

8. Сейнова И.Б. Селевые процессы бассейна р. Баксан в последнем тысячелетии (Центральный Кавказ). М.: 1997. 295 с. Деп. ВИНТИ, № 9763–В97.
9. Евстигнеев В.М., Зайцев А.А., Сваткова Т.Г. и др. Водный режим рек СССР (карта для высшей школы м-ба 1 : 8000000) // Вестн. МГУ. Сер. 5, География. 1990. № 1. С. 10–16.
10. Макавеев Н.И. Русло реки и эрозия в ее бассейне. М.: Наука, 1955. 346 с.
11. Россинский К.И., Дебольский В.К. Речные наносы. М.: Наука, 1980. 216 с.
12. Беркович К.М., Зайцев А.А., Лодина Р.В., Чалов Р.С. Русловые процессы на больших реках Восточной Сибири с галечно-валунным аллювием и особенности их регулирования // Вестн. МГУ. Сер. 5, География. 1985. № 3. С. 35–41.
13. Сахарова Е.И., Лебедева Н.В. О факторах, определяющих состав аллювия р. Мзымты // Литология и полезные ископаемые. 1967. № 3. С. 97–110.
14. Виноградова Н.Н. Изменения гранулометрического состава руслообразующих наносов на побочных горных рек и определяющие их условия // Геоморфология. 1995. № 1. С. 30–37.

Московский государственный университет
Географический факультет

Поступила в редакцию
24.08.2001

THE CATASTROPHIC MUD-FLOWS IMPACT ON THE BAKSAN RIVER CHANNEL AT TYRNAUS CITY

A.L. BOGOMOLOV, N.N. VINOGRADOVA, B.N. VLASOV,
I.V. KRYLENKO, R.S. CHALOV

S u m m a r y

Mud-flows passing along the Gerhozhansu river – the tributary of the Baksan – and getting to the channel of the latter, have a great effect on its deformation morphology, granulometric composition of alluvium for the space of 8 km. The long-term action of the mud-flows has led to the longitudinal profile of the Baksan's channel and to the formation of the three characteristic sections, which differ in many parameters. The sections are: the zone of affluent, channel within the debris cone, and the downstream site of mud-flow deposits reworking. Catastrophic mud-flows in the year of 2000, carried the enormous amount of solid material, transformed the channel morphology radically and conditioned the channel processes in the area under consideration for long.

УДК 551.435.326.(571.651)

© 2002 г. П.А. КАПЛИН, А.В. ПОРOTOB

ОСОБЕННОСТИ РАЗВИТИЯ ПЕРЕСЫПЕЙ ВОСТОЧНОЙ ЧУКОТКИ В УСЛОВИЯХ ПОВЫШЕНИЯ УРОВНЯ МОРЯ¹

Введение

В последнее десятилетие большое внимание уделяется разработке прогнозных оценок эволюции береговой зоны в условиях ускорения темпов повышения уровня Мирового океана. Одно из направлений в разработке схем возможного переформирования берегов в будущем основано на привлечении данных по истории развития побережий в плейстоцене и голоцене и поиске палеогеографических аналогий [1]. Реконструкция процессов эволюции берегов в ходе голоценовой трансгрессии может помочь в понимании тех изменений, которые происходят сейчас и будут происходить в недалеком будущем на побережьях. В связи с этим на данном этапе исследований одной из задач является создание палеогеографической основы для разработки схем возможного развития береговой зоны в условиях современного и прогнозируемого ускоренного подъема уровня Мирового океана.

¹ Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (проект № 99-05-65644).

Основные опубликованные результаты исследований возможных переформирований берегов в условиях повышения уровня океана получены в результате изучения закономерностей развития песчаных берегов [1–4]. Разработке моделей эволюции галечных и гравийно-галечных берегов, распространенных как в высоких широтах, так и на тектонически активных побережьях, уделено гораздо меньше внимания. Представленные широким набором морфогенетических типов, они характеризуются резко отличными от песчаных берегов морфоседиментационными признаками, оказывающими существенное влияние на протекающие на них морфодинамические процессы [5–7]. С целью характеристики особенностей современного морфодинамического развития и разработки моделей эволюции галечных пересыпей в условиях подъема уровня нами был обследован ряд участков аккумулятивных берегов на побережье восточной Чукотки. В данной статье рассматриваются первые результаты проведенных исследований.

