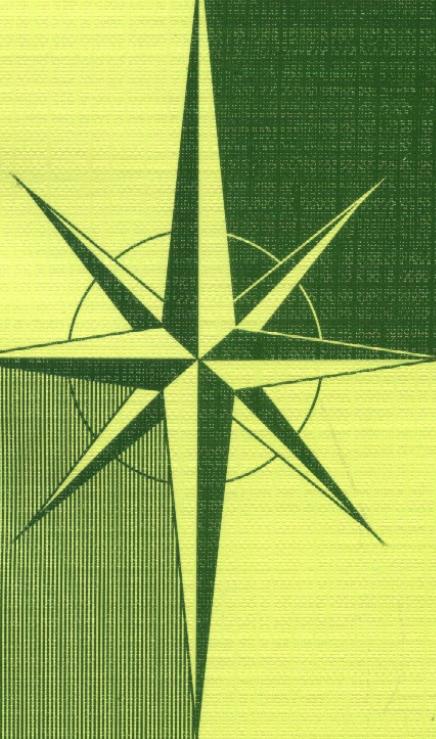


ISSN 0206 – 1619

ГЕОГРАФИЯ
И ПРИРОДНЫЕ
РЕСУРСЫ



3

2011

В. Н. КОРОТАЕВ

Московский государственный университет

ГОЛОЦЕНОВАЯ ИСТОРИЯ РЕЧНЫХ ДЕЛЬТ АРКТИЧЕСКОГО ПОБЕРЕЖЬЯ СИБИРИ

На примере речных дельт арктического побережья Сибири рассмотрена эволюция устьевых геоморфологических и осадочных систем в позднем голоцене. Представлены схемы стадийного развития основных морфогенетических типов устьевых систем в период стабилизации постглациальной трансгрессии Мирового океана.

Ключевые слова: дельта, аллювиально-дельтовая равнина, геоморфология, геохронология, эволюция.

The evolution of estuarial geomorphological and sedimentary systems in the Late Holocene is considered using the river deltas along the Arctic coast of Siberia as an example. Presented are the stadial development patterns of the main morphogenetic types of estuarial systems for the period of stabilization of postglacial transgression of the World Ocean.

Keywords: delta, alluvial-delta valley, geomorphology, geochronology, evolution.

ВВЕДЕНИЕ

Большинство отечественных и зарубежных исследователей придерживаются единого мнения о характере колебаний уровня Мирового океана в пределах временного промежутка от 30 до 5 тыс. л. н., связывая его с гляциоэвстатическим регressive-трансгрессивным циклом. Во время поздневиско-синской регрессии уровень океана сначала понизился примерно до отметок –110 м, а затем быстро поднялся, начиная с последниковой трансгрессии и до современного положения [1–2]. Именно этот период в истории формирования береговой зоны Мирового океана оказал наибольшее влияние на образование и развитие устьевых геоморфологических и осадочных систем.

Позднечетвертичное падение уровня моря (более 18 тыс. л. н.) привело к осушению дна практически всего океанического шельфа и многих окраинных морей и врезанию рек в континентальные и морские плейстоценовые отложения, заполнившие неогеновые долины крупных рек. Реликты этой речной сети прослеживаются на подводном склоне окраинных морей в виде подводных долин и погребенных дельт. Приблизительно с 19–18 до 7–5 тыс. л. н. наступил этап последниковой трансгрессии, во время которой уровень Мирового океана поднимался со средней скоростью 0,6 см/год. Окончательное оформление рельефа береговой зоны на побережьях Мирового океана в его современном виде происходило под влиянием стабилизации уровня моря 5–7 тыс. л. н. на отметках, близких к современным. В течение последних 4–5 тыс. лет колебания уровня не превышали ±1–3 м с тенденцией к подъему около 1 мм/год.

© 2011 Коротаев В. Н. (river@river.geogr.msu.ru)

Наиболее значительным следствием послеледниковой трансгрессии явились затопление прибрежных равнин и проникновение морских вод во все депрессии береговой линии. Большинство речных долин превратилось в ингрессионные заливы или приустьевые бухты. Дальность проникновения морских вод зависела от местных особенностей проявления послеледниковой трансгрессии, от уклонов водной поверхности в низовьях рек, величины стока речных наносов и тектонического режима побережья.

