

УДК 551.482.6

© 1998 г. В.Н. МИХАЙЛОВ

## ПРОЦЕССЫ ДЕЛЬТООБРАЗОВАНИЯ И ВОЗМОЖНОСТИ ИХ МАТЕМАТИЧЕСКОГО МОДЕЛИРОВАНИЯ

### Введение

Речные дельты – важные в экономическом и экологическом отношении элементы приморских равнин и береговой зоны океанов, морей и крупных озер. Речные дельты представляют собой специфические формы рельефа и очень изменчивые и весьма уязвимые географические объекты. Они формируются под влиянием речных (сток воды и наносов реки) и морских (крупномасштабные изменения уровня приемного водоема, приливы, нагоны, морское волнение) факторов. Процессы дельтообразования также зависят от размеров, формы (открытое или полузакрытое) и глубины (приглубокое или отмелое) устьевого взморья.

Дельтообразование – один из наиболее интенсивных, интересных и еще недостаточно изученных геоморфологических процессов. Его физической основой служит отложение речных наносов вследствие уменьшения скорости течения речного потока при втекании в приемный водоем (океан, море, озеро). Отложение наносов приводит к формированию устьевого бара, что в свою очередь часто вызывает разделение потока и образование рукавов первичной дельты.

В последние десятилетия накоплены данные о характере процессов дельтообразования в устьях Терека и Сулака [1], Лены, Яны и Индигирки [2], Дуная, Амударьи, Куры, Урала и других рек республик бывшего СССР [3–6], Миссисипи, Орла, Сан-Франциску и других рек Америки и Австралии [7]. Одновременно разрабатывали вопросы теории процессов дельтообразования и некоторые методы их расчета [1–3, 5–11]. К настоящему времени созданы предпосылки к обобщению современных представлений о процессах дельтообразования (по крайней мере в устьях неприливно-рекальных рек) и разработке основ их математического моделирования. Рассмотрению этих вопросов и посвящена настоящая статья.

### Закономерности процессов дельтообразования

Процессы дельтообразования имеют различные временные и пространственные масштабы. Выделяют эпохи, стадии и циклы дельтообразования [8, 11]. Эти процессы охватывают либо всю дельту, либо отдельные ее части.

Процессы дельтообразования могут происходить в трансгрессионные и регрессионные эпохи в соответствии с крупномасштабными изменениями уровня моря, а также включать две последовательные стадии – формирование дельты выполнения (внутренней дельты) в полузакрытом морском заливе, лимане, губе, лагуне, эстуарии и формирование дельты выдвигания (внешней дельты) на открытом морском побережье.

Продолжительность эпох дельтообразования зависит прежде всего от периодич-

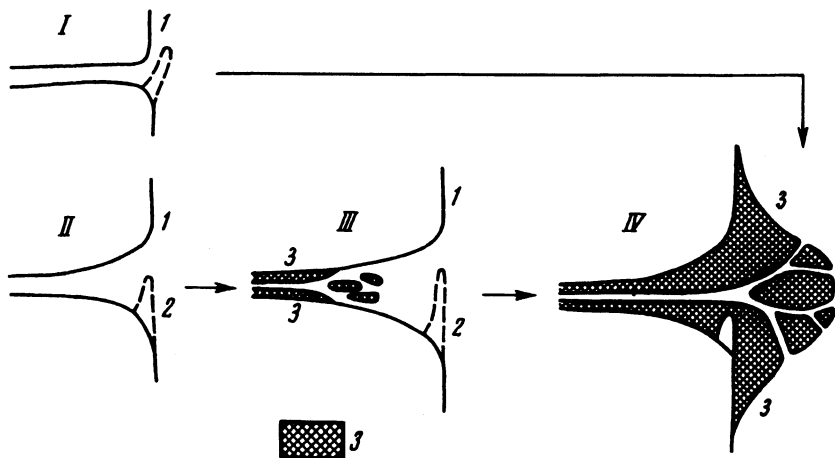


Рис. 1. Схема эволюции устьевых областей рек и процессов дельтообразования при относительно стабильном уровне приемного водоема

Устьевые области: I — простая, II — эстуарная, III — эстуарно-дельтовая (с дельтой выполнения), IV — дельтовая (с дельтой выдвигания).

1 — берег без блокирующей косы; 2 — берег с блокирующей косой; 3 — дельтовые отложения

ности и величины изменений уровня моря, а также от величины стока наносов реки и глубины устьевое взморья. В период трансгрессии моря дельта может сохраняться лишь при достаточно большом стоке наносов реки; при малом стоке наносов дельта может быть затоплена и может прекратить свое существование, а затем при стабилизации уровня моря возникнуть на новом месте. В период регрессии дельта сохраняется, но изменяет свои размеры и местоположение. Интенсивность развития дельты выполнения и продолжительность этого периода в основном зависят от размера залива (лимана, губы, лагуны, эстуария) и стока наносов реки. После завершения образования внутренней дельты, должно начаться формирование дельты выдвигания на открытом морском побережье. Интенсивность этого процесса зависит от совместного воздействия формирующих (речные и частично морские наносы) и разрушающих (морское волнение, течения, приливы) факторов, а также от емкости (ширины и глубины) открытого устьевое взморья.

Тип устья реки определяется формой устьевое взморья и стадией процесса дельтообразования. Поэтому все современные устья рек мира могут быть подразделены на четыре морфологических типа: I — простые (бездельтовые устья малых рек), II — эстуарные (с полузакрытым устьевым взморьем — узким заливом, лиманом, лагуной, губой, эстуарием — и без дельты), III — эстуарно-дельтовые (с полузакрытым устьевым взморьем и с дельтой выполнения); IV — дельтовые (с открытым устьевым взморьем и с дельтой выдвигания) [4, 8, 11].

