазон возможных значений глубины замыкания следующим образом:

$$1.25 H_{s12h} < h_* < 1.6 H_{s12h}. \quad (8)$$

Например, при $H_{s12h} = 4$ м глубина h_* может быть в интервале от 5.0 до 6.4 м.

КАЛИБРОВКА ФОРМУЛЫ АБРАЗИИ

Для оценки коэффициента K_a в формуле (1) следует сравнить результаты расчетов с наблюдениями за отступанием абразионных берегов при тех или иных условиях. В данном случае для сравнения выбраны два береговых объекта, один из которых относится к южному берегу Камского водохранилища (район пос. Висим), а второй расположен на побережье Охотского моря в северо-восточной части Сахалина (район залива Пильтун). Профили берегов показаны на рис. 3.

Камское водохранилище. Согласно [13], коренной берег в районе пос. Висим сложен суглинками с супесчаными и песчаными прослойками. К клифу высотой около 3 м (рис. 3а) примыкает песчаный пляж шириной 1.5 м с высотой $z_b \approx 0.1$ м (соответствующий уклон пляжа $\beta \approx 0.07$). Участок открыт для воздействия ветров С, СЗ и З румбов с разгонами от 11 до 18 км и средней глубиной по разгону около 10 м.

Геолого-геоморфологические условия исключают возможность естественного питания данного сегмента с соседних береговых участков. Поступающие продукты размыва коренного берега вовлекаются во вдольбереговое движение и удаляются из береговой зоны. Очередной год начинается практически с того же самого профиля, отступившего вглубь суши. Скорость отступания клифа составляет 4–5 м в год.

Волновой климат характеризует табл. 1 [13], где представлены параметры волн (H_{s0}, T, Θ_0) при различных скоростях ветра W для главных направлений (С, СЗ и З), а также максимальная годовая продолжительность выделенных волновых ситуаций (t_w). Кроме того, в таблицу добавлены высоты штормового нагона η_w и волнового заплеска R. Расчеты нагона основывались на условном профиле дна с глубинами 8–10 м, длиной, соответствующей разгону ветра и уклоном дна 0.05 в прибрежной части (на глубинах менее 8 м).

Судя по результатам проведенных вычислений на базе табл. 1, абразия становится заметной при скоростях ветра не меньше 7 м/с и высоте волн более 0.5 м. Расчетные скорости отступания клифа C_A попадают в диапазон наблюдаемых значений при величине коэффициента K_a = 0.003. В этом случае C_A = 4.3 м/год, а годовой объем абразии составляет V_A = 12.9 м^3 м$^{-1}$.

Несмотря на малый размер, пляж в рассмотренном случае играет весьма важную роль, так как защищает клиф от воздействия относительно небольших волн (0.3–0.4 м высотой), которые имеют сравнительно большую годовую продолжительность (см. табл. 1). Как показывает расчет, при полном отсутствии пляжа действие только этих волн могло бы вызвать дополнительное отступание клифа на 12 м в год.

Охотское море. Данные по сахалинскому побережью любезно предоставлены зав. Лабораторией береговых геосистем Института морской геологии и геофизики ДВО РАН д.г.н. В.В. Афанасьевым. На рассматриваемом участке имеет место абразия голоценовой террасы, сложенной преимущественно песками, а также супесчано-глинистым материалом с вкраплениями гравия и гальки. Перед клифом высотой 5 м расположен песчаный пляж с максимальным возвышением z_b = 1.8 м и средним уклоном β = 0.04 (рис. 3б). Берег испытывает воздействие ветров и волн СВ, В и ЮВ румбов, а также приливов (с амплитудой около 0.6 м). Клиф отступает со скоростью 1.5–2 м в год.

Ветро-волновые условия характеризует табл. 2, основанная на волновых данных, приведенных в [7]. Здесь также приведены расчетные высоты волнового заплеска R и ветрового нагона η_w. При расчетах нагона принималось во внимание, что область его развития при наиболее сильных ветрах примерно соответствует расстоянию до 100-метровой изобаты (в данном случае от 40 до 70 км в зависимости от направления). Также учитывались расстояния до 50 и 10-метровой изобат и характерное значение уклона дна 0.01 от глубины 10 м до берега.