Для всех крупных рек, бассейны которых были постоянно связаны с Мировым океаном, главным следствием послеледниковой трансгрессии океана явились формирование специфического облика низовьев рек, где преобладающим типом устьевых систем оказался *долинный залив* (риас, эстуарий, лиман), или *устиневая лагуна*. Из множества рек бассейнов окраинных морей России только две реки сформировали типичные *дельты выдвижения* на открытом морском побережье — Оленёк и Лена. Такая же закономерность в соотношении преобладающих морфодинамических типов речных дельт сохраняется и для побережий Мирового океана. Иначе говоря, устьевые системы типа залива или устьевой лагуны и все модификации *дельт выполнения* являются естественным итогом эволюции устьев рек в ходе послеледниковой трансгрессии океана.

Возраст наиболее древних прибрежно-морских и аллювиально-дельтовых отложений, связанных с послеледниковой трансгрессией океана и залегающих на неровной позднеплейстоценовой кровле коренных отложений, не одинаков 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 средиземноморского 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.

СТАДИЙНОЕ РАЗВИТИЕ МОРФОГЕНЕТИЧЕСКИХ ТИПОВ УСТЬЕВЫХ СИСТЕМ

Процесс эволюционного развития устьевых систем в голоцене достаточно хорошо изучен на примере устьев крупных рек арктического побережья Сибири [3–7]. Под названием «арктическое побережье Сибири» от Оби до Колымы объединяются весьма разнообразные по структурно-тектоническому плану, геоморфологическому строению и истории развития области побережной суши и дна шельфов окраинных морей Северного Ледовитого океана — Карского, Лаптевых и Восточно-Сибирского. Однако вся эта территория имеет ряд общих черт, позволяющих рассматривать арктическое побережье Сибири как единое целое.

Во-первых, северная окраина Евроазиатского материка расположена целиком в одной климатической зоне — арктической; во-вторых, крупные реки, дrenирующие эту территорию, принадлежат одному бассейну — Северному Ледовитому океану; в-третьих, на все побережье одновременно воздействовали такие мощные рельефообразующие факторы, как эвстатические колебания уровня Полярного бассейна, неоген-четвертичные тектонические движения и колебания климата. Естественно, что одновременность действия этих природных факторов не означала адекватной реакции гидрографической сети, рельефа суши и дна по всей территории, что и нашло непосредственное отражение в региональном геоморфологическом облике устьевых систем.

Платформенная структура складчатого основания Западно-Сибирской равнины, Северо-Сибирской (Пясино-Хатангской) низменности и Яно-Индигиро-Колымской равнины, с которыми связаны длительные прогибания и формирование мощного аккумулятивного чехла, предопределила характер связи крупных речных артерий с океаном: в устьях рек здесь, как правило, расположены глубоко вдающиеся в сушу заливы — губы (Обская, Енисейская, Таз-Пурровская, Хатанская, Анабарская) или широко развиты блокированные подтопленные устья (так называемые устьевые лагуны Яны, Индигирки). Равнинный рельеф этих территорий сформирован в четвертичное время трансгрессиями Полярного бассейна, оледенениями, мерзлотными процессами и дифференцированными неоген-четвертичными тектоническими движениями небольшой амплитуды.

Равнинные территории Севера Средней Сибири и Северо-Востока России, наследующие жесткие платформенные основания, главным образом докембрийского и мезозойского возраста, разделяются Верхоянско-Сунтархаятинским горным валом длиной около 2000 км и высотой 2–3 км, являющимся возрожденным горным сооружением мезозойского возраста. Денудационно-тектонический рельеф хребтов и массивов несет следы мощного верхнеплейстоценового оледенения горно-долинного типа и новейших тектонических движений. Наиболее крупные реки этой области Лена и Оленёк пересе-

кают относительно невысокие отроги Верхоянской горной системы в глубоких антецедентных долинах прорыва в Хараулахских горах и при впадении в море Лаптевых формируют выдвинутые аллювиальные конуса выноса на отмелом взморье.

Эти примеры — довольно хорошая иллюстрация геологического контроля в формировании основных морфогенетических типов устьевых областей и дельт крупных речных систем арктического побережья Сибири в заключительную фазу послеледниковой трансгрессии Мирового океана. Шельфы арктических морей в целом наследуют тектоническую структуру побережья Сибири, а геоморфология дна во многом определяется степенью сохранности реликтовых субазральных форм и характером морской аккумуляции. Так, часть шельфа Карского моря, занимающая северную окраину Баренцевоморской платформы, и основная акватория, приходящаяся на северную часть Западно-Сибирской плиты, отличаются наличием глубоких реликтовых подводных долин, продолжающихся от устьев рек Обь, Таз, Пур, Гыда и Енисей до внешнего края шельфа. В структурном плане эта часть шельфа располагается на северном продолжении Колтогорско-Уренгойского прогиба и Усть-Енисейской впадины [8].

