

5. *Пешков В.М.* Системная концепция в изучении береговой зоны моря // Сообщ. АН ГССР. 1979. Т. 96. № 3. С. 321–324.
6. *Пешков В.М.* Влияние подводного каньона на динамику и развитие аккумулятивного берега // Изв. ВГО. 1976. Т. 108. № 4. С. 283–289.
7. *Пешков В.М.* Береговая зона моря. Краснодар: Лаконт, 2003. 360 с.
8. *Пешков В.М.* Галечные пляжи неприливых морей. Краснодар: Эд Арт Принт, 2005. 444 с.
9. *Сафьянов Г.А., Меншиков В.Л., Пешков В.М.* Подводные каньоны: их динамика и взаимодействие с береговой зоной океана. М.: ВНИРО, 2001. 197 с.

ОАО “Кубаньводпроект”, Краснодар

Поступила в редакцию
28.02.2012

SOME PROBLEMS OF THE SEA COAST DEVELOPMENT THEORY

V.M. PESHKOV

Summary

In the sea coasts study we often face phenomena which go beyond the usual understanding of the modern coast dynamics. These phenomena can be predicted only with the help of the environment changes knowledge. The coastal zone includes and is connected dynamically with many subsystems which differ in their physical characteristics and properties. Many of them are relatively independent, but in case of changes in their parameters, they can significantly influence the general direction of coastal processes. It means that the prediction of modern dynamics and development of the sea coast is, in some sense, the prediction of these subsystems changes.

УДК 551.468.6

© 2012 г. В.Н. КОРОТАЕВ

СЕДИМЕНТАЦИОННЫЕ УСТЬЕВЫЕ СИСТЕМЫ¹

Введение

На побережьях Мирового океана в устьях крупных рек в позднем голоцене появились огромные скопления терригенного материала, общая площадь которых составляет около 5 млн. км², или 2% поверхности Земли. Это природное событие явилось следствием стабилизации постгляциальной трансгрессии, создавшей предпосылки для интенсивной аккумуляции речных наносов в виде устьевых конусов выноса [1–4]. В широких пределах варьируют размеры субаэральных дельтовых равнин, занимающие от $\frac{1}{10}$ до $\frac{1}{1000}$ общей площади речного бассейна; различны форма и объемы дельтовых тел. Аллювиально-дельтовые равнины, сформированные в период от 7–5 до 2.5–1.5 тыс. л. н. в устьях крупных рек на океанических побережьях и на берегах окраинных морей, как правило, перекрывают позднплейстоценовые дельтовые тела с абсолютным возрастом отложений более 10 тыс. лет. Субаэральная часть таких дельт обычно представлена несколькими региональными субдельтами, связанными с пространственными перемещениями зон активного дельтообразования

Впервые идею о роли речной дельты как переходной зоны в системе река–море высказал А.П. Лисицын в работе “Лавинная седиментация в океане” [1], сравнивая ее с действием маргинального фильтра, где накапливается огромная толща отложений

¹ Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (проекты № 10-05-00193 и № 10-05-00236).

(до 10–15 км). Он выделил три глобальных уровня лавинной седиментации: 1) эстуарии и дельты рек, 2) основание континентального склона и 3) активные окраины и глубоководные желоба. Основной областью накопления осадочного материала считается *первый глобальный уровень лавинной седиментации*, представляющий гигантскую ловушку терригенного материала в виде речных дельт. Эти области в дальнейшем становятся природными хранилищами органических полезных ископаемых (нефть, газ, каменный уголь). Предметом рассмотрения настоящей статьи являются устьевые осадочные системы (их субаэральные и субаквальные части), представляющие первый уровень глобальной аккумуляции речных наносов в устьях рек. На основании анализа их геологического строения сделана попытка создать седиментационные модели основных морфогенетических типов устьевых систем – заполнения долинных заливов, заполнения устьевых лагун и выдвигения на открытом устьевом взморье.

Под *седиментационной устьевой системой* подразумевается комплекс аллювиальных, аллювиально-морских, прибрежно-морских, приливных и морских фаций, накопленных в пределах устьевого конуса выноса за определенный исторический интервал времени (плейстоцен, голоцен).

Геология и геохронология речных дельт

Опубликованные данные о геологии и литологии крупных речных дельт мира распределены крайне неравномерно. Некоторые дельты (Миссисипи, Ганг–Брахмапутра, Меконг, Эбро, Янцзы, Чжуцзян (Перл), Хуанхэ, Волга) изучены очень детально [5–17]. Геология глубинных слоев в дельтах арктического побережья России практически неизвестна. Имеются единичные описания и абсолютные датировки разрезов аллювиально-дельтовых отложений в устьях рек арктического побережья России и США [18–23].

История изучения древних угольных бассейнов показывает, что речные дельты существуют, по крайней мере, с девона [10, 11]. Находки ископаемых дельт выше и ниже современного уровня свидетельствуют о том, что колебания уровня Мирового океана приводили к существенным пространственным смещениям дельтовых тел. Так, на побережье Черного моря в нижнем течении Днепра обнаружены три древние дельты: перигляциальная – в районе Каховки выше современной на 10–20 м, новозвксинская – в районе Херсона и древнеэвксинская на отметках –40 – –50 м, расположенная ниже по течению от предыдущей на 250 км; в нижнем течении Дона – плейстоценовая дельта в районе устья Западного Маныча. Установлена идентичность продуктивной толщи Апшерона с отложениями палео-Волги, Самура и Куры, которые впадали на берегах южного Каспия в конце эпохи формирования продуктивной толщи [10].