Предлагаемая типизация устьев рек является одновременно и генетической их классификацией. Возможны две схемы развития устья реки при относительной стабилизации уровня приемного водоема: I → IV и II → III → IV (рис. 1). По такой схеме развивались все устья на побережье океанов после завершения послеледникового повышения уровня Мирового океана и его относительной стабилизации 6000 лет тому назад. Ряд устьев рек с очень малым количеством наносов сохраняют до сих пор облик затопленной речной долины, например, устья рек Ю. Буг, Делавэр и др. В некоторых случаях сохранению залива или эстуария способствуют приливные явления. Многие реки сформировали к настоящему времени дельты выполнения в заливах, губах, лагунах, эстуариях (устья Днепра, Оби, Енисея, Мобил и др.). Во многих эстуариях идет процесс формирования отмерлей-зародышей дельт выполнения (устья Темзы, Сены и др.). Реки с большим стоком наносов уже практически заполнили заливы и

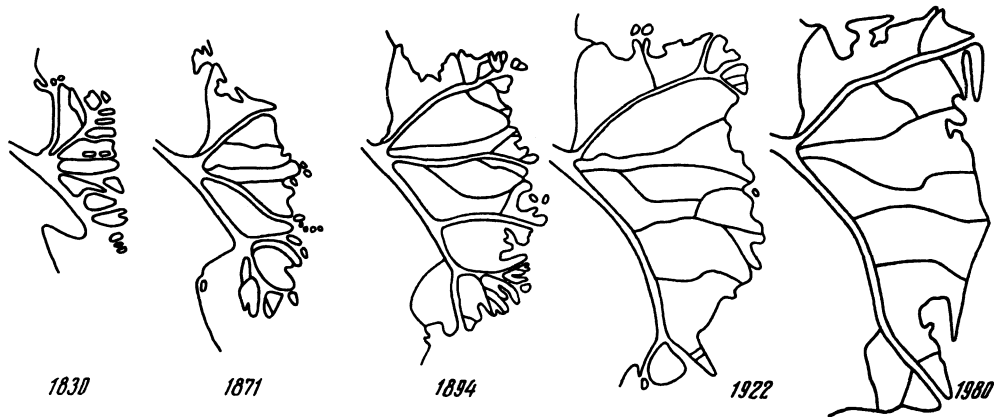


Рис. 2. Схема развития Килийской дельты в устье Дуная

формируют дельты выдвигания на открытом морском побережье (устья Роны, Лены, Хуанхэ и др.). В некоторых устьях, относящихся в целом к типу IV, еще сохранились элементы III типа – незаполненные речными наносами акватории первичного залива, эстуария, лагуны (устья Миссисипи, Дуная). Некоторые устья находятся в настоящее время в переходном состоянии от III к IV типу (устье Янцзы). Глобальное повышение уровня океана может привести к затоплению некоторых дельт или их частей, расширению и углублению еще незаполненных наносами акваторий. В некоторых случаях, видимо, возможен переход устья от IV типа к III или I, или от III ко II. Признаки такого перехода появились, например, в некоторых устьях рек Каспийского моря в связи с быстрым подъемом уровня последнего.

Дельты выполаживания и, в особенности, дельты выдвигания формируются двумя различными путями: медленным, эволюционным, без прорывов и быстрым, скачкообразным, с прорывами потока по гидравлически наиболее выгодному направлению в сторону пониженных частей дельтовой равнины или открытого моря. Первым путем формируются дельты рек с небольшим содержанием наносов (Волги, Дуная, Кубани, Лены, Яны, Макензи и др.), второй путь свойствен дельтам рек с повышенным содержанием наносов, обычно более  $1 \text{ кг/м}^3$  (Хуанхэ, Амударья, Терека, Сулака, Или и др.). В первом случае новые дельтовые рукава образуются путем деления потока на устьевом баре, а во втором – кроме того, в результате прорывов. После прорывов формируются новые наложенные (образующиеся на поверхности старой дельты), причлененные (образующиеся в море на периферии старой дельты) и комплексные наложенно-причлененные частные дельты (субдельты) и их пояса. Каждая из таких частных дельт обычно проходит полный цикл развития от возникновения до отмирания после прорыва потока в новом направлении. В случае образования наложенной дельты цикл начинается с возникновения разливов (озер) в пониженных частях старой дельты в результате прорыва и кончается полным отмиранием гидрографической сети вновь образовавшейся дельты после нового прорыва. В случае образования причлененной дельты цикл начинается с возникновения баровой отмели в прибрежной зоне моря в результате прорыва и кончается отмиранием возникшей дельты и волновым разрушением (абразией) ее морского края после нового прорыва.

Приведем некоторые примеры формирования причлененных и наложенных дельт.

В устье Дуная в разные периоды развития современной дельты формировались по крайней мере четыре причлененные частные дельты [3–5]. Сначала – причлененная частная дельта древнего Георгиевского рукава, затем – причлененная частная дельта Сулинского рукава, затем – новая причлененная дельта в устье Георгиевского рукава. В последние 200–300 лет сформировалась четвертая причлененная частная дельта Килийского рукава или так называемая Килийская дельта (рис. 2). За период 1830–