Таблица 1. Режим ветра, волнения и уровня воды у южного берега Камского водохранилища (пос. Висим)

Румб	Θ_0, град.	W, м/с	H_{s0}, м	T, с	t_w, ч	η_w, м	R, м
С	–38.6	5	0.34	2.52	129	–	0.12
		7	0.53	3.07	12	0.02	0.19
		9	0.72	3.48	9	0.02	0.25
		14	1.15	4.18	3	0.07	0.38
СЗ	6.4	5	0.33	2.47	144	–	0.13
		7	0.51	3.00	15	0.02	0.19
		9	0.70	3.42	3	0.03	0.26
		14	1.12	4.12	3	0.09	0.39
З	51.4	5	0.38	2.73	252	–	0.13
		7	0.60	3.32	57	0.02	0.21
		9	0.80	3.72	6	0.03	0.27
		14	1.23	4.36	3	0.09	0.39
		19	1.52	4.61	3	0.15	0.46

При включении в расчет приливных колебаний допускался их синусоидальный характер, при котором среднее возвышение уровня $\bar{a}$ в той или иной фазе связано с амплитудой прилива a_m как $\bar{a} = \left(\frac{2}{\pi}\right) a_m$. В рассматриваемом случае $a_m \approx 0.6$ м, а значит, среднее возвышение $\bar{a} \approx 0.4$ м. Далее предполагалось, что время действия t_w каждой волновой ситуации, отраженной в табл. 2, условно делится пополам между фазами высокого ($+\bar{a}$) и низкого ($-\bar{a}$) уровня. Это подразумевает, что результирующий годовой объем абразии V_A может быть определен полу-суммой величин, подсчитанных при высоком (V_A^+) и низком уровнях (V_A^-), т.е. $V_A = \frac{1}{2}(V_A^+ + V_A^-)$.

Результаты расчетов показывают, что на фоне отлива волновой заплеск в сумме с нагоном едва превышает верхнюю отметку пляжа только при самых сильных штормах. Поэтому абразия берега связана в основном с положительной фазой прилива. При этом скорость ветра и высота волн должны составлять не менее 15 м/с и 3.75 м для восточного румба и 17 м/с и 4.25 м для остальных румбов. Иначе говоря, абразия реализуется только при достаточно сильных штормах. Расчетные

Таблица 2. Режим ветра, волнения и уровня воды у северо-восточного побережья о. Сахалин

W, м/с	H_{s0}, м	T, с	СВ $\Theta_0 = 35°$			В $\Theta_0 = -10°$			ЮВ $\Theta_0 = -55°$		
			t_w, ч	η_w, м	R, м	t_w, ч	η_w, м	R, м	t_w, ч	η_w, м	R, м
5	0.25	7.0	4	–	0.22	18	–	0.23	70	–	0.21
7	0.75	8.1	44	–	0.45	166	0.01	0.47	788	–	0.41
8	1.25	11.2	70	0.01	0.80	745	0.02	0.84	2681	0.01	0.73
9	1.75	11.3	140	0.02	0.96	1060	0.03	1.00	1656	0.02	0.88
10	2.25	10.0	158	0.03	0.96	210	0.045	1.01	210	0.03	0.88
11	2.75	10.0	79	0.04	1.06	79	0.07	1.11	70	0.05	0.97
13	3.25	10.3	35	0.05	1.19	44	0.09	1.25	26	0.07	1.09
15	3.75	10.6	18	0.06	1.31	26	0.12	1.38	18	0.09	1.21
17	4.25	11.0	7	0.09	1.45	18	0.15	1.52	10	0.12	1.33
19	4.75	11.4	4	0.12	1.59	11	0.19	1.67	4	0.15	1.46
21	5.25	11.9	3	0.15	1.75	10	0.23	1.83	4	0.18	1.60
23	5.75	12.3	1	0.19	1.89	6	0.27	1.98	3	0.21	1.73
25	6.25	12.6	1	0.23	2.02	4	0.31	2.11	1	0.24	1.85
27	6.75	12.2				4	0.35	2.13	1	0.28	1.86
29	7.25	12.5				2	0.40	2.26			
31	7.75	13.0				2	0.45	2.43			