Плейстоценовые *дельты Волги* (ательская и енотаевская), приуроченные к периодам глубоких регрессий Каспия, были обнаружены на границе отмелой зоны Северного Каспия и его шельфа [24]. В пределах Волго-Ахтубинского участка долины Волги в районе с. Енотаевка между морскими глинами и суглинками нижебакинского и верхнебакинского возраста Г.И. Горецким [15] описаны дельтово-аллювиальные пески соликамской дельты. Ширина дельты была не менее 20 км, мощность сохранившихся отложений составляет 10–25 м, подошва которых находится на 55–70 м ниже современного меженного уровня Волги. Рельеф и отложения Сарпинской низины свидетельствуют о существовании в нижнеказарское время водотоков Сарпино-Даванской дельтовой системы [25]. В рельефе современной Волго-Ахтубинской поймы сохранились следы четырех трансгрессивно-регрессивных стадий поздней хвалыни и новокаспия, оставивших после себя 4 пойменно-дельтовые генерации, возраст которых постепенно уменьшается вниз по течению от 16 до 1.5 тыс. лет. История формирования древних дельт выполнения долинного залива р. Волги закончилась в конце уллучаевской стадии новокаспия, уровень которой не поднимался выше отметок –22 м абс. С этого времени начинается новая фаза в формировании дельт р. Волги – образование многорукавной дельты выдвигения на отмелом устьевом взморье [26].

Из рассмотрения геологического разреза новейших отложений дельты выдвигения р. Волги видно, что большая часть ее осадков принадлежит к разновозрастным древнекаспийским образованиям, не имеющих прямого отношения к процессам дельтообразования. К отложениям дельты Волги относится только самая верхняя часть четвертичного разреза – средне-позднеголоценовая и современная, что говорит о молодом возрасте дельты Волги (не старше 3 тыс. лет). В целом структуру дельты можно рассматривать как огромное (площадь до 21 тыс. км²) наложение из голоценовых и современных осадков мощностью до 20 м (средняя мощность 5–10 м), не имеющее по его местонахождению палеоаналогов [25].

Дельта р. Кубани расположена в Западно-Кубанском прогибе, выполненном толщей олигоцен-неогеновых и четвертичных пород суммарной мощностью до 3 км. В пределах аллювиально-дельтовой равнины выделяются плейстоценовые породы, слагающие верхнюю часть её цоколя, новозвксинские отложения, связанные с эпохой, предшествовавшей образованию дельты, и голоценовые осадки современной дельты. Западной границей распространения дельтовых отложений на поверхности служит линия, условно проходящая через станицы Федоровскую, Ивановскую, Стеблевскую, Ново-Николаевскую, хут. Могуковровский, ст. Степную и г. Приморско-Ахтарск. Всю площадь к западу от этой границы занимают современные и древние дельтовые отложения, представленные аллювиальными, озерно-лиманными, болотно-торфянистыми и морскими покровными образованиями. При этом западная приморская часть дельты шириной до 20 км сложена морскими отложениями, перекрытыми торфяниками и аллювием. Примыкающий к ней с востока участок шириной 10 км сложен аллювиальными и озерно-лиманскими отложениями мощностью до 6 м, а еще восточнее на участке шириной до 8 км проходит полоса морских отложений, сменяющихся континентальными осадками юрмской эпохи (середина позднего плейстоцена) [28].

Детальное изучение зарубежных публикаций по *Бенгальской дельте* (объединенная дельта рек Ганга и Брахмапутры) позволяет утверждать, что во время максимума послеледниковой трансгрессии было подтоплено не более 1/3 плейстоценовой аллювиально-дельтовой равнины. Анализ площадного и высотного распределения абсолютных датировок голоценовых отложений в Бенгальской дельте показал, что аллювиально-дельтовые отложения, соответствующие времени климатического оптимума (6–4 тыс. лет), расположены на отметках близких к современному уровню моря вдоль линии 5-метровой изогипсы. Абсолютные датировки были сделаны по остаткам мангровой растительности, которая в настоящее время так же широко развита в приморских частях этих дельт, как и в прошлые периоды развития дельты. Проведенное сопоставление позволяет утверждать, что 6–4 тыс. л. н. морской край Бенгальской дельты располагался на 80–120 км севернее современного положения, приблизительно параллельно зоне тектонического тренда по линии Калькутта – Дакка, в районе северной границы распространения лесов Сундарбана. Начало аккумуляции терригенного материала относится к 11 тыс. л. н. [8–9] (рис. 1).