Шельфы восточно-арктических морей (Лаптевых, Восточно-Сибирского и Чукотского) по геоморфологическим и геоструктурным признакам выделяются в единую геоморфологическую страну — шельфовую Лаптевско-Чукотскую, в основе которой располагается Гиперборейская платформа. Подводные долины в виде пологих ложбин прослеживаются на продолжении практически всех крупных рек этого региона. Однако только на участках тектонических депрессий (Хатангский прогиб, Колымская впадина) они сохраняют U-образную форму и затягиваются в долинные заливы к устьям современных рек — Хатанги, Анабара, Колымы. На остальной акватории шельфа, особенно на участках выхода к поверхности дна денудированных складчатых зон мезозойских структур, современные устья Яны, Индигирки, Лены и Оленёка отделены от подводных затопленных реликтовых долин этих рек довольно широкой отмелю, сформированной из серии локальных поднятий, генетически являющихся, очевидно, древними береговыми барами [9].

ЛИМАННО-ДЕЛЬТОВАЯ СИСТЕМА РЕК ТАЗ И ПУР

Дельты рек Таз и Пур наследуют формы заполняемых долинных заливов, коренные берега которых контролируют западные и восточные границы современных дельт. Над плоской низменной поверхностью голоценовых дельтовых и русловых форм возвышаются обрывы террасированных послезырянских, каргинских и сартанских аккумулятивных морских, озерно-аллювиальных и аллювиальных равнин с абсолютными высотами от 8–10 до 30–40 м. Вершиной дельты Пура является узел разветвления главного русла в 10 км ниже пос. Самбург. За вершину дельты Таза и начало дельтового участка принимается исток протоки Ере-Ям в 82 км от устья. В указанных границах площади современных дельт составляют для р. Пур 630 км² и для р. Таз 830 км², мощность аллювиально-дельтовых голоценовых накоплений оценивается в 10–12 м.

Около 6 тыс. л. н., после относительной стабилизации уровня и при малой тектонической активности блоков днищ речных долин, наступили благоприятные условия для накопления аллювия в устьях рек и началось формирование позднеголоценовых речных дельт в вершинах ингрессионных заливов Таза и Пура. Береговая линия ингрессионного залива в то время располагалась в долине р. Пур на расстоянии 150–170 км от современного устья, в районе урочища Ерка-Надо. Именно отсюда начинается заметное дробление русла Пура на рукава, долина резко расширяется с 15-ти до 30-ти километров. Вершина залива в долине Таза из-за меньших уклонов могла находиться где-то в районе его правого притока — реки Русской, в 200 км выше по течению от края современной дельты.

Первый этап формирования дельт Таза и Пура — это этап подводного осадконакопления, во время которого сформировалась толща так называемых «сизых глин» с обильной органикой. Возраст глинистого горизонта по ¹⁴C в вершинах дельт составляет около 2600 лет, в устьях — около 1600 лет [3]. Таким образом, накопление отложений старой дельтовой поймы охватывает промежуток времени от 2500 до 1000 л. н., что соответствует субатлантическому периоду или позднему голоцену. За это время произошло заполнение большей части долинных заливов Таза и Пура. Основная область аккумуляции р. Пур была приурочена к центральным и правобережным частям залива. Незаполненными оставались участки залива вдоль левого борта долины (современная система озер Хыну-То) и 20-километровая акватория в районе современного устья. В низовьях Таза около 1000 л. н. залив оказался полностью заполненным аллювиально-дельтовыми отложениями. В стадию формирования зрелой дельтовой поймы 900–400 л. н. и молодой поймы происходит окончательное заполнение долинных заливов Таза и Пура (рис. 1).