скорости отступания клифа C_A попадают в диапазон наблюдаемых значений при величине коэффициента $K_a = 0.002$. Соответствующие значения C_A и V_A в этом случае составляют 2.0 м год$^{-1}$ и 10.0 м^3 м$^{-1}$.

Как видно из табл. 2, уровень энергетических воздействий на берега северо-восточного Сахалина весьма высок. Поэтому сравнительно небольшой темп абразии клифа в рассмотренном примере может поддерживаться только благодаря значительному объему пляжа.

Таким образом, по результатам проведенной калибровки можно сделать вывод, что для клифов, сложенных рыхлыми отложениями (суглинки, супеси, пески) коэффициент абразии K_a близок к значениям 0.002–0.003, которые могут послужить ориентиром для расчетных оценок в аналогичных условиях.

АБРАЗИЯ В ДОЛГОВРЕМЕННОМ МАСШТАБЕ

При рассмотрении долговременной эволюции абразионного берега будем предполагать, что она контролируется двумя основными факторами – развитием пляжа и изменениями относительного уровня моря.

Допустим, что материал клифа содержит некоторое количество твердых частиц, способных удержаться у берега и сформировать пляж, причем их доля составляет $n_b < 1$. Определенная часть поступающей из клифа пляжеобразующей фракции уходит на подводный склон, другая часть выносится из береговой зоны (например, в результате истирания), а на самом пляже остается только часть $k_b < 1$. Объем пляжа V_b с течением времени должен возрастать за счет поступления материала из клифа пропорционально темпу абразии V_A/t_Y и, следовательно, можно записать

$$\frac{dV_b}{dt} = k_b n_b \frac{V_A}{t_Y}. \quad (9)$$

Правую часть (9) можно представить с учетом (6) как $k_b n_b h_{cl} \frac{X_A}{t_Y} = \frac{\Delta h_b}{h_{cl}} \frac{V_A}{t_Y}$, где величина

$$\Delta h_b = k_b n_b h_{cl} \quad (10)$$

характеризует условную среднюю толщину слоя наносов, отложенного за год в пределах длины годового отступания клифа X_A (рис. 2в). Тогда (9) перепишется в виде

$$\frac{dV_b}{dt} = \frac{\Delta h_b}{h_{cl}} \frac{V_A}{t_Y}. \quad (11)$$

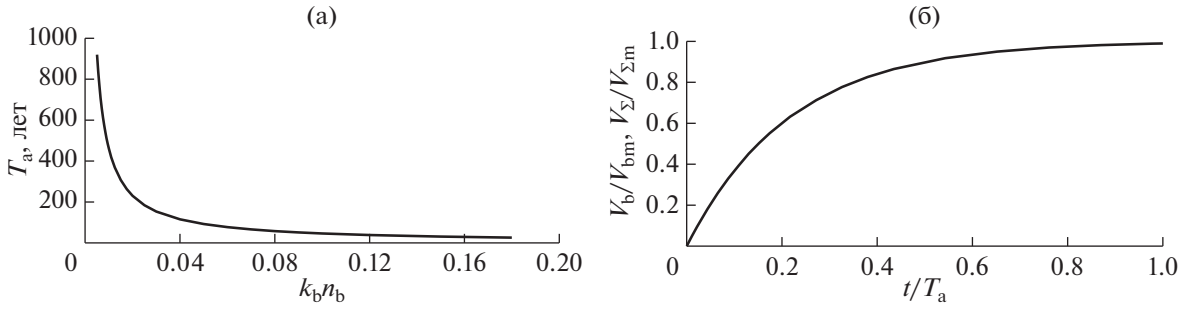

Рис. 4. Зависимости, следующие из эволюционной модели абразии: (а) – длительность процесса абразии в зависимости от доли пляжеобразующего материала $k_b n_b$, поступающей из клифа и остающейся на пляже; (б) – изменения объемов пляжа и абразии с течением времени.