На основании изучения геологического строения и абсолютных датировок в голоценовой эстуарно-дельтовой системе долины реки Южный Аллигатор (Австралия) было установлено, что дельтовые отложения времени климатического оптимума (6–5 тыс. л. н.) залегают на различной

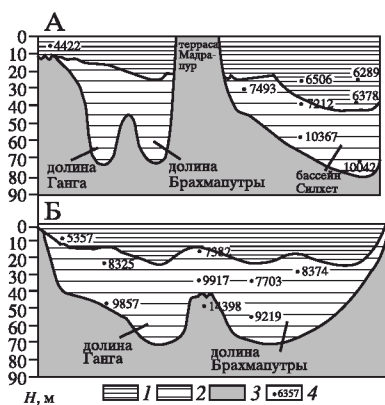
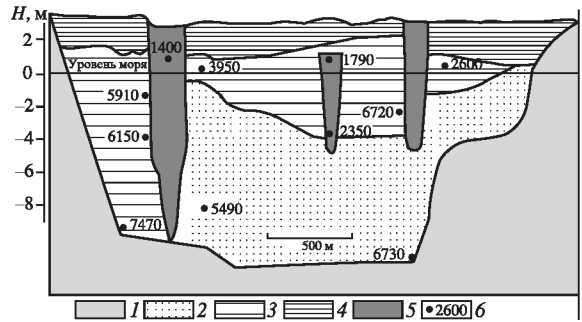


Рис. 1. Геологический разрез через дельту Ганга-Брахмапутры. Разрез: А – Калькутта–Дакка, Б – вдоль верхней границы мангровых лесов Сундарабана (по [8–9]). Аллювиально-дельтовые отложения: 1 – позднеголоценовые, 2 – раннеголоценовые; 3 – доголоценовая эрозионная поверхность, 4 – абс. возраст отложений по ¹⁴С (BP)

Рис. 2. Геологический разрез через долину р. Аллигатор (Австралия) (по [29])
 1 – доголоценовая эрозионная поверхность; среднеголоценовые отложения: 2 – русловые, 3 – мангровые илы среднеголоценовые; верхнеголоценовые отложения: 4 – пойменные глины, 5 – палео-русла заиленные; 6 – абс. возраст отложений по ^{14}C (ВР)



высоте относительно современного уровня (рис. 2). Так, в районе вершины дельты заполнения (около 90 км от устья) они приурочены к глубинам, соответствующим положению современного уровня моря, а в устьевой части долины – на глубинах 5–8 м ниже уровня моря [29].

Дельта Чжуцзян (Пёрл, КНР) расположена в мезо-кайнозойском депрессионном бассейне, заполненном меловыми и третичными красноцветными отложениями, перекрытыми постгляциальными осадками. Позднечетвертичные отложения, возрастом по ^{14}C более 20 тыс. лет, имеются только на периферии и в наиболее погруженных частях дельты. Мощность собственно дельтовых отложений в устье Чжуцзян небольшая и значительно отличается от мощности отложений в устьях таких больших рек как Хуанхэ и Янцзы. По данным более 1200 буровых скважин средняя мощность отложений в устье Чжуцзян составляет 25.1 м (максимальная – 63.6 м). Осадки широко представлены песками, алевритами и глинами, перекрывающими на глубинах 10–30 м ниже уровня моря песчаные, глинистые или гравелистые позднплейстоценовые отложения, фиксирующие древний базис эрозии [30–33].

Дельта Чжуцзян, как и дельты многих рек мира, развивалась на фоне регрессивно-трансгрессивного цикла колебаний уровня Мирового океана на рубеже позднего плейстоцена и голоцена. Во время последнего оледенения (примерно 18 тыс. л. н.) Чжуцзян впадала в море в том месте, которое сейчас находится на внешней стороне континентального шельфа, когда уровень был на 100–130 м ниже современного. Постгляциальные слои заполняют главным образом древние долины и лежат с резким несогласием на поверхности мезо-кайнозойских красноцветных отложений или поверх коры выветривания.

В пределах континентального шельфа на глубинах от 50 до 120 м располагается обширная область, занятая затопленными реликтовыми дельтами Чжуцзян (рис. 3). Плейстоценовые дельты перекрыты более поздними илистыми морскими отложениями, на поверхности которых прослеживаются погребенные речные русла, эрозионные врезы, локальные ареалы песчаного дна и песчаные дюны. Ниже до глубин 200 м идет склон континентального шельфа, осложненный серией подводных песчаных волн, переходящий затем в пологий континентальный склон на глубинах 400–1000 м.

В устье Янцзы во время низкого стояния уровня Мирового океана 15–20 тыс. л. н., по-видимому, существовала дельта, морской край которой был в 600 км восточнее современного. Врез долины палео-Янцзы составил более 60 м, ширина ее достигала

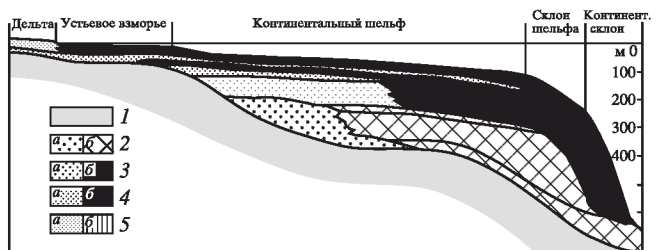


Рис. 3. Геологический разрез континентального шельфа в районе устья р. Чжуцзян (Пёрл) (по [33])
 1 – коренной фундамент; отложения (а – аллювиально-дельтовые, б – прибрежно-морские): 2 – раннплейстоценовые, 3 – среднплейстоценовые, 4 – верхнплейстоценовые, 5 – современные

30–40 км [12, 34–36]. В период постгляциального повышения уровня трансгрессирующее море постепенно затапливало пространство древней дельты, формируя различные типы трансгрессивных песчаных тел. В это время нижнее течение реки служило гигантской ловушкой для речных наносов. Реконструкция изменений продольного профиля речного русла приблизительно за период 4 тыс. лет до н. э. – начало 500 г. н. э. позволила предположить, что за это время в русле и на пойме нижнего течения ежегодно отлагалось от 46 до 92 млн. т наносов (10–20% общего стока наносов реки).