Развитие побережья Чукотки в голоцене

Современный облик побережья восточной Чукотки сложился в условиях послеледниковой ингрессии моря в устьевые части троговых долин и затопления эрозионно-тектонических понижений рельефа, что привело к формированию фиордовых и сложных бухтовых берегов [8, 9]. Волновая переработка берегов последнего типа в условиях, когда уровень моря приблизился к его современному положению, привела к формированию различных по морфологии и генезису пересыпей, отделивших мелководные лагуны. В зависимости от сочетания локальных условий в строении пересыпей преобладал материал либо абразионного происхождения, либо поступающий с прилежащих участков дна. Большинство современных пересыпей, прошедших сложную историю развития, по характеру слагающего их материала могут быть отнесены к полигенетическому типу [10]. Они сформировались благодаря поступлению как абразионного материала с прилежащих коренных берегов и уступов позднеплейстоценовых террас, так и наносов со дна. На этапе замедления послеледникового повышения уровня моря, охватившего последние 5 тыс. лет, развитие побережья Чукотки протекало на фоне дифференцированных тектонических движений [11, 12]. Это предопределило пространственную изменчивость колебаний уровня моря и своеобразие развития рельефа прибрежной полосы в пределах различных в структурно-тектоническом отношении участков побережья.

Обобщение материалов по морфологическому строению комплекса береговых аккумулятивных форм, а также данных по радиоуглеродному датированию прибрежных отложений свидетельствует о том, что уровень моря впервые достиг его современного положения около 5–6 тыс. лет назад (т.л.н.). В последующий период береговые образования претерпели достаточно сложную эволюцию, сопровождавшуюся плановыми перестройками береговых форм, вплоть до смены морфогенетического типа берега, многочисленные примеры которых приводятся в ряде работ А.С. Ионина [8, 10, 13]. Однако малочисленность существующих к настоящему времени радиоуглеродных датировок верхнеголоценовых прибрежных отложений затрудняет как реконструкцию изменения уровня, так и установление хронологических рубежей в развитии береговой полосы.

Особенности современной морфологии и динамики пересыпей

Материалы для сравнительного изучения эволюции галечных пересыпей получены в результате обследования участка побережья от бухты Преображения на западе до Чаплинской косы на востоке (общая протяженность около 300 км – рис. 1). Большинство обследованных аккумулятивных участков располагается в вершинах открытых заливов и бухт и характеризуется преимущественно нормальным к берегу направлением перераспределения наносов, т.е. в настоящее время они развиваются по типу пересыпей баров. Продольное перемещение наносов в пределах замкнутых в литодинамическом отношении участков, возникающее в условиях умеренных волнений, определяет миграции наносов вдоль мористого края пересыпей, в то время как основные изменения рельефа пересыпей связаны с прохождением крупных штормов, во время которых доминируют поперечные миграции наносов.

Наиболее важной особенностью современного морфодинамического развития большинства из обследованных пересыпей является отступление береговой линии, связанное с воздействием сильных штормов, сопровождающихся нагонным повышением уровня моря, амплитуда которого составляет 3–5 м. Анализ временной структуры штормовой активности северной части Берингова моря за последнее столетие [14] позволил выявить существование 5–7- и 10–11-летней цикличности, хотя не исключено наложение штормов и более редкой повторяемости [15, 16], сопровождающихся значительным размывом берегов (до 15–20 м).



Рис. 1. Схема расположения районов исследований
Бухты: 1 – Преображения, 2 – Нунлигран, 3 – Аччен, 4 – Имтук,
5 – Кивак, 6 – Чаплинская коса

Сравнительный анализ морфологии пересыпей и строения слагающих их наносов позволил выявить ряд морфоседиментационных типов, каждый из которых характеризуется своеобразием процессов динамики и миграции. В зависимости от состава слагающего их материала обследованные пересыпи могут быть подразделены на три типа: галечные, гравийно-галечные и песчано-галечные. Морфология последних, как правило, характеризуется развитием одного дюнного вала, насаженного на древний береговой вал и оказывающего существенное влияние на современные процессы динамики пересыпей.

Для первого типа размыв и смещение тел аккумулятивных форм происходят в результате волнового перехлеста гребня волновым накатом, сопровождающегося массовым переносом галечных наносов с фронтальной в тыловую часть пересыпей. Одновременно происходит общее смещение аккумулятивных форм в сторону суши. При этом отмечается вторичное расчленение гребня пересыпи за счет неравномерного распределения высот заплеска, приводящее к формированию регулярных понижений в высотах гребня. С лагунной стороны к подобным ложбинам приурочены отчетливо выраженные конусы намыва, свидетельствующие об устойчивом перемещении материала со стороны пляжа в тыловые части на участках относительного понижения высот берегового вала.