Теперь допустим, что уровень моря изменяется за год на величину $\Delta\zeta$. Если уровень повышается ($\Delta\zeta > 0$), то фактическая толщина слоя осадков Δh_b уменьшается на $\Delta\zeta$, а при понижении – увеличивается на ту же величину (рис. 2в). Следовательно, в условиях изменения относительного уровня уравнение (11) трансформируется в

$$\frac{dV_b}{dt} = \frac{\Delta h_b - \Delta\zeta}{h_{cl}}\frac{V_A}{t_Y}. \quad (12)$$

Заметим, что при изменении уровня моря высота клифа также должна меняться (рис. 2в). Однако для упрощения задачи будем допускать, что изменение уровня за рассматриваемый период времени t мало по сравнению с высотой клифа ($\Delta\zeta\frac{t}{t_Y} \ll h_{cl}$), и величину h_{cl} в первом приближении можно считать постоянной.

По мере роста пляжа объем абразии должен уменьшаться, что отражает соотношение

$$\frac{dV_A}{dt} = -\frac{dV_b}{dt} \quad (13)$$

или с учетом (12)

$$\frac{dV_A}{dt} = -\frac{\Delta h_b - \Delta\zeta}{h_{cl}}\frac{V_A}{t_Y}. \quad (14)$$

Решение данного уравнения записывается в виде

$$V_A = V_{A0}e^{-\frac{\Delta h_b - \Delta\zeta}{h_{cl}}\frac{t}{t_Y}}, \quad (15)$$

где V_{A0} – годовой объем абразии в начальный момент $t = 0$.

Как видно, развитие процесса абразии определяется соотношением величин Δh_b и $\Delta\zeta$. Если пляж растет быстрее, чем уровень моря ($\Delta h_b > \Delta\zeta$), то абразия экспоненциально затухает со временем. При падении уровня ($\Delta\zeta < 0$) затухание убыстряется. Если нарастание пляжа компенсируется подъемом уровня ($\Delta h_b = \Delta\zeta$), то темп абразии остается постоянным. Наконец, в случае очень быстрого повышения уровня ($\Delta\zeta > \Delta h_b$) абразия будет возрастать.

Чтобы оценить вероятность отмеченных трендов, зададимся характерными значениями определяющих параметров. Пусть, например, высота клифа равна $h_{cl} = 5$ м, а содержание пляжеобразующего материала в нем составляет $n_b = 0.1$, причем на пляже остается лишь десятая часть поступающего за год объема, т.е. $k_b = 0.1$. Тогда отложенный за год слой наносов составит $\Delta h_b = 0.05$ м. В то же время годовые изменения относительного уровня моря, вызванные глобальными изменениями климата или тектоникой, оцениваются величинами порядка $\Delta\zeta = 10^{-3}$ м, что на порядок меньше Δh_b. Следовательно, фактор нарастания пляжа доминирует, обусловливая постепенное затухание процесса абразии. Сценарии стабилизации или увеличения абразии при повышении уровня могут реализоваться только при ничтожно малом поступлении пляжеобразующего материала из клифа. Такая ситуация возможна, но не типична для берегов, рассматриваемых в данной работе.