В течение последних 2000 лет в эстуарии Янцзы сформировалась дельта выположения. Рост дельты реконструирован на основе палеогеоморфологического анализа строения рельефа дельтовой равнины и детального исследования стратиграфии и геохронологии речных и морских отложений, выполняющих древнюю долину и эстуарий Янцзы (500 буровых скважин). На размытой неровной поверхности подстилающих темно-зеленых суглинков залегают серии неритовых осадков с морской ископаемой фауной. Мощность трансгрессивной серии обычно составляет от 7–8 до 20 м. Регрессивная серия средне- и позднеголоценовых осадков представлена неритическими фациями желто-серых алевритовых глин с богатым набором фораминифер, накопившихся в условиях теплого субтропического климата. В узкой полосе собственно дельтовой равнины Янцзы, где развиты 6 голоценовых субдельт, низы разреза представлены серыми гравелистыми песками с косой или диагональной слоистостью, а верхи – серыми суглинками с прослоями песка. Абсолютный возраст этих отложений 10100 ± 160 л. н. на глубине 28–31.5 м и в основании разреза – 14650 ± 400 л. н. Общая мощность постгляциальных отложений в древней долине Янцзы составляет 50–60 м.

Трансгрессивно-регрессивная серия напластований дельты Янцзы перекрывает несогласно континентальные песчано-гравелистые аллювиальные осадки и эрозионную поверхность коренных пород, образованных во время последнего низкого стояния уровня моря в позднем плейстоцене. Принципиальная схема напластования дельтовых толщ по [12] представлена на рис. 4.

Приведенные и другие примеры по геологическому строению речных дельт говорят о том, что крупные реки не теряли связи с приемными водоемами во время относительно быстрых в геологическом летоисчислении и значительных по амплитуде децивиляций их уровней, а следовали за ним, перестраивая русловую сеть и дельтовые равнины. Механизм таких переформирований можно наблюдать и в настоящее время на примере рек, впадающих во внутренние моря и крупные озера аридной зоны, обладающих чрезвычайно неустойчивым режимом уровней (Каспий, Арал, Балхаш, Иссык-Куль).

Возраст наиболее древних прибрежно-морских и аллювиально-дельтовых отложений, связанных с послеледниковой трансгрессией океана и залегающих на неровной

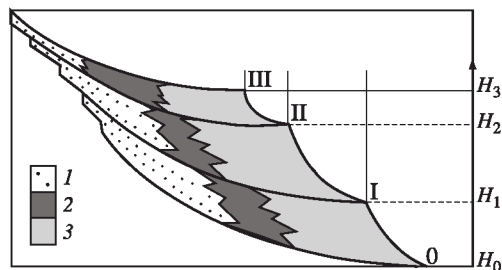


Рис. 4. Принципиальная модель последовательного напластования фаций в устье реки при поднятии уровня моря (по [12])

Фации: 1 – русловая, 2 – дельтовая, 3 – прибрежно-морская. Положения: I–III – устьевого конуса выноса, H_0 – H_3 – уровня моря

позднеплейстоценовой кровле, неодинаков на различных участках океанического побережья. Так, в Бенгальской дельте он составляет от 11 до 7 (4) тыс. лет, в дельте Миссисипи он колеблется от 10 до 5 тыс. лет, в устьях рек средиземно-морского бассейна – от 8 до 6 тыс. лет, в австралийских эстуариях – от 6 до 5 тыс. лет. Возраст субаэральной части дельтовых отложений для речных дельт севера Сибири не превышает 6.5–4.5 тыс. лет. Очевидно, массовое накопление аллювиально-дельтовых отложений началось после замедления поднятия послеледниковой трансгрессии в среднем голоцене (после 7 тыс. л. н.). Случаи более ранней

аккумуляции речных наносов могут быть связаны как с различиями в стоке наносов, так и с особенностями рельефа подводного склона.

Можно предположить, что огромный сток речных наносов (более 100–200 млн. т/год), наиболее характерный для тропических и субтропических рек муссонных областей Азии, оказывал существенное влияние не только на гидролого-морфологические и русловые процессы, но и влиял в целом на голоценовую эволюцию речных дельт, например, на скорость и характер заполнения заливов и выдвигание дельт, на дальность проникновения морских вод в реки и, возможно, на время появления аллювиально-дельтовых накоплений. Такой сток наносов имеют реки Ганг–Брахмапутра (около 1 млрд. т), Хуанхэ (около 1 млрд. т), Амазонка (900 млн. т), Янцзы (478 млн. т), Ирравади (265 млн. т), Магдалена (220 млн. т), Миссисипи (210 млн. т), Ориноко (210 млн. т) и Меконг (160 млн. т) [3].