Отличительной особенностью морфологии пересыпей этого типа является расчлененность пляжевой ступени крупными фестонами, сформированными над средним уровнем моря в период штормовых нагонов, а также существование серии ритмичных понижений гребня пересыпи, к которым с бережной стороны приурочены отчетливо выраженные конусы намыва. Обращает на себя относительное постоянство расстояния между соседними ложбинами, составляющего 30–40 м. Формирование подобного ритмичного мезорельефа пляжевой полосы галечных пересыпей может быть в общем случае связано с пространственной неоднородностью воздействия волнового наката, приводящей к фестончатому расчленению пляжа и образованию регулярных ложбин промыва на поверхности пересыпей [17].

У гравийно-галечных пересыпей при общей схожести механизма смещения гребня берегового вала отмечается относительная замедленность этого процесса благодаря формированию песчано-гравийной бермы в основании пляжевой ступени. Подобная дифференциация пляжевых наносов приводит к усилению волногасящих свойств пляжа, существенно ослабляющих штормовое воздействие на поверхность вершины пересыпи. Типично отсутствие фестончатого расчленения пляжевой ступени, характерного для предыдущего типа. Морфология и состав наносов, слагающих вершинные части пересыпей, а также широкое развитие конусов перемива свидетельствуют о более равномерном перехлесте гребней в периоды штормовых нагонов. Локальные различия связаны в большей степени с неравномерным волновым воздействием, обусловленным рефракцией волнения и изменениями вдоль контура берега относительных высот гребня пересыпи.

Песчано-галечные пересыпи, поверхность которых осложнена дюнными массивами, характеризуются существенно отличным механизмом размыва. Формирование подобного типа аккумулятивных образований приурочено к участкам берега, прилежащим к устьевым частям рек, поставляющих достаточное количество песчаного материала в береговую зону. В настоящее время дюнные массивы выступают как в роли барьеров для штормового заплеска, поскольку их высота (4,5–5 м над средним уровнем моря) превышает высоты регулярного штормового наката, так и в качестве источника материала, поступающего в полосу пляжа в результате размыва мористого склона дюн. Это частично компенсирует существующий дефицит наносов в береговой зоне и способствует поддержанию относительно широкого песчано-галечного пляжа, ширина которого составляет 40–60 м. Относительно высокий волногасящий потенциал пляжа в условиях регулярных волнений способствует относительно замедленным темпам отступления пересыпи в целом и отсутствию безвозвратных потерь пляжевых наносов в ходе их массового перемещения в тыловые части пересыпей, характерных для двух рассмотренных ранее их типов.

Одно из направлений разработки прогнозных моделей пересыпей в условиях ожидаемого ускоренного подъема уровня моря основывается на анализе направлений морфодинамического развития в современных условиях. Основная часть побережья восточной Чукотки характеризуется современным слабым повышением уровня моря, величины которого составляют около 1,5–2 мм/год [12]. Сравнительный анализ морфоседиментационных характеристик, описанных выше типов пересыпей, позволил выявить особенности процессов их переформирования в современных условиях, которые можно рассматривать в качестве исходных при оценке направлений их изменений в будущем. Особенности развития профиля каждого из рассмотренных типов пересыпей показаны на рис. 2.

Для развития профиля галечных пересыпей характерно в целом их общее смещение в сторону суши, при этом интенсивность его пространственно крайне неравномерна. Основные пути миграции наносов в тыловые части пересыпей приурочены к ложбинам промыва. Разделяющие их, относительно более возвышенные участки пересыпей сравнительно более стабильны и подвержены перемыву лишь при исключительно сильных штормах. В условиях дальнейшего подъема уровня можно ожидать прогрессивное снижение высот берегового вала на участках активного волнового перехлеста, вплоть до прорыва этих ослабленных звеньев и расчленения единого тела пересыпи на ряд островных форм.

Для гравийно-галечных пересыпей процесс их отступления характеризуется некоторыми различиями. Более равномерное воздействие штормового наката способствует смещению в сторону суши всей формы в целом. При этом часть материала, преимущественно песчано-гравийного состава, отлагается в зоне пляжевой ступени, способствуя постепенному выполаживанию и расширению пляжа и усилению его волногасящих свойств. Это в свою очередь уменьшает волновое воздействие на привершинные участки аккумулятивных барьеров, замедляя процесс их отступления. При этом смещение пересыпей в сторону суши сопровождается как бы распластыванием всей формы в целом.

Развитие профиля гравийно-песчаных пересыпей по сравнению с приведенными выше типами характеризуется резко отличным механизмом, сравнительно хорошо описанным в литературе. Наличие дюнного барьера способствует как общей устойчивости пересыпи в целом, так и частичной компенсации потерь пляжевого материала в ходе выноса тонкозернистых осадков на прилежащий подводный склон. Устойчивость пересыпкой этого типа в значительной степени зависит от относительной высоты и ширины защитного дюнного пояса, сохранность которого определяется и неволновыми процессами.