Для оценки длительности процесса абразии T_a можно задаться некоторым минимальным значением V_A, например, $0.01V_{A0}$, и рассматривать его как практический предел, соответствующий окончанию процесса. Тогда при $t = T_a$ из (15) следует

$$T_a = -\ln 0.01\frac{h_{cl}}{\Delta h_b - \Delta\zeta}t_Y = 4.6\frac{h_{cl}}{\Delta h_b - \Delta\zeta}t_Y. \quad (16)$$

При постоянном уровне моря $T_a = 4.6\frac{h_{cl}}{\Delta h_b}t_Y = \frac{4.6}{k_b n_b}t_Y$. График данной зависимости показан на рис. 4а. При очень малом содержании наносов в теле клифа ($n_b \ll 1$) и преобладающем выносе их с пляжа ($k_b \ll 1$) абразия может продолжаться сотни и тысячи лет. Если же доля наносов,

остающихся на пляже составляет порядка десятой части всего объема абразии ($k_b n_b = 0.1$), то время T_a сокращается до нескольких десятков лет.

Чтобы найти суммарный объем абразии V_Σ за определенный период, следует проинтегрировать величину V_A/t_Y по времени: $V_\Sigma = \int (V_A/t_Y)dt$. Полагая, что $V_\Sigma = 0$ в момент $t = 0$, получим из (15)

$$V_\Sigma = \frac{h_{cl}}{\Delta h_b - \Delta\zeta} V_{A0}\left(1 - e^{-\frac{\Delta h_b - \Delta\zeta}{h_{cl}}\frac{t}{t_Y}}\right). \quad (17)$$

Очевидно, предельный объем абразии равен $V_{\Sigma m} = \frac{h_{cl}}{\Delta h_b - \Delta\zeta} V_{A0}$. С учетом (16) его можно выразить через время абразии T_a:

$$V_{\Sigma m} = 0.22 V_{A0}\frac{T_a}{t_Y}. \quad (18)$$

Максимальное расстояние X_m, на которое может отступить клиф постоянной высоты h_{cl}, составляет

$$X_m = V_{\Sigma m}/h_{cl}. \quad (19)$$

Подстановка значения V_A из формулы (15) в уравнение (12) и интегрирование последнего (при условии $V_b = 0$ в момент $t = 0$) позволяют определить изменения объема пляжа в ходе абразии:

$$V_b = \frac{\Delta h_b}{\Delta h_b - \Delta\zeta} V_{A0}\left(1 - e^{-\frac{\Delta h_b - \Delta\zeta}{h_{cl}}\frac{t}{t_Y}}\right). \quad (20)$$

Максимальный объем пляжа, как видно, стремится к значению $V_{bm} = \frac{\Delta h_b}{\Delta h_b - \Delta\zeta} V_{A0}$. В условиях постоянного уровня моря величина V_{bm} соответствует годовому объему абразии в начальный момент: $V_{bm} = V_{A0}$.

Из сравнения (17) и (20) видно, что объем пляжа и суммарный объем абразии изменяются со временем одинаковым образом, и отношение этих величин остается постоянным: $\frac{V_b}{V_\Sigma} = \frac{\Delta h_b}{h_{cl}} = k_b n_b$. Зависимость объемов от времени показана на рис. 4б. Величины V_b и V_Σ здесь отнесены к их максимальным значениям V_{bm} и $V_{\Sigma m}$, а время – к продолжительности процесса абразии T_a.

Проиллюстрируем полученные результаты числовым примером. Как и прежде, примем $h_{cl} = 5$ м, $n_b = 0.1$ и $k_b = 0.1$, что соответствует отложенной за год толщине слоя наносов $\Delta h_b = 0.05$ м. Допустим, что относительный уровень моря повышается, и годовой прирост составляет $\Delta\zeta = 0.001$ м. В этом случае абразия будет продолжаться в течение времени $T_a = 469$ лет. При начальном годовом объеме абразии $V_{A0} = 10$ м^3 м$^{-1}$ ее суммарный объем за время T_a составит $V_{\Sigma m} = 10^3$ м^3 м$^{-1}$. Берег отступит на расстояние $X_m = 200$ м, а объем пляжа на завершающей стадии процесса приблизится к величине $V_{bm} = 10$ м^3 м$^{-1}$. При понижении уровня моря с той же скоростью ($\Delta\zeta = -0.001$ м/год) показатели T_a, $V_{\Sigma m}$, X_m и V_{bm} уменьшатся, но всего на 2%.