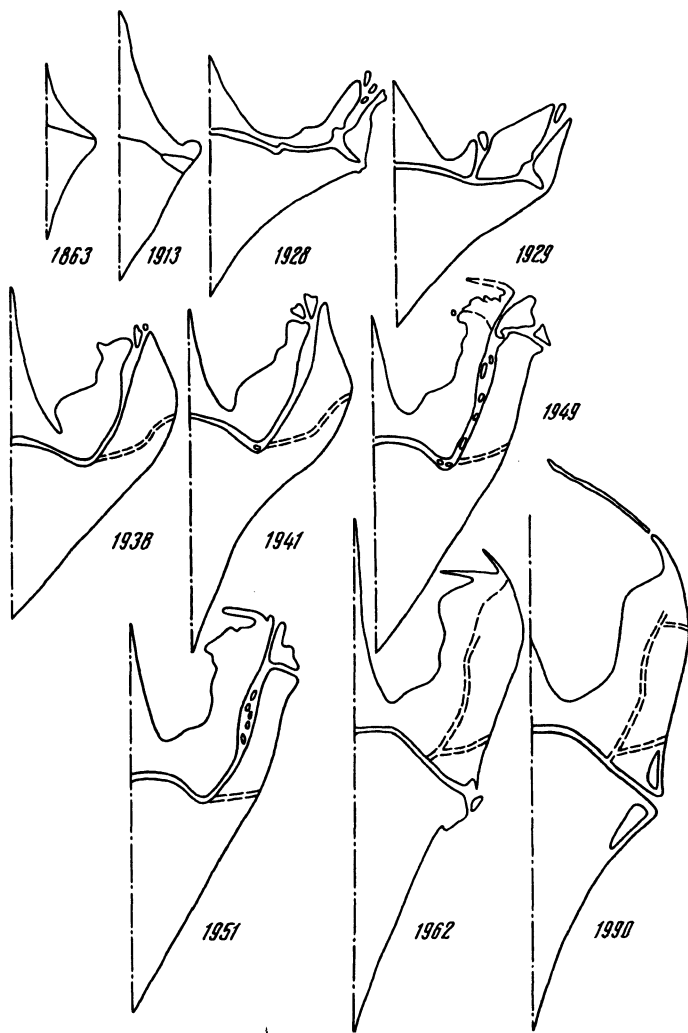


Рис. 3. Схема развития дельты Сулака

1980 гг. эта дельта выдвинулась в море на 11 км и увеличила свою площадь на 268 км<sup>2</sup> [4]. Вторая из трех упомянутых приращенных дельт после того, как большая часть стока реки вновь стала поступать в Георгиевский рукав, строивший новую приращенную дельту, была полностью разрушена морским волнением. Из продуктов абразии этой дельты сформировалась песчаная коса Сэрэтуриле севернее дельты Георгиевского рукава.

Анализ всего сохранившегося картографического материала позволил по-новому осветить историю развития дельты Сулака (рис. 3). В устье этой реки начиная с конца XVIII в. последовательно сформировались: пионерная дельта выдвигания и три приращенные частные дельты. Началом образования первой приращенной дельты приблизительно в 1922 г. послужил естественный прорыв Сулака через левую устьевую косу, вторая и третья приращенные дельты начали формироваться после прорыва Сулака по искусственному прокопу на север (1929 г.) и после вывода реки по искусственной прорези на восток (1957 г.). Третья небольшая приращенная дельта получила название "новой" дельты Сулака. Если бы не прокоп 1929 г., то естественный прорыв реки осуществился бы, по-видимому, в восточном направлении, на участке

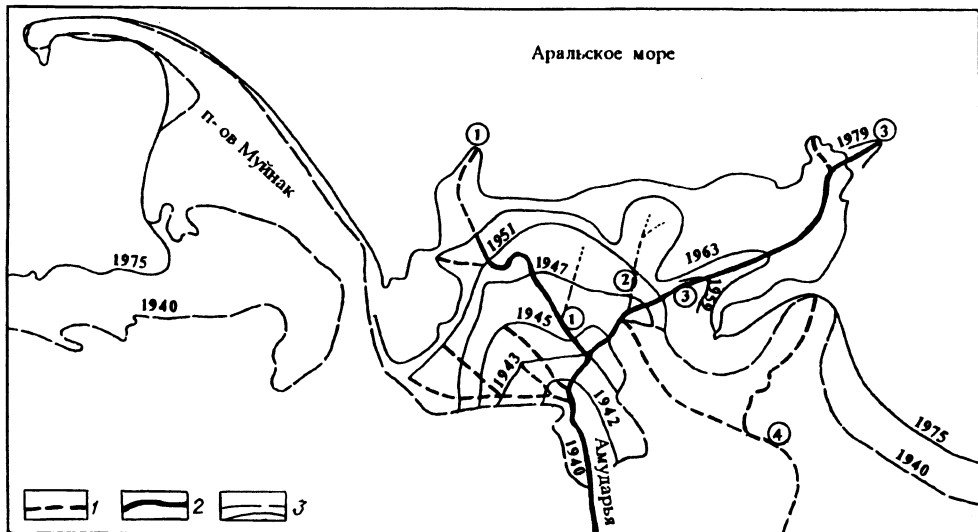


Рис. 4. Схема развития дельты рукава Инженер-узек в устье Амударьи за 1940–1979 гг.

Рукава: 1 – отмершие (1979 г.), 2 – существовавшие на 1979 г.; 3 – береговые линии разных лет.

Цифрами в кружках показаны рукава Амударьи: 1 – Инженер-узек, 2 – Аккай, 3 – Урдабай, 4 – Улькен-дарья (1890 г.)

наибольшего разрушения морского края дельты волнением. В настоящее время площади "старой" и "новой" дельт Сулака равны соответственно 69 и 1,8 км<sup>2</sup> [1, 4].

В современной дельте Миссисипи в разное время сформировалось несколько при-члененных частных дельт [7]. Однако все они, в отличие от дельт Дуная и Сулака, не получили развития, и их гидрографическая сеть отмерла. По-видимому, причиной их отмирания явилось слишком быстрое выдвигание на мелководные участки устьевоегo взморья новых водотоков, образовавшихся в результате прорыва прирусловых валов основного русла реки. В устье Миссисипи последовательно в результате прорывов образовались "субдельты" Драй-Сипрес, Гренд-Лярд, Уэст-Бей (1838 г.), Кьюбитс-Гэп (1862 г.), Бэптист-Коллет (1874 г.) и Гарден-Айленд-Бей (1891 г.). Максимальная доля стока наносов Миссисипи, отвлекаемая в эти дельты, составляет около 20%. Начиная с 30–50-х гг. нашего столетия гидрографическая сеть четырех последних частных дельт начала отмирать (у первых двух отмерла значительно раньше).