Седиментационные модели устьевых осадочных систем

Современные речные системы от верховьев до устья представляют собой, образно говоря, природные транспортеры наносов, большая часть которых после многократного переотложения и дифференциации по крупности, поступает к вершинам дельт или заливов. На *придельтовом* участке речной долины, как правило, преобладает транзит наносов. В динамически устойчивых руслах, сложенных подвижными аллювиальными отложениями, на фоне уменьшения уклонов и увеличения водоносности реки происходит лишь смена галечного аллювия на песчано-гравийный и песчаный. Для *дельтовых* районов большинства устьевых систем наиболее характерна аккумуляция наносов и формирование дельтовой равнины в зоне сопряжения рек с приемным водосомом, т.е. там, где река утрачивает свою первоначальную функцию транзитного водотока и становится рассеивающей системой, в которой фактический расход наносов больше транспортирующей способности потока. Интенсивность накопления аллювиально-дельтовых отложений и скорость прироста морского края речных дельт связана с морфогенетическим типом устьевой геоморфологической системы (лиманно-дельтовой, лагунно-дельтовой и собственно дельтовой).

Динамика наносов и строение литофаций в перечисленных основных морфогенетических типах устьевых осадочных систем очень различна, поэтому основные морфогенетические типы устьевых систем должны иметь вполне определенную стратиграфию отложений, связанную с особенностями седиментации речных и прибрежно-морских наносов в устьях крупных рек. Например, американские исследователи [37, 38] рассматривают эстуарные системы как наиболее эффективные ловушки для наносов. По динамическим и фаціальным особенностям они объединяются в две большие группы: 1) эстуарии, подверженные преобладающему воздействию волнения (*wave-dominated estuaries*); 2) эстуарии, подверженные преобладающему воздействию приливов (*tide-dominated estuaries*).

К этим двум группам эстуариев, исходя из природных условий российских побережий, можно добавить третью динамико-фаціальную разновидность эстуариев – эстуарии, подверженные преобладающему влиянию речного стока (*river-dominated estuaries*). К ним в первую очередь следует отнести длинные (сотни километров) и относительно узкие заливы на арктическом побережье Сибири – губы Обскую, Тазовскую, Енисейскую, Хатангскую, Анабарскую, где вследствие небольшой величины приливов (менее 1 м) преобладает стоковый режим течений. На юге России типичным речным эстуарием является Таганрогский залив Азовского моря, куда впадает р. Дон. На юге Дальнего Востока в нижнем течении Амура располагается обширный Амурский эстуарий (рис. 5А). Здесь наблюдается своеобразный режим взвесей, когда практически в течение всего года сохраняется речной режим не только в дельтовых рукавах, но и на акватории заливов, где скорости стоковых течений соизмеримы со скоростями течений в реке, а величина приливов составляет не более 1 м. Транзитная часть стока взвешенных наносов выносятся далеко за пределы дельты и аккумулируется на дне

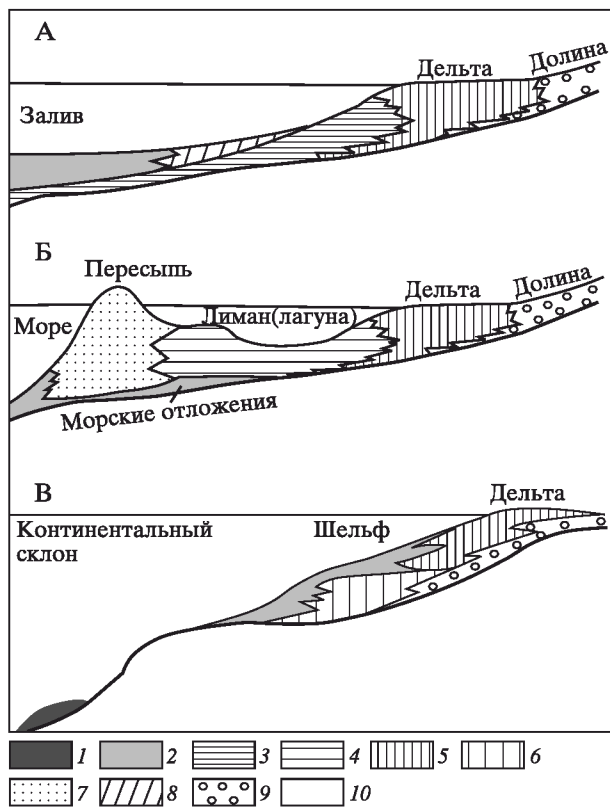


Рис. 5. Принципиальные седиментационные устьевые модели
 Заполнения: А – долинного залива, Б – устьевой лагуны; В – дельты выдвигания на открытом взморье.