Теперь представим, что поступление наносов из клифа на пляж на порядок больше, чем в приведенном примере, т.е. $k_b n_b = 0.1$ и $\Delta h_b = 0.5$ м. Тогда время абразии и ее суммарный объем составят $T_a = 46$ лет и $V_{\Sigma m} = 10^2$ м^3 м$^{-1}$, т.е. станут на порядок меньше.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Проведенное исследование нацелено на прогнозирование абразии берегов, при разрушении которых образуются наносы волнового поля (песок, гравий, галька). По мере их накопления формируется пляж, поглощающий энергию волн и уменьшающий воздействие на абразионный клиф. Ключевым фактором развития таких берегов является обратная связь между объемом абразии и объемом растущего пляжа. Предложенная эволюционная модель приводит к оптимистическому выводу, что процесс абразии должен экспоненциально затухать со временем. Длительность процесса зависит от концентрации пляжеобразующих наносов в теле клифа, а также от доли материала, остающейся на пляже в результате перераспределения на береговом склоне и безвозвратных потерь. При неизменных внешних условиях абразия берегов рассматриваемого типа может продолжаться от нескольких десятков до нескольких сотен лет. После этого клиф отмирает, а берег переходит в категорию стабильного аккумулятивного. Разумеется, возможны особые случаи, когда в силу свойств прибрежной динамики практически весь поступающий материал уносится с пляжа, и замедления абразии не происходит, как, например, на рассмотренном ранее береговом участке Камского водохранилища.

Повышение относительного уровня моря, связанное с тектоникой или глобальным изменением климата, увеличивает длительность процесса. При типичных скоростях изменений уровня, наблюдаемых в настоящее время, этот фактор не слишком заметен. Но он может оказаться определяющим в условиях, когда на какой-либо стадии процесса подпитка пляжа по тем или иным причинам уменьшится или прекратится.

Полученные соотношения позволяют оценить объем абразии клифа, объем пляжа и темп отступания берега в требуемый момент времени, если

заданы параметры процесса и известен начальный годовой объем абразии клифа. Последний подсчитывается суммированием элементарных объемов абразии V_a при характерных волновых ситуациях, действующих в течение года.

Для оценки величины V_a в данной работе применен подход Ларсона с соавторами [15], согласно которому клиф разрушается под действием силы, возникающей при ударе прибойного потока и зависящей от разности высот заплеска и пляжа. Расчетная формула содержит эмпирический коэффициент K_a, для оценки которого использовались данные по участкам берегов Камского водохранилища и Охотского моря. В последнем случае выявлено значительное влияние прилива на величину абразии. Сделан вывод, что в условиях рыхлого материала клифа типа суглинков, супесей и песков значение K_a близко к 0.002–0.003. В дальнейшем планируется уточнить величину коэффициента на основе дополнительных тестов для более широкого спектра условий. Проведенные расчеты показывают, что даже небольшой пляж способен снизить темп абразии клифа в несколько раз.

В заключение отметим, что рецессия надводной части профиля сопровождается соответствующей абразией подводного склона, которая может быть оценена на основе показателей надводной абразии при использовании концепции “глубины замыкания”. Эта тема нуждается в дальнейшей проработке.

Благодарности. Автор благодарен заведующему Лабораторией береговых геосистем Ин-та морской геологии и геофизики ДВО РАН д.г.н. В.В. Афанасьеву за предоставленные данные о береговых участках северо-восточного Сахалина.