В дельте Терека за последние 500 лет сформировалось семь наложенных частных дельт [1]. Магистральными рукавами этих частных дельт были Куру-Терек (XVI в.), Сулу-Чубутла (XVII в.), Старый Терек (с начала XVIII в.), Новый Терек (с конца XVIII в.), Бороздинский прорыв (с начала XIX в.), Таловка (с середины XIX в.), Каргалинский прорыв (с 1914 г.). Переход от одного положения магистрального рукава к другому проходил в результате прорыва и сопровождался полной перестройкой гидрографической сети дельты с образованием новой системы водотоков и отмиранием старой. Гидрографическая сеть каждой наложенной дельты существовала в среднем около 70 лет. Наиболее изучен последний (незавершенный) цикл развития наложенно-причлененной дельты – образование и развитие Каргалинского прорыва. После прорыва Терека в половодье 1914 г. в пониженной южной части дельты образовались внутридельтовые разливы (1914–1939 гг.). На следующем этапе (1940–1962 гг.) на месте озер и разливов сформировалась многорукавная дельтовая русловая система, в Аграханском заливе начала формироваться при-члененная дельта выполнения. В последующие 1963–1973 гг. на устьевом участке Терека проходило формирование практически однорукавного русла. Искусственный вывод Терека на побережье Каспия в 1973 г. (окончательно в 1977 г.) привел к началу формирования при-члененной "новой" дельты на открытом морском побережье.

В дельте Или за последние 600 лет четыре раза менялись направления стока и последовательно сформировались четыре наложенные частные дельты. Каждый цикл здесь продолжался около 200 лет: после прорыва, образования разливов и формирования русловой сети новой наложенной дельты с последующим сосредоточением стока в однорукавном русле (около 70 лет) наступал этап старения нового русла, сопровождающийся его интенсивным меандрированием (40–60 лет). После нового прорыва начинался этап отмирания старой гидрографической сети (около 70 лет).

Известны многократные перестройки гидрографической сети дельты Амударьи [4, 5] с образованием наложенных и наложенно-причлененных частных дельт. Весьма своеобразные процессы проходили в дельте Амударьи, начиная с 40-х гг. нашего столетия (рис. 4). Приблизительно в течение 20 лет шло быстрое выдвигание частной дельты рукава Инженер-узек в Аральское море. Только за 1940–1951 гг. общий прирост площади этой дельты составил  $152 \text{ км}^2$  ( $13 \text{ км}^2/\text{год}$ ), а линейное выдвигание дельты в море равнялось  $25 \text{ км}$  ( $2,1 \text{ км}/\text{год}$ ) [4]. Резкое понижение уровня моря в 60–70-х гг. привело к отмиранию боковых рукавов, сосредоточению стока в рукаве Урдабай. В это же время отмечалось также пассивное выдвигание морского края дельты.

### Моделирование процессов дельтообразования

Процессы дельтообразования могут быть описаны количественно с помощью гидролого-морфологической модели. Эта модель включает четыре блока.

**Первый блок** рассматривает процесс отложения речных наносов в результате уменьшения скоростей течения речного потока на устьевом взморье. Блок включает совместное решение трех уравнений: уравнения гашения скорости течения в инерционной речной струе на устьевом взморье, уравнения транспортирующей способности потока и уравнения баланса наносов (уравнения русловых деформаций).

Первое уравнение может быть представлено, например, формулой [3, 8]

$$\frac{V}{V_0} = \exp\left(-k_1 \frac{x}{h_0}\right), \quad (1)$$

где  $V_0$  и  $V$  – средние скорости течения в начальном (устьевом) створе и на расстоянии  $x$  от него в море,  $h_0$  – глубина потока в начальном створе,  $k_1$  – декремент затухания, равный по данным полевых наблюдений от 0,002 до 0,003.

Второе уравнение может быть задано выражением

$$\frac{s}{\rho_n - \rho} = k_2 \frac{V^3}{gwh}, \quad (2)$$

где  $s$  – содержание влекомых наносов,  $\rho_n$  и  $\rho$  – плотность наносов и воды,  $w$  – гидравлическая крупность наносов,  $k_2$  – безразмерный коэффициент.

Третье уравнение имеет вид

$$\frac{\partial q_n}{\partial x} + \rho'_n \frac{\partial z}{\partial t} = 0, \quad (3)$$

где  $q_n$  – удельный (на единицу ширины потока) расход влекомых наносов ( $q_n = sVh$ ),  $z$  – отметка дна,  $\rho'_n$  – плотность донных отложений (заметим, что  $\rho'_n < \rho_n$ ).

Решение трех упомянутых уравнений позволяет найти аналитическое выражение для продольного профиля дна морского склона устьевого бара в месте отложения наносов и для скорости его смещения в сторону моря.

**Второй блок** модели рассматривает баланс речных и морских наносов в устье реки и формирование устьевого конуса выноса и дельты.

Уравнение баланса наносов для интервала времени  $\Delta t$  может быть представлено в двух вариантах [8, 9, 11]: для наносов всех фракций (взвешенных и влекомых)

$$\pm \Delta W_{\text{кв}} = W_{\text{р}} \pm W_{\text{в}} - W_{\text{г}}, \quad (4)$$

и только для крупных (влекомых) наносов

$$\pm \Delta W'_{\text{кв}} = W'_{\text{р}} \pm W_{\text{в}}. \quad (5)$$

Здесь  $W_{\text{р}}$  – поступление речных наносов всех фракций,  $W'_{\text{р}}$  – поступление крупных (влекомых) речных наносов,  $W_{\text{в}}$  – поступление (+) и унос (–) крупных наносов морским волнением,  $W_{\text{г}}$  – унос мелких (взвешенных) наносов морскими течениями на большие глубины,  $\pm \Delta W_{\text{кв}}$  и  $\pm \Delta W'_{\text{кв}}$  – изменения (увеличение или уменьшение) полного объема устьевого конуса выноса и его части, сложенной лишь крупными наносами.