Отмеченные выше особенности развития профилей пересыпей в условиях повышения уровня не охватывают всего многообразия этих природных образований, а лишь подчеркивают некоторые принципиальные особенности их динамики на примере типичных пересыпей баров, различающихся составом слагающих их наносов. В реальных условиях полигенетические пересыпи характеризуются последовательной сменой вида отложений на различных участках – от галечных до песчано-галечных, демонстрируя высокую изменчивость своей динамики на сравнительно коротких расстояниях. Важно отметить, что описанные выше схемы переформирования профилей пересыпей в условиях подъема уровня существенно отличаются от схемы П. Брууна [2] и нуждаются в дальнейших модельных разработках.

Некоторые черты динамики пересыпей за последнее столетие

Полученные в последние десятилетия исторические и археологические материалы по одному из районов расселения азиатских эскимосов – Чаплинском косе – позволяют оценить направленность и относительную интенсивность береговых процессов за последнее столетие.

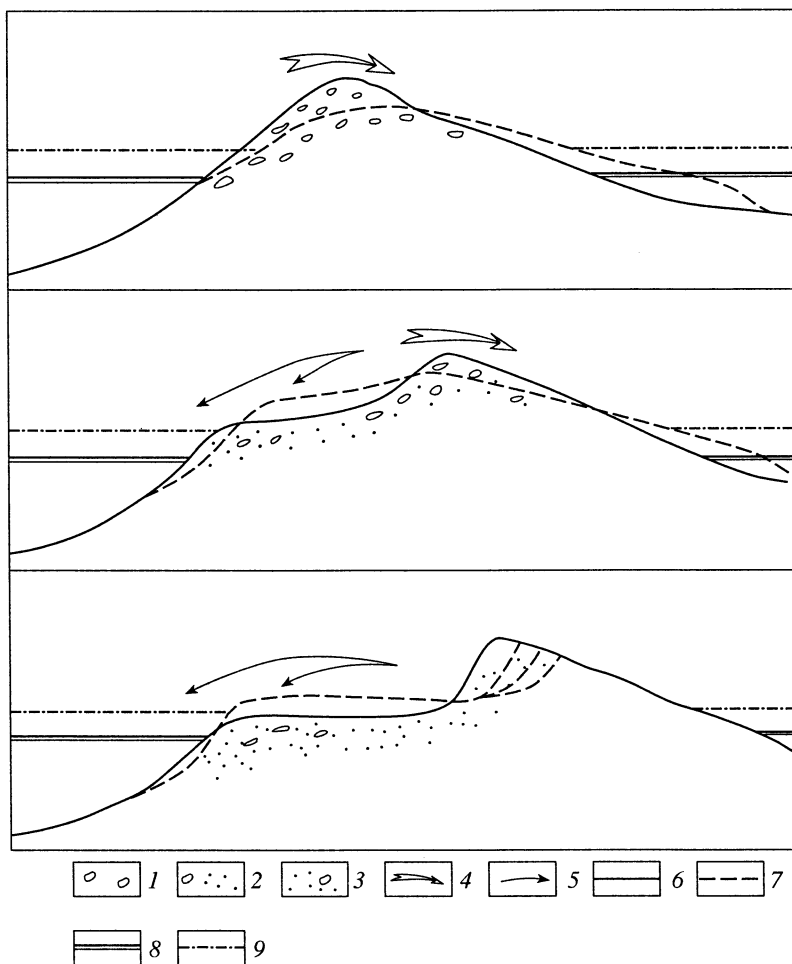


Рис. 2. Динамика профилей пересыпей восточной Чукотки в условиях повышения уровня моря
 Типы пересыпей: 1 – галечные, 2 – гравийно-галечные, 3 – песчано-галечные; направления миграции пляжевых наносов: 4 – гальки, 5 – песка и гравия; профиль пересыпей: 6 – при современном положении уровня моря, 7 – при повышении уровня моря в будущем; положение уровня моря: 8 – современное, 9 – при повышении уровня на 1 м

Чаплинская коса, расположенная между устьем р. Ульхум и м. Мартенса, представляет собой одно из крупнейших аккумулятивных образований восточной Чукотки. Ее северная ветвь сложена преимущественно гравийно-галечным материалом, формирующим серию береговых валов, кулисообразно протягивающихся в юго-восточном направлении на расстояние до 15 км. Южная ветвь протяженностью около 8 км складывается преимущественно гравийно-песчаным материалом, замещаемым в приурезовой полосе галечным. В генетическом отношении южная ветвь представляет собой береговой бар, устойчиво смещающийся в сторону суши и причленившийся на ранних этапах своего развития к останцу моренной гряды. Бар отчетливо выражен в рельефе прилежащего дна в виде цепочки поднятий, очерчиваемых изобатами 15–20 м. Формирование северной ветви связано с аккумуляцией материала, поступавшего от абразии края предгорной равнины, образованной позднелайстоценовыми террасами. В результате устойчивого перемещения материала к юго-востоку сформировалась широкая аккумулятивная терраса, которая на одном из этапов своего развития причленилась к останцу коренной суши. Этапы морфологической эволюции Чаплинского аккумулятивного выступа в ходе голоценовой трансгрессии подробно рассматриваются А.С. Иониним [10].