Отложения: 1 – глубоководных конусов выноса, 2 – морские, 3 – аллювиально-морские (авандельтовые), 4 – лиманно-лагунные, 5 – дельтовые (современные), 6 – дельтовые (древние), 7 – прибрежно-морские, 8 – внешнего устьевых бара, 9 – аллювиальные; 10 – водные акватории

движение воды и взвешенных наносов в сторону моря и удаление загрязняющих веществ из эстуариев в морской бассейн. В придонном слое существует довольно протяженная зона, где осолоненная морская вода и наносы перемещаются в сторону суши. Песчаные отложения образуют вытянутые узкие приливные гряды в центральных частях эстуариев. Алевролиты и илы отлагаются на береговых отмелях и на приливных осушках (маршах). Седиментационный цикл в эстуариях включает в себя начальный взмыв тонких осадков со дна до момента их флокуляции и агрегирования на контакте пресных и соленых вод. Крупнейшие частицы вызывает их осаждение на дно, накопление, уплотнение и сохранение до следующего эрозионного цикла. Периодическое возникновение застойных условий в момент наиболее высокого прилива (в течение 8–10 ч) приводит к осадконакоплению с высокими скоростями (4–7 мм/год). В эстуариях отлагается до 2/3 стока речных наносов и вследствие коагуляции в них осаждаются 60–80% растворенных гуминовых веществ, железа и поллютантов.

На наш взгляд, классическими “ловушками” для речных наносов являются *устьевые лагуны и лиманы*. Реки, формирующие малорукавные дельты в не полностью заполненных устьевых лагунах (устья рек Камчатки, Авачи, Амгуемы, Пороная, Муррея; большинство устьев малых рек на побережье Гвинейского залива – Бандама, Комоз,

заливов в виде так называемых “внешних устьевых баров” на расстоянии от нескольких десятков до сотен километров от морской края дельты. В подобных устьевых областях, обладающих значительным водным стоком (от 100 до 600 км³/год) и небольшой мутностью речных вод (от 15 до 70 г/м³), преобладает транзитно-аккумулятивный процесс транспорта речных наносов, создающий условия для накопления в дельте от 30 до 50% и на устьевом взморье от 50 до 90% наносов, поступающих к верхней границе устьевой системы.

В типичных эстуариях, испытывающих сильное воздействие реверсивных приливных течений (устья рек Онеги, Мезени, Кулоя, Гижиги, Пенжины, Жиронды, Луары, Саванны, Саскуэханна и др.), продольное изменение стока взвешенных и влекомых наносов существенно отличается от баланса терригенного материала в малоприливных ингрессионных заливах (губах). Схема литодинамики стратифицированных эстуариев с величиной приливов более 2 м следующая: в верхней части эстуария при достаточном притоке пресных речных вод наблюдается дви-

Тано, Пра, Вольта, Куффо, Веме, Огун, Они и др.), оставляют практически весь сток взвешенных и влекомых наносов (от 0.25 до 30 млн. т/год для различных рек) в дельте и лагуне (рис. 5В). Примерно такая же схема литодинамических процессов характерна для устьев рек, впадающих в полузакрытые лиманы, где остается почти весь сток наносов (среднегодовой сток наносов от 0.003 до 1.2 млн. т/год для устьев таких рек, как Тилигул, Ингул, Когильник, Ея, Сарата, Ялпух, Юж.Буг, Днестр, Днепр, Печора и др.)

В устьях рек, полностью заполнивших своими отложениями устьевую лагуну или лиман, режим транспорта наносов претерпевает существенные изменения. В подобных осадочных системах на месте лагуны или лимана возникли малорукавные дельтовые равнины площадью от 0.2 до 22 тыс. км², где магистральные рукава врезаны в древнедельтовые отложения, а на внешнем крае морской пересыпи начинается формирование современного устьевого конуса выноса. В устьях рек, имеющих среднегодовой сток взвешенных наносов от 3 до 20 млн. т и испытывающих небольшое гидродинамическое воздействие морских факторов, на открытом и относительно отмелом устьевом взморье могут формироваться устьевые бары и региональные дельты выдвижения площадью от 0.4 до 1.2 тыс. км² (устья рек По, Роны, Яны, Индигирки, Колымы, Дуная, Магдалены). В таких устьевых системах преобладает транзит взвешенных наносов по длине магистральных дельтовых рукавов и мощная их аккумуляция на дне устьевого взморья.

На открытых океанических побережьях с величиной приливов до 1.2–3.7 м, постоянными течениями и сильной волновой активностью не аккумулятивная в устьевой области часть речных наносов уходит безвозвратно, поглощаясь вдольбереговыми потоками наносов (устья рек Кванзи, Сенегала, Замбези, Лимпопо, Нила, Нигера, Риони, Бзыби, Мзымты, Кодори и др.). В устьях рек, к которым близко подходят подводные каньоны, большая часть речных выносов также изымается из береговой зоны и транспортируется на большие глубины (устья рек Бзыби, Риони, Чорохи). Практически не выдвигаются дельты рек на сомалийском побережье Индийского океана (устья рек Джубба и Уэби-Шабелле).

Такие мощные реки, как Ганг-Брахмапутра, Ориноко, Парана, Уругвай, Амазонка, Инд, Иравадии и Меконг, выносящие ежегодно на устьевое взморье от 70 млн. т до 1 млрд. т взвесей имеют самые большие дельты. Из всех учтенных дельт мира на долю азиатских дельт приходится 309.5 тыс. км² (54%), а южноамериканских – 132.4 тыс. км² (23%) [22]. Из речных отложений на материковом склоне здесь формируются глубоководные конусы выноса, представляющие собой так называемый “второй глобальный уровень лавинной седиментации” [1]. Безвозвратная потеря транзитной части речных наносов обуславливает сравнительно медленный прирост морского края дельт (например, в Бенгальской дельте средняя скорость выдвижения за 1792–1984 гг. составила не более 2 км²/год) [8].