Для каждой дельты существует определенная связь между  $W_{\text{кв}}$  и  $W'_{\text{кв}}$  и, следовательно, между их изменениями:

$$W'_{\text{кв}} = f_1(W_{\text{кв}}), \quad (6)$$

$$\Delta W'_{\text{кв}} = f_2(\Delta W_{\text{кв}}). \quad (7)$$

Такие связи найдены, например, для "новой" дельты Терека [1, 9].

Изменения объема устьевого конуса выноса ( $\pm \Delta W_{\text{кв}}$ ) определяют также и изменения длины ( $L_{\text{д}}$ ) и площади ( $F_{\text{д}}$ ) дельты, поскольку для каждого устья реки существуют нелинейные зависимости вида

$$L_{\text{д}} = f_3(\Delta W_{\text{кв}}), \quad (8)$$

$$F_{\text{д}} = f_4(\Delta W_{\text{кв}}). \quad (9)$$

Например, для трех дельт выдвижения (Терека, Сулака и Килийского рукава Дуная) такие зависимости могут быть представлены едиными эмпирическими зависимостями [9]

$$L_{\text{д}} = 9,02 W_{\text{кв}}^{0,484}, \quad (10)$$

$$F_{\text{д}} = 63,43 W_{\text{кв}}^{0,755}. \quad (11)$$

Эти формулы покрывают (практически без разрыва) следующие диапазоны характеристик;  $W_{\text{кв}}$  от 0,002 до 9 км<sup>3</sup>,  $F_{\text{д}}$  от 0,1 до 350 км<sup>2</sup>,  $L_{\text{д}}$  от 0,1 до 20 км. Единство зависимостей для трех упомянутых дельт свидетельствует о сходстве условий их формирования (рельефа дна устьевого взморья и волнового режима) и о том, что все эти дельты принадлежат к одному генетическому ряду.

Знак и величина изменения объема устьевого конуса выноса ( $\pm \Delta W_{\text{кв}}$ ) указывает на характер (направленность) и интенсивность эволюции дельты. При  $\Delta W_{\text{кв}} > 0$  дельта выдвигается в море, при  $\Delta W_{\text{кв}} \sim 0$  она стабильна, при  $\Delta W_{\text{кв}} < 0$  дельта размывается под действием морского волнения и деградирует.

Главную роль в балансе в устьях рек играют члены  $W_{\text{р}}$  и  $W'_{\text{р}}$ . Величина  $W_{\text{в}}$  обычно не велика и имеет знак минус. Величину  $W_{\text{г}}$  непосредственно оценить бывает трудно, ее часто определяют как остаточный член уравнения баланса наносов.

В устьях рек (на полузакрытом взморье типа лагун, лиманов, эстуариев, на поверхности и в водоемах дельты, на дне устьевого конуса выноса) обычно задерживается 50–70% всех речных наносов. В ряде случаев эта величина достигает 90–95% [8, 9, 11]. Доля задерживающихся в устьевой области речных наносов возрастает с увеличением размера полузакрытого взморья, объема самого конуса выноса и площади дельты. Поэтому доля остающихся в теле конуса выноса наносов обычно увеличивается с ростом "возраста" дельты. Данные о балансе наносов в устьях некоторых рек

Составляющие баланса наносов в устьях рек и морфометрические характеристики дельт по [8, 9]

Дельта	Длина дельты $L_d$ , км	Площадь дельты $F_d$ , км <sup>2</sup>	Объем конуса выноса $W_{кв}$ , км <sup>3</sup>	Составляющие баланса наносов в % от стока наносов реки $W_p$		
				$\Delta W_{кв}$	$W_B$	$W_r$
Терека ("новая")	1,4	3,2	0,015	33,2	-5,3	-61,5
Сулака ("старая")	13,0	67	1,29	35,7		-64,3*
Дуна (Килийская)	19,3	348	8,26	98,8	-1,5	-0,3
Риони	2,2	8,4	0,096	30,6	-6,7	-62,7
Куры	10,0	194	3,2	47,7		-52,3*
Амударья	19,0	167	1,0	84		-16*
Миссисипи	80,0	600	308	94		-6*
Хуанхэ	-	100	-	67		-33*

\*Суммарная величина  $W_B$  и  $W_r$ .

приведены в табл. 1. Эти данные свидетельствуют о том, что чем крупнее дельта и конус выноса и чем слабее разрушающее воздействие волнения, тем больше речных наносов остается в устье реки.

Дельты и устьевые конусы выноса в большинстве случаев являются не ловушками для морских наносов, как иногда считают, а, наоборот, источником пополнения вдольберегового потока наносов. "Мысовой" ("бунный") эффект, т.е. задержка части наносов, переносимых вдольбереговым потоком, свойствен лишь небольшим выдвинутым в море дельтам на ранних этапах их развития. Таким образом, в дельтах выдвигания волнение играет в основном не созидающую, а разрушающую роль.

Существенное влияние на развитие дельты оказывает естественное и особенно антропогенное изменение стока речных наносов. Например, после искусственного отведения стока воды и наносов Риони в 1939 г. начался интенсивный размыв ее старой дельты, выдвигание в Каспийское море дельты Сулака замедлилось и сменилось ее деградацией после сооружения в 1974 г. Чиркейского водохранилища на р. Сулак и уменьшения стока наносов почти в 10 раз.