Об изменениях ландшафтно-геоморфологического облика Чаплинской косы позволяют судить историко-этнографические и археологические исследования этого, некогда одного из густозаселенных участков побережья, на котором находилось 5–7 поселков с общим населением до 500 человек [18]. Ширина южной ветви косы на протяжении последнего столетия устойчиво сокращалась под воздействием регулярно повторяющихся штормовых перехлестов, в результате которых она с начала века уменьшилась на 150–120 м и в настоящее время не превышает 100 м. Еще в 30–40-е годы поверхность косы была покрыта устойчивой травянистой растительностью и являлась пастбищем диких оленей [19]. Кроме этого на ее поверхности была проложена взлетно-посадочная полоса, использовавшаяся американской торговой компанией. В настоящее время поверхность южной ветви косы практически полностью лишена растительного покрова и почти на всем своем протяжении несет следы частого волнового воздействия.

Существенные изменения берегового рельефа с конца прошлого столетия отмечаются для оконечности Чаплинского выступа. Во второй половине XIX в. оконечность м. Чаплина, на которой располагался существовавший с XVII в. наиболее крупный поселок района – Унгазик, была на несколько сотен метров шире и длиннее, чем в середине XX в. По сохранившимся свидетельствам, вблизи оконечности мыса в полумиле от жилищ поселка располагался могильник [20, 21].

Начало XX в. было отмечено серией крупных штормов, сопровождавшихся нагонами и затоплением обширных поверхностей Чаплинского выступа, которые привели к активным размывам берега и изменениям его конфигурации. В частности, особенно интенсивному размыву подверглась южная ветвь оконечности мыса, в результате чего была уничтожена часть поселка, население которого временно переселилось в расположенный на северной косе соседний поселок.

Северная ветвь Чаплинского выступа, исходя из современного строения пляжевой полосы, подвержена размыву в значительно меньшей степени. Этому, по-видимому, частично способствует продолжающееся поступление материала в результате абразии расположенных севернее коренных уступов массива Мартенса. О слабом размыве берега свидетельствует постепенное исчезновение расположенных на берегу остатков яранг чукч-оленьеводов и китовых голов – створных знаков вблизи прилежащих поселков [19].

Повышенная штормовая активность в конце XIX и начале XX века подтверждается и историческими материалами по району г. Ном (южное побережье п-ова Сьюард) [14]. Согласно газетной хронике наиболее катастрофические шторма отмечались в 1898–1900, 1909–1913 гг. Последний интервал отмечен прохождением серии штормов исключительной силы, сопровождавшихся катастрофическими подъемами уровня, амплитуда которых в некоторых случаях достигала 5–7 м. Это приводило к затоплению поверхности береговых аккумулятивных форм и их катастрофическому размыву [22]. Следующий период с повышенной штормовой активностью для северной части Берингова моря отмечался в 1936–1946 гг. Относительный рост повторяемости штормов фиксируется с начала 60-х годов, когда появились новые свидетельства заметной интенсификации размыва берега в районах многих поселков западного побережья Берингова моря.

Особенности эволюции пересыпей в позднем голоцене

Возраст формирования комплекса береговых аккумулятивных форм и изменение относительного уровня моря в голоцене для побережья восточной Чукотки остаются до настоящего времени слабо изученными. Относительно немногочисленные датировки лагунных отложений в районах Эквенской лагуны [23], в заливах Креста [24] и Анадырского [25] свидетельствуют о том, что уровень моря приблизился к его современному положению около 5–6 т.л.н.

Согласно существующим данным [25, 26] высота раннеголоценовых аккумулятивных образований составляет 5–7 м, и лишь на отдельных явно воздымающихся участках достигает 10 м. Время формирования большинства поднятых голоценовых береговых комплексов беринговоморского побережья Чукотки датируется от 8,1–7,6 до 5,9 т.л.н. Эти комплексы представлены небольшими примкнувшими террасами, сложенными супесчаным и песчаным материалом, а также косами, пересыпями, береговыми барами. Столь высокий разброс их гипсометрического положения и возрастных оценок скорее всего обусловлен активным тектоническим воздыманием отдельных блоков побережья.