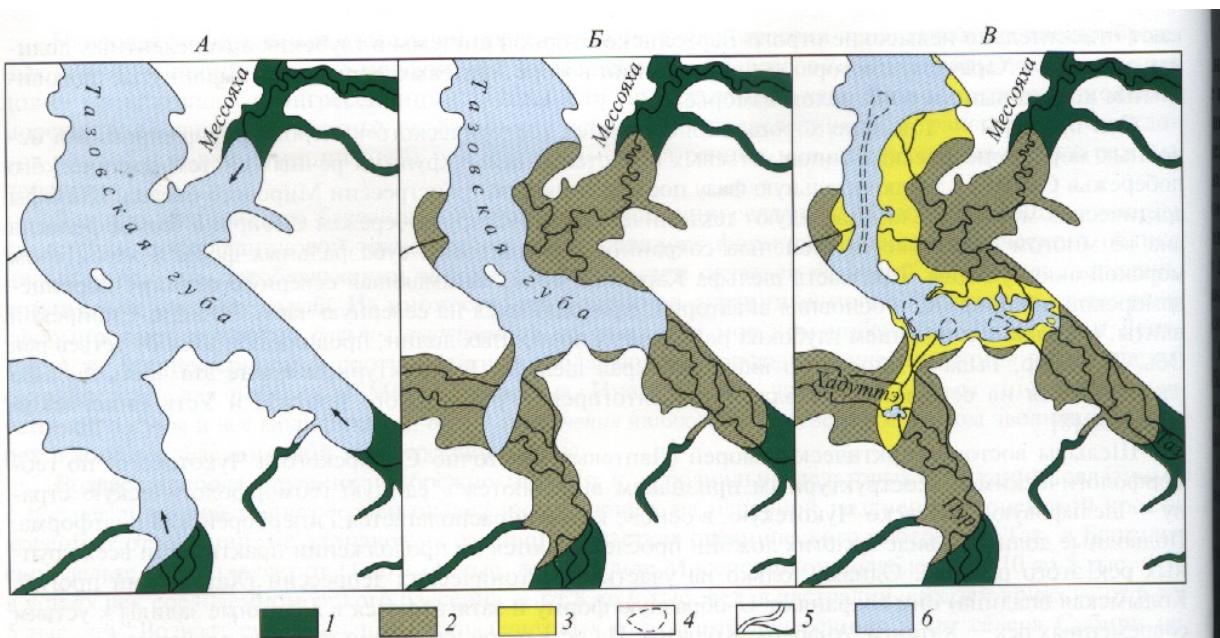


Рис. 1. Этапы заполнения долинных заливов рек Пур и Таз и эстуария Тазовской губы.

А — время послеледниковой трансгрессии 3,5–4 тыс. л. н., Б — период формирования старой дельтовой поймы 1,5–2,5 тыс. л. н., В — современный этап.

1 — днища речных долин, 2 — старая дельтовая пойма, 3 — молодая дельтовая пойма, 4 — устьевые и внешние бары, 5 — водотоки, 6 — акватория Тазовской губы.

Одновременно с заполнением аллювиально-дельтовыми отложениями долинных заливов рек Таз и Пур шло формирование многорукавной дельты р. Мессо-Яхи (Мессояхи), которая за последние 2 тыс. лет выдвинулась в Тазовскую губу, значительно сузив ее вершинную часть и включив в пределы дельтовой равнине останец морской террасы казанцевского возраста. До формирования конуса выноса р. Мессо-Яхи ширина Тазовского эстуария составляла более 50 км, сейчас она не превышает 8–11 км. Средняя скорость осадконакопления за последние 150 лет составила здесь $0,13 \text{ км}^2/\text{год}$ (40 м в год), что намного превышает средние скорости заполнения заливов рек Таз и Пур (от 5 до 20 м в год). Медленные темпы формирования современных дельт этих рек проявляются в отсутствии новых дельтовых разветвлений, последние из которых были заложены в период образования молодых дельтовых островов, т. е. 200–300 л. н.

На современном этапе в дельтах Таза и Пура происходят в основном формирование русловых форм (осередков, кос, побочней) в стародельтовой части и переработка древних дельтовых образований. Процессы современного дельтообразования ограничены узкой зоной взморья наиболее крупных дельтовых водотоков, где наблюдаются формирование устьевых баров и наращивание морского края речных дельт. По современным оценкам [10], в дельтах Таза и Пура остается не более 50 % стока взвешенных наносов (0,3–0,35 млн т), поступающих к вершинам устьевых областей этих рек. Остальная часть наносов выносится постоянными стоковыми течениями за пределы устьевых взморий и накапливается в Тазовской губе в виде так называемых «внешних устьевых баров» — отмелей Няр-сомесале, Юрхарово и Пойлово-Яха.

ДЕЛЬТОВАЯ СИСТЕМА РЕКИ ЛЕНЫ

Для побережий окраинных морей России дельта р. Лены представляет собой довольно редкий случай формирования аллювиально-дельтового конуса на открытом и относительно отмелом взморье. Аналогичное образование отмечается еще только в устье р. Оленёк. Выдвижение дельты в море после выхода р. Лены за пределы кряжа Чекановского и Хараулахского хребта составило за последние 5–7 тыс. лет 120–150 км. Дельта Лены прошла длительный период развития и имеет очень сложное строение из-за широкого развития древних останцовых массивов Приморской низменности, сложенных едомным комплексом рыхлых плейстоценовых отложений (острова Собо-Сисэ, Сардах-Сисэ, Харданг-Сисэ, Дьянтылаах-Сисэ) или коренными породами девона (о. Столб, Америка-Хайа).