Для расчета интенсивности процесса развития или деградации дельты может быть, во-первых, применено полное уравнение баланса наносов в устье реки (4). В этом случае для расчета  $\pm \Delta W_{кв}$  должны быть известны все остальные члены уравнения (4), что бывает далеко не всегда. После расчета  $\pm \Delta W_{кв}$  изменения длины  $L_d$  и площади дельты  $F_d$  определяются с помощью зависимостей вида (8–11). Во-вторых, для расчета эволюции дельты может быть применен метод, основанный на использовании так называемого критерия взаимодействия реки и моря для непривливых устьев рек  $\lambda$  [5, 8, 9], равного отношению удельного расхода поступающих на устьевой бар влекомых речных наносов  $q'_н$  к удельному расходу крупных наносов, уносимых морским волнением  $q_B$ . Последний принимается пропорциональным удельному потоку энергии ветрового волнения:

$$q_B = aE, \quad (12)$$

где в свою очередь

$$E = \frac{\rho g h_B^2 c_B}{8}. \quad (13)$$

В этих выражениях  $h_B$  – средняя высота волны,  $c_B$  – групповая скорость распрост-

ранения волн,  $a$  – эмпирический размерный коэффициент, равный, например, для дельты Терека  $0,222 \cdot 10^{-6}$  [1, 9]. Таким образом, критерий взаимодействия реки и моря равен

$$\lambda = \frac{q'_B}{q_B} = \frac{q'_H}{aE} = \frac{8q'_H}{\rho g h_B^2 c_B}. \quad (14)$$

Уравнение баланса крупных наносов (5) в модифицированном виде получит вид

$$\frac{\Delta W'_{KB}}{aEL_{MKD}\Delta t} = \lambda - 1, \quad (15)$$

где  $L_{MKD}$  – длина морского края дельты,  $\Delta t$  – интервал времени. После расчета  $\pm \Delta W'_{KB}$  изменения полного объема конуса выноса  $\pm \Delta W_{KB}$ , длины и площади дельты определяются по зависимостям вида (6–7) и (8–11). Заметим, что знак и величина критерия взаимодействия реки и моря  $\lambda$  свидетельствуют о тенденции и интенсивности эволюции дельты. При  $\lambda = 1$  морской край дельты стабилен, при  $\lambda > 1$  – дельта выдвигается в море, при  $\lambda < 1$  – размывается морским волнением.

**Третий блок** модели описывает вертикальные изменения русла реки или крупного рукава в пределах дельты. Эти процессы зависят от соотношения между фактическим уклоном водной поверхности в русле при руслоформирующем (определяющем) расходе  $Q_*$  и так называемом "устойчивым" уклоном  $I_0$ , при котором отсутствуют необратимые русловые деформации и русло находится в динамически устойчивом состоянии [8].

Фактический уклон  $I$  увеличивается при естественном или искусственном сокращении длины русла  $L$  и понижении уровня моря  $H_M$  (при условии приглубого взморья).  $I$  уменьшается при естественном (например, вследствие меандрирования или выдвигания дельты в море) или искусственном увеличении длины русла  $L$  или повышении уровня моря  $H_M$ .

"Устойчивый" уклон  $I_0$  определяется руслоформирующим (определяющим) расходом воды  $Q_*$  (близким к среднему максимальному расходу воды в половодье) и соответствующей ему мутностью воды  $s_*$ :

$$I_0 = k_5 Q_*^\alpha s_*^\beta, \quad (16)$$

где  $k_5 = 8,28 \cdot 10^{-3}$ ,  $\alpha = -0,11$ , а  $\beta = 0,17$  при  $s_* < 1$  кг/м<sup>3</sup> и  $1,1$  при  $s_* > 1$  кг/м<sup>3</sup> [8]. К изменению  $I_0$  ведут изменения  $Q_*$  и  $s_*$  в бассейне реки. Как следует из (16),  $I_0$  растет с уменьшением  $Q_*$  (например, при изъятии стока) и увеличивается с увеличением  $Q_*$  и уменьшением  $s_*$  (например, вследствие отложения наносов в водохранилищах).

При  $I \sim I_0$  русло в пределах дельты динамически стабильно, при  $I > I_0$  оно размывается и понижается, при  $I < I_0$  – намывается и повышается. Поскольку возможны различные (в том числе одновременные и противоречивые) изменения факторов, влияющих на изменение  $I$  и  $I_0$  ( $L$ ,  $H_M$ ,  $Q_*$ ,  $s_*$ ) может быть представлено несколько схем эрозионно-аккумулятивных процессов в дельтах рек [8, 10].

Типизация таких процессов представлена в табл. 2, а некоторые наиболее характерные их схемы показаны на рис. 5. Например, случаю выдвигания русла в приемный водоем (устьевого удлинения) при стабильном уровне моря соответствует смещение в сторону водоема трех зон разнородных русловых деформаций – намыву в русле, эрозии на речном склоне устьевого бара, аккумуляции наносов на морском склоне устьевого бара (рис. 5а). Повышение уровня моря обычно приводит к крупномасштабным аккумулятивным процессам (рис. 5б). Понижение уровня моря в случае приглубого взморья как правило ведет к эрозии в русле и аккумуляции наносов на взморье (рис. 5в). Если же взморье очень мелководно, то снижение уровня моря может

Типизация эрозионно-аккумулятивных процессов в водотоках в устьях рек, основанная на сравнении фактического и "устойчивого" уклонов водной поверхности

Фактор	Изменение фактора	Изменение		Соотношение уклонов	Характер процесса
		$I_0$	$I$		
Руслоформирующий расход воды, $Q_*$	+	-		$I > I_0$	Эрозия
То же	-	+		$I < I_0$	Аккумуляция
Мутность воды в половодье, $s_*$	+	+		$I < I_0$	Аккумуляция
То же	-	-		$I > I_0$	Эрозия
Длина русла, $L$	+		-	$I < I_0$	Аккумуляция
То же	-		+	$I > I_0$	Эрозия
Уровень моря, $H_M$	+		-	$I < I_0$	Аккумуляция
То же	-		+*	$I > I_0$	Эрозия
"	-		**	$I < I_0$	Аккумуляция

Примечание: Плюс (+) означает увеличение (повышение), минус (-) – уменьшение (понижение).

$$*i_{взм} > I_0;$$

$$**i_{взм} < I_0.$$

вызвать не эрозию, а наоборот, отложение наносов (рис. 5г). Наиболее сильное влияние на русловые процессы в дельтах оказывают крупномасштабное изменение уровня моря, антропогенное уменьшение мутности воды в реке и естественное увеличение длины русла вследствие устьевое удлинения и выдвигания дельты в море.