В дельтах выдвижения, имеющих разветвленную и сложно переплетающуюся гидрографическую сеть рукавов и протоков (устья рек Волги, Селенги, Лены, Ориноко), аккумуляруется от 70 до 85% общего стока взвешенных наносов [4]. В таких дельтовых системах старые острова интенсивно размываются, а из продуктов разрушения формируется молодая сегментная пойма и осередки, образующие простые русловые разветвления типа “восьмерок”. Все русловые формы (осередки, побочни, косы) очень динамичны, смещаются вниз по течению, вызывая периодическое перераспределение стока в русловых разветвлениях и отмирание второстепенных протоков. Для безрукавных и малорукавных дельт выдвижения (устья рек Оленека, Эбро) характерен транзитно-аккумулятивный тип литодинамических процессов, когда большая часть стока наносов поступает на устьевое взморье. Скорость выдвижения морского края дельты и формирование устьевых баров полностью определяется многолетними и сезонными колебаниями стока воды и наносов реки, а также гидродинамической активностью морских факторов. Степень выдвинутости и изрезанности морского края дельты возрастает по мере увеличения доли речных процессов по отношению к морским (рис. 5В).

Следует отметить, что соотношения аккумулятивной и транзитной частей стока взвешенных наносов в устьевых системах одного и того же морфодинамического типа могут существенно отличаться для рек со среднегодовой мутностью вод более 300 г/м³. Для устьев рек Терека, Кубани, Сулака, Куры, Колорадо, Миссисипи, Инда, Иравади, Хуанхэ и других характерна аккумуляция большей части взвешенного и влекомого материала в пределах дельтовой поймы и руслах рукавов, приводящая к очень высокой динамичности русловой сети, большой изменчивости в перераспределении стока воды и наносов по рукавам дельты и к частым перемещениям ее положения вследствие прорыва береговых валов и возникновения новых узлов разделения дельтовых рукавов.

На начальной стадии формирования дельтовых систем, когда большинство рек впадало в заливы или лагуны, практически весь сток речных наносов шел на формирование устьевого конуса выноса и устьевого бара. В береговой зоне ощущался дефицит наносов, выраженный в преобладании поперечного к берегу перемещения наносов и в образовании мощной системы береговых баров. Образование динамически устойчивых систем дельтовых водотоков, которые в настоящее время получили возможность формировать дельтовые конуса выноса на открытом взморье, изменило баланс наносов в береговой зоне Мирового океана. В настоящее время не аккумулятивная часть речных наносов распределяется волнами и течениями на шельфе и накапливается у подножья материкового склона в виде глубоководных конусов выноса.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Лисицын А.П. Лавинная седиментация // Лавинная седиментация в океане. Р-н/Д: Изд-во РГУ, 1982. С. 3–59.
2. Stanley D.J., Warne A.G. Worldwide initiation of Holocene marine Deltas by deceleration of sea-level rise // Science. 1994. V. 265. P. 228–231.
3. Milliman J.D., Meade R.H. World-wide delivery of river sediment to the oceans // Journ. Geology. 1983. V. 91. № 1. P. 1–21.
4. Коротяев В.Н. Геоморфология речных дельт. М.: Изд-во МГУ, 1991. 224 с.
5. Coleman J.M., Gagliano S.N. Sedimentary structure in Mississippi River deltaic plane // Journ. Social Economists, Paleontologists and Mineralogists. 1965. Spec. Publ. № 12. P. 133–148.
6. Wrigth L.D., Coleman J.H. Mississippi river mouth processes: effluent dynamics and morphologic development // Journ. Geology. 1974. V. 82. P. 751–778.
7. Бернард Х., Лебланк Р. Обзор четвертичной геологии прибрежных равнин северо-западной части Мексиканского залива // Четвертичный период в США. М.: Мир, 1968. С. 157–220.
8. Allison M.A. Geologic framework and environmental status of the Ganges-Brahmaputra Delta // Journ. Coastal Research. 1998. V. 14. № 3. P. 826–836.
9. Stanley D.J., Hait A.K. Holocene depositional patterns, neotectonics and Sundarban mangroves in the western Ganges-Brahmaputra Delta // Journ. Coastal Research. 2000. V. 16. № 1. P. 26–39.
10. Наливкин Д.В. Учение о фациях. Ч.II. М.–Л.: Изд-во АН СССР, 1956. 393 с.
11. Дельты – модели для изучения / М. А. Бруссар. М.: Недра, 1979. 323 с.
12. Li Congxian. Deltaic sedimentation // Modern Sedimentation in Coastal and Nearshore Zone of China, China Ocean Press Beijing. 1986. P. 230–376.
13. Stanley D.J., Chen Zh. Radiocarbon Dates in China's Holocene Yangtze Delta: Record of sediment storage and reworking, not timing of deposition // Journ. Coastal Research. 2000. V. 16. № 4. P. 1126–1132.
14. Saito Y., Yang Z., Hori K. The Huanghe (Yellow River) and Changjiang (Yangtze River) deltas: a review on their characteristics, evolution and sediment discharge during the Holocene // Geomorphology. 2001. № 41. P. 219–231.
15. Геология дельты Волги / М.В. Кленов // Тр. ГОИН. 1951. Вып. 18(30). 394 с.
16. Горещкий Г.И. Формирование долины р. Волги в раннем и среднем антропогене. М.: Наука, 1966. 412 с.
17. Нижняя Волга: геоморфология, палеогеография и русловая морфодинамика. М.: ГЕОС, 2002. 242 с.
18. Walker H.J. Arctic Deltas // Journ. Coastal Research. 1998. V. 14. № 3. P. 718–738.