Под «дельтой Лены» обычно понимается весь выдвинутый в море Лаптевых полуостров, к основанию которого подходит меридионально вытянутая долина р. Лены. Этот полуостров включает в себя не только несколько голоценовых дельт выполнения заливов и выдвинутых конусов (собственно дельтовые образования), но и останцы коренных пород девона (о. Столб, гора Америка-Хайя), остатки плейстоценовых озерно-аллювиальных массивов Приморской низменности (останцы едомы в урочищах Харданг, Сардах, Собо-Сисэ, Эсме-Сисэ) и значительные по площади участки морской абразионной каргинской террасы в ур. Арга-Муора-Сисэ. В результате возникло несоответствие между сравнительно небольшим стоком взвешенных наносов (около 20 млн т в год) и огромными размерами дельты (площадь оценивалась от 28 до 32 тыс. км²). При более строгом подходе к определению границ дельты р. Лены площадь собственно голоценовых аллювиально-дельтовых отложений в устье реки составляет не более 20 тыс. км².

На придельтом участке реки от пос. Кюсюра до о. Тас-Ары, известного под названием «ленская труба», река на расстоянии 200 км течет в едином русле шириной 2–2,5 км между обрывистыми, иногда террасированными, коренными берегами. От приверха скалистого острова Тас-Ары долина Лены постепенно расширяется, а русло реки разделяется на два рукава островом Тит-Ары, один из них (Булкурская протока) втекает затем в дельтовый рукав — Оленёкскую протоку. Правый рукав (главное русло р. Лены) следует вдоль обрывистых склонов Приморского хребта до мыса Крест-Тумса и о. Столб, где разветвляется на основные дельтовые рукава — протоки Оленёкскую, Туматскую, Трофимовскую, Сардахскую и Быковскую.

Палеогеоморфологический анализ дельтовой равнины дает основание предполагать, что на ранних этапах формирования ленской дельты происходило интенсивное заполнение всех полузамкнутых акваторий в устье Лены, имевших структурно-тектоническую природу, где были сформированы региональные дельты выполнения — Сордоохская, Оленёкская, Арынская и Быковская (рис. 2). Однако большая часть общей площади голоценовой дельты Лены находится на выдвинутые в море конуса выносов дельтовых проток Туматской, Трофимовской и Сардахской, имеющих общий узел разветвления в районе о. Столб. Отсюда веером расходятся большие и малые рукава и протоки, создающие сложноразветвленную гидрографическую сеть.

Этот огромный аллювиальный конус довольно четко дифференцируется на две части: Туматскую систему узких, извилистых, маловодных рукавов и крупных, удлиненных островов и Трофимовско-Сардахскую систему широких и полноводных рукавов, заполненных массой мелких островов и осередков. Туматская протока формирует многорукавный конус выноса с выровненным округлым морским краем и причлененными морскими барами. На Трофимовско-Сардахском участке морской край дельты имеет мелколопастной характер с выдвинутыми в море устьевыми барами.

За последние 3 тыс. лет сформировалась основная часть территории надводной дельты р. Лены: полностью был выполнен аллювием Арынский залив, заключенный между останцами едомы и каргинской абразионной морской террасой, выработанной в плейстоценовых отложениях (ур. Арга-Муора-Сисэ). От длинного и узкого Оленёкского эстуария остался небольшой залив длиной 40 км,



Рис. 2. Схема формирования дельты р. Лены.

A — приустьевой залив в максимальную фазу послеледниковой трансгрессии, *B* — старая дельтова пойма и формирование дельт заполнения (Быковской, Оленёкской, Арынской) и выдвижения (Трофимовско-Сардахской) 4–5 тыс. л. н., *C* — современный этап формирования дельт выдвижения (менее 1000 лет).

1 — морская (каргинская) терраса, 2 — озерно-аллювиальная равнина (едомы), 3 — старая дельтова пойма, 4 — молодая дельтовая пойма, 5 — современные береговые бары, 6 — устьевые бары.