Источник финансирования. Работа выполнена в рамках государственного задания ИО РАН (тема № 0128-2021-0004) при частичной поддержке РФФИ (грант № 18-55-34002 Куба_т).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Есин Н.В., Савин М.Т., Жиляев А.П.* Абразионный процесс на морском берегу. Л.: Гидрометеоиздат, 1980. 200 с.
2. *Зенкович В.П.* Основы учения о развитии морских берегов. М.: Изд-во АН СССР, 1962. 710 с.
3. *Золотарев Г.С.* Инженерно-геологическое изучение береговых склонов водохранилищ и оценка их переработки // Труды лаборатории гидрогеологических проблем. М.: Изд-во АН СССР. 1955. Т. 7. С. 38–57.
4. *Качугин Е.Г.* Рекомендации по изучению переработки берегов водохранилищ // Всесоюзный институт гидрогеологии и инженерной геологии (ВСЕГИНГЕО). М.: Госгеолтехиздат, 1959. 89 с.
5. *Леонтьев И.О.* Количественный анализ эволюции профиля абразионного берега // Проблемы развития морских берегов. М.: Изд-во ИОАН, 1989. С. 30–37.
6. *Леонтьев И.О.* Прибрежная динамика: волны, течения, потоки наносов. М.: ГЕОС, 2001. 272 с.
7. *Леонтьев И.О. Афанасьев В.В.* Динамика лагунного берега северо-восточного Сахалина на примере системы Ныйского залива и косы Пластун // Океанология. 2016. Т. 56. № 4. С. 618–626. https://doi.org/10.7868/S0030157416030138
8. *Леонтьев О.К.* Основы геоморфологии морских берегов. М.: Изд-во МГУ, 1961. 418 с.
9. *Попов Б.А.* Расчет абразионного профиля равновесия подводных склонов крупных водохранилищ // Изв. АН СССР. Сер. геогр. 1969. № 3. С. 89–101.
10. *Сафьянов Г.А.* Геоморфология морских берегов. М.: Изд-во МГУ, 1996. 406 с.
11. *Шуйский Ю.Д.* Проблемы исследования баланса наносов в береговой зоне моря. Л.: Гидрометеоиздат, 1986. 240 с.
12. *Хабидов А.Ш., Леонтьев И.О., Марусин К.В. и др.* Управление состоянием берегов водохранилищ. Новосибирск: Изд-во СО РАН, 2009. 239 с.
13. *Хабидов А.Ш., Леонтьев И.О., Марусин К.В. и др.* Мониторинг береговой зоны внутренних водоемов России. Новосибирск: Изд-во СО РАН, 2012. 139 с.
14. *Birkemeier W.A.* Field data on seaward limit of profile change // J. of Waterway, Port, Coastal and Ocean Engineering. 1985. V. 111. No. 3. P. 598–602.
15. *Larson M., Erikson L., Hanson H.* An analytical model to predict dune erosion due to wave impact // Coastal Engineering. 2004. V. 51. P. 675–696.
16. *Stockdon H.F., Holman R.A., Howd P.A., Sallenger A.H.* Empirical parameterization of setup, swash, and runup // Coastal Engineering. 2006. V. 53. P. 573–588.

Abrasion of Coast Composed of Loose Material

I. O. Leont’yev[#]

Shirshov Institute of oceanology RAS, Moscow, Russia

[#]*e-mail: igor.leontiev@gmail.com*

Abrasion of coasts is considered of which destruction is accompanied by extraction of sediments capable of forming the beach (sand, gravel, pebble). Behavior of such kind coast is controlled by the feedback between

the abrasion rate and the volume of growing beach. Evolutionary model suggested leads to conclusion that abrasion should decay exponentially with the time. Duration of the process may be measured by decade, century or millenary depending on fraction of beach-forming material incoming from cliff. Rise of relative sea level contributes to increase in abrasion duration. To predict the yearly volume of cliff abrasion the approach by Larson et al [15] is applied taking into account the difference between the elevation of beach and the height of wave run-up. Computational formula includes empirical coefficient which is estimated by using the data on coasts of Kama water-storage basin and the Sea of Okhotsk (where a tide plays significant role in cliff abrasion). It is shown that comparatively small-scale beach provokes essential decrease in abrasion volume. Abrasion of submerged coastal slope is determined by using both the cliff abrasion rate and the "closure depth" concept.

Keywords: abrasion volume, cliff recession, growth of beach, evolution of abrasion coast