Анализ особенностей геоморфологического строения комплекса позднеголоценовых прибрежных образований и существующих данных радиоуглеродного определения возраста слагающих их отложений позволил выделить по крайней мере три фазы активизации береговых процессов и формирования самостоятельных генераций береговых валов [27]. Исключительно

высокая штормовая активность побережья определила значительную абразионно-аккумулятивную переработку береговой полосы, в результате которой многие древние бары оказались размытыми, а коррелятные им лагунные отложения обнажаются в береговых уступах [23, 24].

На побережье Анадырского лимана наряду с древнебереговыми образованиями, приуроченными к высотам 5–7 м над современным у.м., располагаются древние пересыпи на абс.высотах 3–4 м, возраст которых датируется как 3,5–4 т.л., а на высоте 2,5–3 м – около 1 т.л. [26, 27]. Можно предполагать, что они формировались во время двух малоамплитудных трансгрессивных фаз позднего голоцена, следовавших за максимумом голоценовой трансгрессии. Косвенным подтверждением разновозрастности голоценовых аккумулятивных форм побережья может служить наличие на них трех групп древних поселений, возраст которых около 3,5; 2,6–1,4 и менее 0,6 т.л. соответственно [28]. Таким образом, аккумулятивные формы заселялись примерно через 0,5–1,5 т.л. после их образования, когда происходило небольшое понижение относительного уровня моря и данная форма становилась пригодной для освоения. Однако многие из этих форм активно перерабатываются при современных экстремальных штормах и маловероятно, что уровень моря в позднем голоцене существенно превышал современный.

Влияние особенностей режима неотектонических движений на эволюцию береговых форм восточной Чукотки в позднем голоцене можно оценить на основе сопоставления их развития с эволюцией тектонически более стабильного побережья западной Аляски. Результаты исследований комплексов береговых валов м. Крузенштерна, м. Хоуп, а также серии барьерных форм на северо-западном побережье п-ова Сьюард [20, 30] свидетельствуют о том, что уровень моря 4,5–5 т.л.н. находился на отметках 2–3 м ниже его современного положения и достиг его между 3,0 и 2,0 т.л.н. [29]. С тех пор его относительные изменения не превышали $\pm 0,5$ м. Формирование крупных береговых аккумулятивных террас представляет собой последовательность продолжительных этапов нарастания берега, разделенных периодами активизации его размыва. Абразионные фазы в развитии берегов, отмечаемые во временных интервалах 3,3–3,0 и 1,2–0,9 т.л.н., связываются с периодами изменений направлений преобладающих волнений и возрастанием их повторяемости, что предопределило развитие условий размыва береговых форм. Соответственно периоды наиболее активного формирования комплекса барьерных форм существовали 4,0–3,3 и 1,8–1,2 т.л.н. Существенная активизация размыва берегов западной Аляски отмечается и в последние 400 лет [29]. Следует отметить, что и на западном побережье Берингова моря широко распространены следы размыва береговых форм в этот период, сопровождавшиеся активным смещением тел береговых валов в сторону суши.

Заключение

1. Полученные результаты позволили в первом приближении подразделить комплекс обследованных пересыпей по особенностям их морфодинамического развития в условиях современного замедленного повышения уровня моря. Сравнительные данные по морфологии пересыпей показывают, что в периоды штормовых нагонов происходит активное расчленение их гребней ложбинами промыва, сопровождающееся перемещением значительных масс наносов в сторону лагуны, возрастанием общего дефицита наносов в полосе пляжа и соответственно смещением форм в сторону суши. В зависимости от крупности наносов, слагающих пересыпи, и особенностей морфологии их поверхностей выделяются два типа расчленения: регулярное (периодическое), связанное с механизмом влияния краевых волн на распределение высот волнового наката вдоль берега, и нерегулярное (или случайное), связанное с волновым прорывом донного пояса в местах интенсивной золотой дефляции или его антропогенного разрушения.

2. Анализ направлений морфодинамического развития в условиях современного слабого повышения уровня моря показывает, что основным процессом развития пересыпей является волновой перенос материала через их гребни в тыловые части в периоды интенсивных штормовых нагонов. Галечные пересыпи при этом демонстрируют тенденцию к расчленению на отдельные звенья, а гравийно-галечные смещаются по типу "перекатывания" более равномерно. Оба типа миграции пересыпей существенно отличаются от модели П. Брууна и в настоящее время не поддаются количественной оценке. Данные, характеризующие динамику галечных пересыпей за последние десятилетия, подтверждают существование корреляционных связей между величинами отступления береговой линии и осредненными за пятилетние интервалы темпами повышения уровня моря [31].