расположенный между отрогами хр. Чекановского и обрывами едомы Эбо-Эсме. В позднем голоцене общий аллювиальный Туматско-Трофимовский конус выдвинулся на расстояние до 90 км несколькими лопастями, фиксирующими направление стока вод Лены. Быковская протока приобрела современный облик около 1000 л. н. Существовавшая здесь к началу голоцена обширная полузамкнутая акватория, ограниченная с юга склонами Приморского кряжа, а с севера и востока останцовыми массивами едомы, постепенно заполнялась дельтовыми островами (Малышев, Лагутин, Дашка, Чай-Ары и др.).

Если 4–5 тыс. л. н. основной сток ленских вод проходил вдоль левобережных обрывов ур. Собо-Сисэ, то в настоящее время он переместился под коренной правый берег и направлен на заполнение бухты Неелова. Таким образом, в устье р. Лены формирование дельтовых островов и консолидированных массивов поймы высотой от 3 до 10 м завершилось 1000–800 л. н., когда и была заложена основа современной гидрографической сети дельты.

На огромной территории современной дельты р. Лены происходит аккумуляция большей части стока взвешенных наносов, поступающих в вершину устьевой области (по расчетам в дельте остается до 85 % стока взвешенных наносов), меняется направленность и интенсивность дельтообразующих процессов. В вершинной части дельты основные изменения определяются переформированием старых дельтовых образований и развитием новых русловых форм: размыв оголовков островов, формирование сопряженных разветвлений в форме восьмерок, периодическое перераспределение стока, активизация или отмирание проток. Приморские участки основных дельтовых рукавов, находящихся в зоне влияния нагонов и приливов, отличаются активными горизонтальными деформациями и усиленной аккумуляцией наносов, особенно в пределах устьевого взморья, где формируются бары.

Здесь наблюдается также формирование молодых дельтовых конусов с мелколопастным или выровненным краем. Морское волнение и штормовые течения образуют вдоль всего периметра выдвинутой дельты прерывистую серию подводных береговых баров примерно на изобате 2 м, замедляющих дальнейшее выдвижение дельты Лены в море. Анализ картографического и аэросъемочного материала за период 1950–1980-х гг. свидетельствует о незначительной скорости прироста морского края дельты.

ЛАГУННО-ДЕЛЬТОВАЯ СИСТЕМА РЕКИ ЯНЫ

Большая часть бассейна р. Яны располагается в пределах Яно-Оймяконской горной области, ограниченной с запада Верхоянским хребтом, а с востока — горной системой Черского. Повсеместно региональная тектоника контролирует морфологический тип русла: Яна течет единым руслом, следуя направлению врезанных макроизлучин долины. С выходом Яны на Приморскую низменность, представляющую собой часть погруженных областей Колымского срединного массива и южной окраины Яно-Чукотской синклинальной зоны, существенно меняется характер речной долины, которая в 140 км от устья приобретает вид аллювиального конуса, оконтуренного по внешнему краю морской барьерной террасой.

Общая площадь аллювиально-дельтового конуса, ограниченного с запада и юга 30–60-метровыми обрывами едомы, а с востока морской аккумулятивной каргинской террасой, составляет 6,6 тыс. км². Собственно голоценовая дельта Яны представлена сравнительно ограниченной территорией (общая площадь 3,5 тыс. км²), заключенной между первой надпойменной сартанской террасой на западе и востоке и морской голоценовой террасой на севере. Сформировалась она в ходе заполнения аллювием устьевой лагуны, отчененной серией береговых баров 3 тыс. л. н. от Янского залива моря Лаптевых (рис. 3).

Формирование дельтовой равнины р. Яны проходило в несколько этапов. Первый этап связан с образованием обширной устьевой лагуны в вершине Янского залива и постепенным ее заполнением наносами реки. Древняя (высокая) дельтовая пойма сомкнулась с отчленяющей лагунную акваторию морской террасой в начале суб boreального периода голоцена не ранее 4 тыс. л. н., когда уровень моря Лаптевых был близок к современному. Все последующее развитие дельты и ее гидрографической сети определялось характером блуждания дельтовых рукавов в пределах сформированной дельтовой равнины, прорывом многоводными рукавами блокирующей террасы и выдвижением устьевых баров главных рукавов на отмелое устьевое взморье.

Накопление отложений высокой поймы в ее надводной части мощностью от 2 до 4 м произошло в суб boreальный период голоцена между 3,5–1,3 тыс. лет. Отложение аллювия, торфа и льда шло со скоростью примерно 20 см в столетие. После выхода поймы из-под уровня ежегодного затопления вертикальный рост ее замедлился. Восстановить положение гидрографической сети на первом этапе формирования дельты затруднительно. Предполагается, что к этому времени еще не было таких дельтовых рукавов, как Самондон, Кочевая, Дурганова и Камелек. Основной узел разветвления располагался, очевидно, в районе ур. Развилка, в 95 км выше морского края дельты, где начинались рукава пра-Киселева и пра-Охсуу.