**Четвертый блок** модели рассматривает процессы динамики русловой сети дельты и перераспределения по ней стока воды и наносов. Анализ базируется на одновременном использовании уравнений гидравлики, описывающих распределение и перераспределение расходов воды между дельтовыми рукавами; так называемых гидролого-морфометрических зависимостей, связывающих между собой гидролого-морфометрические характеристики динамически устойчивых рукавов (их руслоформирующие расходы воды  $Q_*$ , соответствующие им мутности воды  $s_*$ , ширину  $B$  и глубину русла  $h$ , среднюю скорость течения  $V$ ); формул, вытекающих из уравнений баланса наносов и описывающих изменение длины русла при выдвигании или деградации дельты (блок 2).

Гидравлическая часть четвертого блока заключается в решении системы уравнений [8]: уравнений баланса воды в узлах разветвления и слияния дельтовых рукавов

$$Q_0 = \Sigma Q_i, \quad (17)$$

условий равенства падений уровня по разным направлениям от вершины дельты до ее морского края

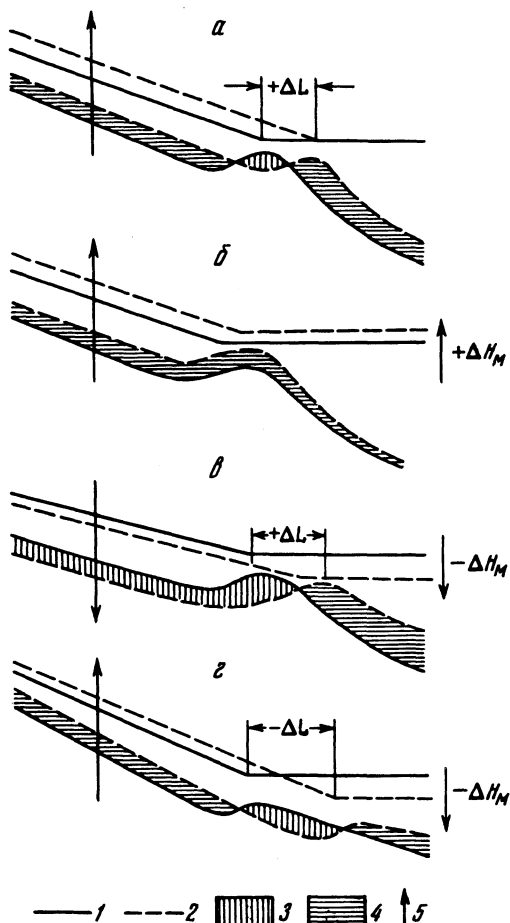
$$\Sigma \Delta z_i = \Sigma \Delta z_j, \quad (18)$$

уравнений движения воды (динамических уравнений)

$$Q_i = \sqrt{\frac{|\Delta z_i|}{F_i}}, \quad (19)$$

Рис. 5. Схема необратимых русловых деформаций на устьевом участке реки в результате: а – устьевого удлинения при стабильном уровне моря, б – повышения уровня моря, в – понижения уровня моря в случае приглубого взморья, г – понижение уровня моря в случае отмелого взморья.

1 и 2 – начальное и последующее положение продольного профиля водной поверхности и дна, 3 – размыв, 4 – аккумуляция наносов, 5 – направленность изменения уровня воды и отметок дна,  $\pm\Delta H_M$  – изменение уровня моря,  $\pm\Delta L$  – изменение длины русла



где  $F_i$  – модуль гидравлического сопротивления участка русла, равный  $\frac{L_i n_i^2}{B_i^2 h_i^{10/3}}$ , где  $L$ ,

$B$ ,  $h$  – длина, средняя ширина, средняя глубина участка русла,  $n$  – его средний коэффициент шероховатости по Маннингу. Система уравнений (17–19) решается либо аналитически при относительно простой схеме русловой сети дельты без узлов слияния, либо методом итераций при сложной схеме русловой сети дельты. Результатом решения являются расходы воды во всех звеньях русловой сети дельты и отметки уровня воды в узлах разветвления и слияния.

Гидролого-морфометрические зависимости используются в следующем виде:

$$\left. \begin{aligned} B_0 &= K_B Q_*^{1/2}, \\ h_0 &= K_h Q_*^{1/3}, \\ V_0 &= K_V Q_*^{1/6}, \end{aligned} \right\} \quad (20)$$

где  $K$  – размерные коэффициенты, причем  $K_B K_h K_V = 1$ . Эти коэффициенты индивидуальны для каждой дельты и зависят от мутности воды в половодье. При  $s_* < 1$  кг/м<sup>3</sup>  $K_B = 4,60 s_*^{-0,35}$ ,  $K_h = 0,65 s_*^{0,16}$ ,  $K_V = 0,34 s_*^{0,19}$ , при  $s_* > 1$  кг/м<sup>3</sup>  $K_B = 4,60$ ;  $K_h = 0,65 s_*^{-0,33}$ ,  $K_V = 0,34 s_*^{0,33}$  [8].

По итогам гидравлического расчета (при заданных  $B, h, L, n$ ) определяют расходы воды в дельтовых рукавах, а по ним – находят "устойчивые" значения  $B_0, h_0, V_0$ , к достижению которых стремится дельтовая русловая система. Различие между фактическими и "устойчивыми" характеристиками водотоков (например,  $V$  и  $V_0$ ) указывает на тенденцию и интенсивность русловых процессов в рукавах дельты. Например, соотношение  $V > V_0$  указывает на эрозию и активизацию дельтового рукава, соотношение  $V < V_0$  показывает, что дельтовый рукав подвержен отложению наносов и заилению. Скорость этих процессов зависит прежде всего от степени различия между фактическими и "устойчивыми" значениями характеристик [5, 6, 8, 11], а также от стока наносов (когда происходит их отложение) и противоэрозионной сопротивляемости донных отложений (когда происходит эрозия). Поэтому для конкретной дельты и ее рукавов существуют индивидуальные соотношения типа

$$\frac{\Delta h}{\Delta t} = K_1(V - V_0) + K_2 \quad (21)$$

или

$$\frac{\Delta h}{\Delta t} = K_3 \frac{V}{V_0} + K_4, \quad (22)$$

где  $\Delta h/\Delta t$  – интенсивность эрозии ( $\Delta h > 0$ ) или заиления ( $\Delta h < 0$ ) русла,  $K$  – эмпирические коэффициенты, которые зависят от характера процесса (эрозия или отложение), свойств наносов и донных отложений, местных условий.