3. Историко-археологические материалы свидетельствуют о существенных колебаниях штормовой активности в северной половине Берингова моря за последнее столетие. Анализ ее временной изменчивости позволил выявить существование 3–5, 7- и 11-летних циклов. Однако существуют свидетельства прохождения штормов и более редкой повторяемости, определявших катастрофические размывы берега и необратимые изменения его конфигурации.

4. Сравнительно немногочисленные данные радиоуглеродного датирования прибрежно-морских отложений позволяют считать, что уровень Берингова моря на побережье восточной Чукотки приблизился к его современному положению около 2–3 т.л.н. К этому периоду относится зарождение наиболее древних генераций береговых форм в пределах современной прибрежной полосы. Современный этап морфодинамического развития береговых аккумулятивных форм охватывает последнее тысячелетие, к началу которого приурочен период повышенной штормовой активности и, возможно, незначительного повышения уровня моря.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Каплин П.А., Поротов А.В., Селиванов А.О. Изменения береговой зоны при быстром подъеме уровня Мирового океана в результате парникового эффекта // Геоморфология. 1992. № 2. С. 3–14.
2. Bruun P. The Bruun rule of erosion by sea-level rise: A discussion on two- and three-dimensional usages // J. Coast. Res. 1988. V. 4. № 4. P. 627–648.
3. Каплин П.А. Новейшая история побережий Мирового океана. М.: Изд-во МГУ, 1973. 265 с.
4. Долотов Ю.С. О возможных типах эволюции побережий в связи с ожидаемым повышением уровня Мирового океана вследствие "парникового эффекта" // Проблемы развития морских берегов (Отв. ред. Н.А. Айбулатов). М.: Наука, 1989. С. 91–96.
5. Пешков В.М. Галечные пляжи неприливных морей: Автореф. дис. ... докт. геогр. наук. М.: МГУ, 1994. 62 с.
6. Carter R.W.G. Coastal Environments: An Introduction to the Physical, Ecological and Cultural Systems of Coastline. L.: Acad. Press, 1988. 617 p.
7. Orford J.D., Carter R.W.G., Jennings S.C. Coarse clastic barrier environments: evolution and implications for quaternary sea level interpretation // Quatern. International. 1991. V. 9. P. 87–104.
8. Ионин А.С. Берега Берингова моря. М.: Изд-во АН СССР, 1959. 358 с.
9. Каплин П.А. Фиордовые побережья Советского Союза. М.: Изд-во АН СССР, 1962. 188 с.
10. Ионин А.С. Отмирающие береговые аккумулятивные формы Берингова моря // Тр. Океаногр. комиссии. Т. 8. 1961. С. 85–97.
11. Буданов В.И., Ионин А.С. Современные вертикальные движения западных берегов Берингова моря // Тр. Океаногр. комиссии. Т. 1. 1956. С. 40–51.
12. Борисов Л.А. Изменения среднего уровня Восточно-Сибирского, Чукотского и Берингова морей // Океанология. 1975. Т. XV. Вып. 6. С. 1090–1095.
13. Ионин А.С. Развитие некоторых типов береговых аккумулятивных форм // Исследование гидродинамических и морфодинамических процессов береговой зоны. М.: Наука, 1966. С. 194–206.
14. Mason O.K., Salmon D.K., Ludvig S.L. The periodicity of storm surges in the Bering sea from 1898 to 1993, based on newspapers accounts // Climatic Change. 1996. V. 34. P. 109–123.
15. Hume J.D., Schalk M. Shoreline Processes near Borro, Alaska: A Comparison of the Normal and the Catastrophic // Arctic. 1967. V. 20. P. 86–103.
16. Fathauer T.F. The great Bering Sea Storms of 9–12 November 1974 // Weatherwise. 1975. V. 28. P. 76–83.
17. Orford J.D., Carter R.W.G. Mechanism for account for the longshore spacing of overwash throats on a coarse clastic barrier in southeast Ireland // Marine Geology. 1984. V. 56. P. 207–226.
18. Арутюнов С.А., Крупник И.И., Членов М.А. "Китовая аллея" // Древности островов пролива Сенявина. М.: Наука, 1982. С. 69–70.
19. Бабаев Ю.М. Современные относительные вертикальные движения Юго-восточного побережья Чукотского полуострова // Вопросы географии. Вып. 119. "Морские Берега". М.: Мысль, 1982. С. 140–142.
20. Крупник И.И. Древние и традиционные поселения эскимосов на юго-востоке Чукотского полуострова // На стыке Чукотки и Аляски. М.: Наука, 1983. С. 65–95.
21. Bogoraz W. The Chukchee. Leiden; N.Y., 1907. Pt 3. 513 p.
22. Sellindger A.H. Measurements of debris line elevations and beach profiles following a major storm; Northern Bering sea coast of Alaska // US Geol. Survey Open File Report. 1983. 394 p.
23. Динесман Л.Г., Киселева Н.К., Савицкий А.Б., Хасанов Б.Ф. Вековая динамика прибрежных экосистем северо-востока Чукотки. М.: Аргус, 1996. 189 с.
24. Иванов В.Ф. Четвертичные отложения побережья Восточной Чукотки. Владивосток: Изд-во ДВНЦ АН СССР, 1986. 138 с.
25. Новейшие отложения и палеогеография плейстоцена Чукотки. М.: Наука, 1980. 236 с.
26. Свиточ А.А., Талденкова Е.Е. Осадкообразование в голоцене на побережье Дальнего Востока // Литология и полезные ископаемые. 1997. № 1. С. 74–87.
27. Каплин П.А., Поротов А.В. О возрасте и условиях формирования береговых образований западного сектора Берингова моря (по материалам геохронологических и археологических исследований) // Вестн. МГУ. Сер. 5, Географ. (в печати).