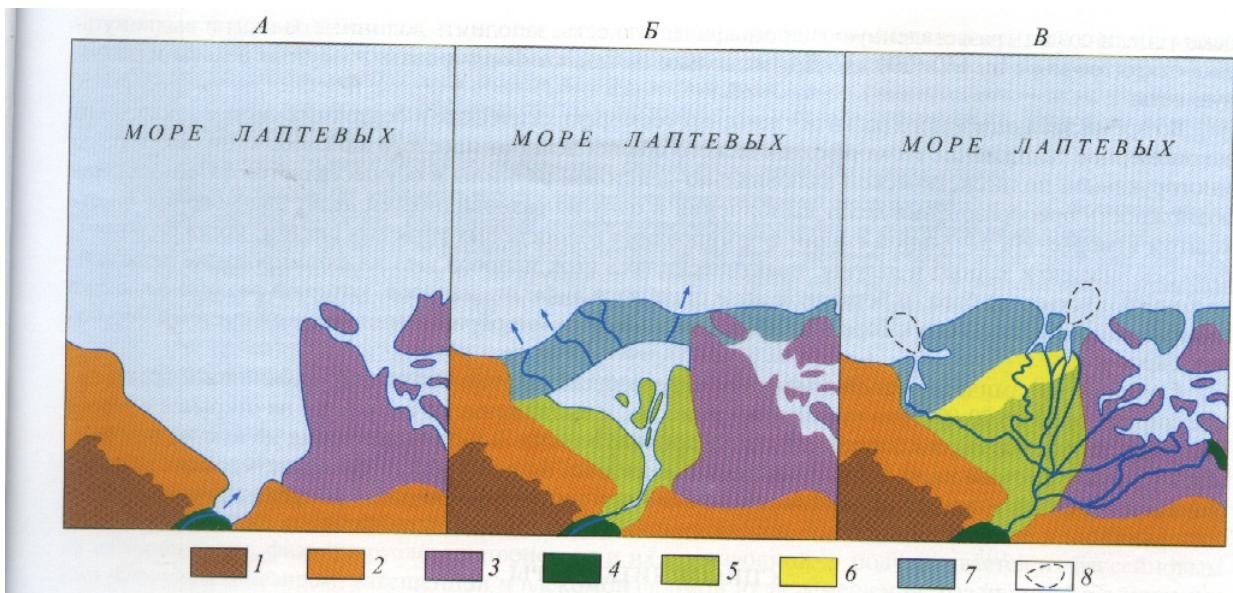


Рис. 3. Этапы формирования дельты р. Яны.

A — приустьевой залив в конце атлантического периода 6–5 тыс. л. н., *Б* — формирование и заполнение устьевой лагуны в суббореальный период 4–3,5 тыс. л. н., *В* — современный этап развития дельты (менее 1000 лет).

1 — предгорья, 2 — озерно-аллювиальная равнина (едома), 3 — морская (каргинская) терраса, 4 — днища речных долин, 5 — старая дельтовая пойма, 6 — молодая дельтовая пойма, 7 — голоценовая морская терраса, 8 — устьевые бары.

На втором этапе развития янской дельты в субатлантическое время (1000–600 л. н.) наметилось дальнейшее заложение новых дельтовых рукавов в восточной части дельты и коренная перестройка гидографической сети в ее вершинной части, где начали функционировать протоки Камелек и Дурганова. Перераспределение речного стока в пользу пра-Главного Русла и пра-Куогастаах привели к отмиранию рукавов пра-Кисслева и пра-Охсуу, блокированию их устьев береговыми барами.

Современный этап (менее 600 л. н.) развития дельты характеризуется уменьшением речного стока в вершину дельты (воды 30,7 км³ и наносов 3,0 млн т/год) и продолжающейся тенденцией к переброске большей части стока в пользу Главного Русла (воды от 33 до 53 % и наносов от 35 до 50 %). Увеличивается доля стока в рукава восточной части дельты (Самандон, Кочевая, Дурганова).

Итак, на протяжении позднего голоцена за последние 3,5–4 тыс. лет произошла коренная перестройка структуры гидографической сети янской дельты, в результате которой основной сток воды и наносов из центральной части дельтового конуса переместился к его периферийным частям, где в настоящее время функционируют магистральные дельтовые рукава Куогастаах (Правая) и Главное Руслло. Гидролого-морфологические процессы в этих рукавах связаны в основном с развитием крутых излучин, постепенно смещающихся вниз по течению.