Изменение длины рукавов  $L_i$  рассчитывается с помощью уравнений баланса наносов (4–5) и зависимостей вида (6–7) и (8–10). При этом в первом приближении распределение расходов наносов между рукавами дельты может быть принято пропорциональным распределению расходов воды. Затем гидравлический расчет повторяется при новых величинах  $L_i, B_i$  и  $h_i$ . По полученным новым значениям  $Q_i$  с помощью гидролого-морфометрических зависимостей (20) находят новые "устойчивые" значения  $B_i, h_i$ . Затем расчеты повторяются. Как правило, увеличение доли речного стока воды в дельтовом рукаве ведет к прогрессивной эрозии и его активизации, наоборот, уменьшение доли стока воды в рукаве ведет к его прогрессирующему заилению и отмиранию, вплоть до полного исчезновения как водного объекта. Но если сток наносов реки невелик, возможно, что процесс в смежных конкурирующих рукавах будет периодическим.

При расчете перераспределения расходов воды между дельтовыми рукавами и динамики ее русловой сети помимо естественных должны быть учтены и антропогенные факторы, например, искусственный забор или сброс вод в процессе использования водных ресурсов в пределах дельты (учитывается в балансе воды в дельте), искусственное углубление, расширение, спрямление рукавов (учитывается через изменение  $L_i, B_i, h_i$ ) [8].

### Заключение

Процессы дельтообразования исследовались во многих устьях рек бывшего СССР [1–6, 8–11]. Выявлены существенные различия в формировании дельт в полузакрытых заливах, губах, лиманах, лагунах (устья Днепра, Дона, Терека, Енисея, Печоры, Амура и др.), с одной стороны, и на открытом морском побережье (устья Волги, Урала, Сулака, Терека, Лены, Яны, Индигирки, Амударьи и др.), с др. стороны. При этом обнаружено сильное влияние на процессы формирования дельт и русел рек на устьевых участках быстрых и значительных изменений уровня Каспийского (устья Волги, Урала, Терека, Сулака) и Аральского морей (устье Амударьи) [4, 6, 8, 10].

Отдельные блоки модели процесса дельтообразования применены к непривливым устьям рек Дуная, Терека, Сулака, Яны [1, 5, 6, 8–11].

Теоретические концепции исследования процесса дельтообразования и элементы расчетной модели могут быть применены к дельтам др. рек мира и, в частности, в связи с оценкой воздействия на русловые и дельтообразующие процессы глобального повышения уровня Мирового океана.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Алексеевский Н.И., Михайлов В.Н., Михайлова М.В. и др.* Гидрология устьев рек Терека и Сулака. М.: Наука, 1993. 160 с.
2. *Кортаев В.Н.* Геоморфология речных дельт. М.: Изд-во Моск. ун-та, 1991. 224 с.
3. *Михайлов В.Н.* Динамика потока и русла в неприливых устьях рек. М.: Гидрометеиздат, 1971. 260 с.
4. *Михайлов В.Н.* Устья рек России и сопредельных стран: прошлое, настоящее и будущее. М.: ГЕОС, 1997. 413 с.
5. *Михайлов В.Н., Rogov M.M., Макарова Т.А. и др.* Динамика гидрографической сети неприливых устьев рек. М.: Гидрометеиздат, 1977. 294 с.
6. *Полонский В.Ф., Лупачев Ю.В., Скриптунов Н.А.* Гидролого-морфологические процессы в устьях рек и методы их расчета (прогноза). СПб.: Гидрометеиздат, 1992. 383 с.
7. *Coleman J.M., Wright L.D.* Modern river deltas: variability of processes and sand bodies // *Deltas – models for exploration*, Houston: Houston Geological Society Press. 1975. P. 99–105.
8. *Михайлов В.Н., Rogov M.M., Чистяков А.А.* Речные дельты. Гидролого-морфологические процессы. Л.: Гидрометеиздат, 1986. 280 с.
9. *Михайлова М.В.* Баланс наносов в неприливых устьях рек и метод расчета формирования дельт выдвигения // *Водн. ресурсы*. 1995. Т. 22. № 5. С. 544–552.
10. *Mikhailov V.N.* The influence of rapid and significant sea level changes on hydrological and morphological processes in river deltas // *Sea level changes and their consequences for hydrology and water management*, A contribution to the UNESCO IHP – V Project H-2-2, Koblenz. 1993. P. 17–24.
11. *Mikhailov V.N.* Delta formation processes and their modelling // *Advances in Hydro-Science and Engineering*. 1995. V. II. Beijing, China. P. 1353–1360.

Московский государственный университет  
Географический факультет

Поступила в редакцию  
10.11.97

#### DELTA FORMATION PROCESSES AND POSSIBILITIES OF THEIR MATHEMATICAL MODELING

V.N. MIKHAILOV

#### S u m m a r y

Regularities of delta formation processes at river mouths are considered. Hydrological-morphological model of delta formation has been worked out. The model includes four units. The first unit considers process of sediment accumulation due to decrease of velocities in river flow, the second one deals with sediment balance at river mouth and the mouth cone formation. The third unit describes vertical changes of the channel within a delta, the fourth one describes interconnected processes of delta network dynamics and redistribution of water and sediment discharges between delta branches.