19. Korotaev V.N. Geomorphology of river deltas in arctic coast of Siberia // *Polar Geography and Geology*. 1986. № 10(2). P. 139–147.
20. Нижняя Яна: устьевые и русловые процессы. М.: ГЕОС, 1998. 242 с.
21. Нижняя Индигирка: устьевые и русловые процессы / Д.Б. Бабиц, В.Н. Коротаев, Д.В. Маррицкий, В.Н. Михайлов. М.: ГЕОС, 2001. 224 с.
22. Эстуарно-дельтовые системы России и Китая: гидролого-морфологические процессы, геоморфология и прогноз развития. М.: ГЕОС, 2007. 445 с.
23. Are F, Reimnitz E. An overview of the Lena River delta setting: Geology, tectonics, geomorphology, and hydrology // *Journ. Coastal Research*. 2000. V. 16, № 4. P. 1083–1093.
24. Лохин М.Ю., Маев Е.Г. Позднеплейстоценовые дельты на шельфе северной части Среднего Каспия // *Вестн. МГУ. Сер. 5. География*. 1991. № 3. С. 34–39.
25. Свиточ А.А., Янина Т.А. Строение и развитие дельты Волги // *Геоморфология*. 1994. № 4. С. 11–24.
26. Рычагов Г.И., Коротаев В.Н., Чернов А.В. История формирования палео-дельт Нижней Волги // *Геоморфология*. 2010. № 3. С. 73–81.
27. Горецкий Г.И. Аллювиальная летопись великого Пра-Днепра. М.: Наука, 1970. 196 с.
28. Гидрология дельты и устьевого взморья Кубани. М.: ГЕОС, 2010. 728 с.
29. Woodroffe C.D., Chappel J.M.A., Thom B.G., Wallensky E. Geomorphological dynamics and evolution of the South Alligator tidal river and plains // *Australian National University, North Australia Research Unit. Manrove Monograph*. 1986. Darwin. № 3. 190 p.
30. Long Y.Z. Pearl River Delta Sedimentology // Beijing: Geological Publishing House. 1997. P. 1–165.
31. Long Y.Z., Ma D.X., Huo C.L. et al. On sedimentary Characteristics and model of Pearl River Delta // *Marine Geology & Quaternary Geology*. 1985. № 5(4). P. 1–44.
32. Li Chunchu et al. Land-ocean interaction in modern formation and development: A case study of the Pearl River delta, China // *Science in China (Series B)*. 2001. V. 44. P. 63–71.
33. Huang Z., Zhang W., Chai F. The submerged Zhujiang Delta // *Acta Geographica Sinica*. 1995. V. 50. № 3. P. 206–214.
34. Li C.X., Chen Q.Q., Zhang J.Q. et al. Stratigraphy and palaeoenvironmental change in the Yangtze Delta during the late Quaternary // *Journ. Asian Earth Sciences*. 2000. № 18. P. 453–469.
35. Li C.X., Zhang J. Q., Fan D.D., Deng B. Holocene regression and the tidal radial sand ridge system formation in the Jiangsu coastal zone, east China // *Marine Geology*. 2001. № 173. P. 97–120.
36. Li C.X., Wang P., Sun H. et al. Late Quaternary incised-valley fill of the Yangtze delta (China): its stratigraphic framework and evolution // *Sedimentary Geology*. 2002. № 152. P. 133–158.
37. Dalrymple R.W., Zaitlin B.A., Boyd R. Estuarine facies models: conceptual basis and stratigraphic implications // *Journ. Sedimentary Petrology*. 1992. V. 62. № 6. P. 1130–1146.
38. Zaitlin B.A., Dalrymple R.W., Boyd R. The stratigraphic organization of incised-valley systems associated with relative sea-level change // *Incised-valley Systems: Origin and Sedimentary Sequences*. 1994. № 51. P. 45–60.

Московский государственный университет
Географический факультет

Поступила в редакцию
07.06.2011

SEDIMENTARY OF MOUTH SYSTEMS

V.N. KOROTAYEV

Summary

The sedimentary models of principal morphogenetic types of the mouth systems – bay-head, lagoon-head and protruding deltas were developed on the basis of river deltas' geological features analysis. Each model possesses an original logic of lithodynamic processes: 1) the lagoon-deltaic systems are natural traps for river load; 2) the estuarine-deltaic systems are characterized by poor accumulation of river load and absence of the subaerial deltas; river load is carried out from estuarine and accumulated on open offshore as huge submarine cones (mouth bars); 3) the liman-deltaic systems are characterized by accumulation of about 50% of river load in subaerial deltas; the transit part of river load is carried out by channel flows behind avandelta; 4) the deltaic systems on open coastland accumulate about 85% of river load; their transit part contributes to the formation of barrier bars.