Русловые деформации имеют небольшую интенсивность, положение гребней перекатов за многолетний период достаточно устойчиво, а их вертикальные деформации связаны с изменчивостью стока воды и наносов. Здесь преобладают направленный размыв вогнутых пойменных берегов излучин со скоростью 3–5 м/год и наращивание выпуклых участков берега по 5–20 м/год. Современные процессы дельтообразования сосредоточены на баровых участках главных рукавов. Прирост поверхности дельтового конуса происходит за счет аккумуляции аллювия на акватории устьевых баров и в процессе причленения береговых баров к морскому краю дельты. За последние 100 лет не отмечены случаи формирования современных дельтовых разветвлений и появления новых островов. Внешний край устьевых баров стабилен и не выдвигается за линию морского барообразования.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Суммируя все сказанное, можно утверждать, что современные осадочные и геоморфологические устьевые системы, обширные пространства низменных субаэральных аллювиально-дельтовых равнин и сложная гидографическая сеть дельтовых водотоков на побережьях Мирового океана свидетельствуют о заключительной фазе стабилизации послеледниковой трансгрессии океана, когда реки «получили возможность» активно аккумулировать отложения в устьях. За последние 5–7 тыс. лет одни

реки успели создать разветвленную гидрографическую сеть, заполнить долинные заливы и выдвинуться в открытое море на 150–200 км. Другие только начинают формировать наземные дельты и русловую сеть.

Во время эволюционного развития устьевых геоморфологических и осадочных систем происходит закономерное усложнение геоморфологического облика дельт от простого аллювиального выступа до многорукавной полигенетической аллювиально-дельтовой равнины и осуществляется потенциальная возможность преобразования дельт выполнения в одну из разновидностей дельт выдвижения на открытом взморье. На начальной стадии формирования голоценовых устьевых систем, когда большинство рек впадало в заливы и лагуны, практически весь сток наносов шел на формирование дельтового конуса и устьевого бара. В береговой зоне ощущался дефицит наносов, который реализовывался в преобладании поперечного к берегу перемещения наносов и в образовании мощной системы береговых баров.

Создание динамически устойчивых систем дельтовых водотоков, которые в настоящее время аккумулируют от 25 до 70 % стока взвешенных наносов, и выдвижение речных дельт на открытое взморье изменили баланс наносов в береговой зоне Мирового океана. В настоящее время не аккумулированная в устьевой системе часть речных наносов вовлекается во вдольбереговой поток морских наносов или накапливается у подножия материкового склона в виде глубоководных конусов выноса.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Каплин П. А. Новейшая история побережий Мирового океана. — М.: Изд-во Моск. ун-та, 1973. — 265 с.
2. Каплин П. А., Селиванов А. О. Изменения уровня морей России и развитие берегов: прошлое, настоящее и будущее. — М.: ГЕОС, 1999. — 299 с.
3. Коротаев В. Н. Геоморфология речных дельт арктического побережья Сибири // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 5. География. — 1986. — № 1. — С. 42–49.
4. Коротаев В. Н. Геоморфология речных дельт. — М.: Изд-во Моск. ун-та, 1991. — 224 с.
5. Нижняя Яна: устьевые и русловые процессы / Под ред. В. Н. Коротаева, В. Н. Михайлова, Р. С. Чалова. — М.: ГЕОС, 1998. — 212 с.
6. Бабич Д. Б., Коротаев В. Н., Магрицкий Д. В., Михайлов В. Н. Нижняя Индигирка: устьевые и русловые процессы. — М.: ГЕОС, 2001. — 202 с.
7. Эстуарно-дельтовые системы России и Китая: гидролого-морфологические процессы, геоморфология и прогноз развития / Под ред. В. Н. Коротаева, В. Н. Михайлова, Ли Цзунсяна, Лю Шугуана. — М.: ГЕОС, 2007. — 445 с.
8. Архипов С. А., Вдовин В. В., Мизеров Б. В., Николаев В. А. Западно-Сибирская равнина. — М.: Наука, 1970. — 279 с.
9. Дальний Восток и берега морей, омывающих территорию СССР. — М.: Наука, 1982. — 277 с.
10. Коротаев В. Н., Чистяков А. А. Процессы седиментации в устьевых областях рек // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 5. География. — 2002. — № 5. — С. 3–7.

Поступила в редакцию 12 ноября 2010 г.