28. *Орехов А.А.* Древняя культура северо-западного Беринговоморья. М.: Наука, 1987. 176 с.
29. *Mason O.K., Jordan J.W., Plug L.* Late Holocene Storm and Sea-Level History in the Chukchi Sea // Journ. Coast. Research. 1995. Sp. Iss. № 17. Holocene Cycles: Climate, Sea Levels and Sedimentation. P. 173–180.
30. *Mason O.K., Hopkins D.M., Plug L.* Chronology and paleoclimate of storm-induced erosion and episodic dune growth across cape Espenberg spit // Journ. Coast. Research. 1997. V. 13. № 3. P. 798–812.
31. *Orford J.D., Carter R.W.G., Jennings S.C., Hinton A.C.* Processes and timescales by which a coastal gravel-dominated barrier responds geomorphologically to sea-level rise: Story Head barrier, Nova Scotia // Earth surface processes and landforms. 1995. V. 20. № 1. P. 21–37.

Московский государственный университет
Географический факультет

Поступила в редакцию
29.01.99

RECENT DEVELOPMENT OF GRAVEL BARRIERS ON THE COAST OF EASTERN CHUKOTKA: IMPLICATIONS TO PRESENT AND POSSIBLE FUTURE SEA-LEVEL RISE

P.A. KAPLIN, A.V. POROTOV

S u m m a r y

Recent morphodynamic of some types of coarse clastic-deposit barriers are considered on the base of comparative study of natural features, historical and archaeological data. The evolution of such types of barriers during recent sea-level rise mostly depends on the type and coarseness of beach sediments. Some peculiarities of coast evolution in Late Holocene have been characterized.

УДК 551.435.1:551.435.5(235.222)

© 2002 г. А.В. ПОЗДНЯКОВ, Л.А. ОКИШЕВ

МЕХАНИЗМ ФОРМИРОВАНИЯ ДОННЫХ ГРЯД И ВОЗМОЖНЫЙ ГЕНЕЗИС "ГИГАНТСКОЙ РЯБИ" КУРАЙСКОЙ КОТЛОВИНЫ АЛТАЯ¹

Одними из первых исследователей, чей интерес вызвали гигантские гряды на террасах и в пределах аккумулятивных равнин в долинах алтайских рек Катунь и Чуй, были Г.Ф. Лунгерсгаузен и О.А. Раковец [1], которые предположили флювиальный генезис этих форм. По их мнению, "гигантская рябь" – это следы мощной пра-Чуи, протекавшей в восточном направлении.

Современные представления о генезисе алтайских гряд [2–6] сводятся к тому, что эти формы являются прямым доказательством неоднородно происходивших здесь катастрофических паводков. Феномен сохранившихся позднечетвертичных гигантских грядовых форм, по мнению данных авторов, русловых, и выводы о катастрофических паводках, формировавшихся вследствие прорыва подпружных ледниковых или селевых плотин, получили широкую известность не только в нашей стране, но и за рубежом [7–9]. Как российские, так и зарубежные ученые считают, что курайские гряды и подобные им морфологические образования в других районах Горного Алтая есть не что иное, как сохранившиеся следы русловой деятельности поистине гигантского руслового потока с расходами воды более 700000 м³/с, глубиной более 40 м, шириной 2–3 км и скоростью течения более 8 м/с [8]. Согласно В.В. Бутвиловскому [2], глубины потока превышали 50 м, скорости течения достигали 25 и даже 58 м/с!

Удивляет в этих работах то, что не рассматриваются альтернативные варианты генезиса гряд, не увязывается их развитие с другими процессами: эти исследования игнорируют теоретические основы гидродинамики, позволяющие определить возможности образования русловых грядовых форм решением обратной гидродинамической задачи.

¹ Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (проект № 01–05–65151).