

Академия наук СССР

Теоретические проблемы развития морских берегов



« НАУКА »

В. Н. Коротаев

**ОСНОВНЫЕ ЗАКОНОМЕРНОСТИ ФОРМИРОВАНИЯ
ДЕЛЬТОВЫХ ПОБЕРЕЖИЙ**

Дельтовые берега принадлежат к немногочисленной разновидности морских побережий, в формировании которых волнение выполняет не основную рельефообразующую функцию [1]. Наоборот, чем меньше степень влияния морских факторов (ветрового волнения, приливов, нагонов и галоклина) на устьевую область реки, тем рельефнее проявляется собственно дельтообразование. Его основу составляют процессы развития устьевых баров, кос, узлов разветвления дельтовых водотоков, накопление толщи аллювиально-дельтовых и прибрежно-морских отложений в контактной зоне река—море [2—5].

Дельтовые берега составляют незначительную часть общей протяженности побережий Мирового океана [6], хотя большинство рек, впадающих в окраинные или внутренние моря, образуют дельты [7]. Наблюдается любопытный природный парадокс: реки ежегодно выносят в моря и океаны 18,3 млрд т рыхлых продуктов, или 67% общего поступления терригенных наносов в Мировой океан [8, 9], а протяженность дельтовых берегов не превышает 9% общей длины береговой линии. Объяснение этому следует искать в особенностях геологической истории формирования шельфа в период позднего плейстоцена.

Большинство отечественных и зарубежных исследователей придерживаются единого взгляда на характер объемных колебаний уровня Мирового океана 20—5 тыс. лет назад, связывая его с гляциоэвстатическим циклом, когда уровень океана сначала понизился примерно до отметки 110 м, а затем быстро поднялся до современного положения [10—12]. Именно этот период в истории формирования береговой зоны Мирового океана оказал наибольшее влияние на образование современных дельт.

Позднечетвертичное падение уровня (16—18 тыс. лет назад) привело к осушению практически всей акватории шельфа окраинных морей и к врезанию рек в континентальные и морские плейстоценовые отложения древних палеодолин [13, 14]. Доказательством низкого положения уровня Мирового океана являются абсолютные датировки древнедельтовых отложений с глубин 55—50 м в долинах Хоупа и Яны, имеющие возраст от 15 до 17 тыс. лет, а также датировки отложений древних баров и лагун от 13 до 8 тыс. лет назад, полученные в интервале глубин 44—25 м [15—18].

Оформление рельефа береговой зоны на побережьях Мирового океана в его современном виде происходило под влиянием послеледниковой трансгрессии, особенно после стабилизации уровня 6 тыс. лет назад. После этого периода его колебания не превышали ± 3 —4 м относительно современных отметок [19]. Наиболее значительным следствием послеледниковой трансгрессии явилось затопление прибрежных равнин и про-

никновение морских вод во все депрессии береговой линии, в том числе и в речные долины, нижние части которых превратились в ингрессионные заливы.

Таким образом, 5—6 тыс. лет назад большинство крупных рек впадало в долинные заливы (эстуарии, риассы, лагуны, лиманы), где ширина фронта и объемы аккумуляции зависели от речного стока, формы, размеров и глубины заливов, от структурно-тектонических особенностей шельфа. В устьевых областях рек, расположенных в зонах устойчивого и длительного прогибания (например, северная часть Западно-Сибирской низменности), с небольшими уклонами водной поверхности в низовьях ($5,5 \cdot 10^{-3}$ — $1,5 \cdot 10^{-3}\%$) образовались далеко вдающиеся в сушу заливы — губы. В максимум фландрской ингрессии они имели длину от 200 до 1000 км (Колымская, Енисейская, Обская, Печорская) и ширину в коренных берегах от 10 до 75 км. В современном рельефе таким участкам побережья соответствуют хорошо разработанные, террасированные долины рек, ингрессионные заливы и продолжающие их до глубин 100—200 м подводные долины, заканчивающиеся на океанических побережьях глубоководными конусами выноса (Амазонский, Конгский, Св. Лаврентия и др.).

Совершенно иной облик имели устья рек, располагавшиеся в области развития молодых складчатых сооружений, где побережье испытывало дифференцированные тектонические движения, а в низовьях рек уклоны водной поверхности составляли $9,0 \cdot 10^{-2}$ — $1,5 \cdot 10^{-2}\%$. Морские трансгрессии здесь в позднем кайнозое имели ограниченное распространение: длина долинных заливов не превышала 100 км, а они, в свою очередь, открывались в широкие заливы и бухты (Яна, Дунай, Нил, Индигирка). В редких случаях, когда реки при выходе к морю пересекали горные сооружения, расположенные вкост простирания водных артерий, суженные участки долин прорыва переходили непосредственно в приустьевое эстуаровидное расширение русла на открытом побережье (Лена, Оленёк, Эбро, Колумбия и др.).

Дальнейшее развитие береговой линии в устьевых областях определялось геометрией сопряжения реки и моря, геолого-геоморфологическим строением шельфа, ландшафтно-климатическими условиями и режимными характеристиками реки и взморья. За последние 4,5—5 тыс. лет (со второй половины атлантического периода) произошли существенные изменения в строении береговой зоны большинства устьевых областей. Отчленение некоторых заливов пересыпями или блокирование их косами привело к появлению лиманов и исключению наносов впадающих в них рек из общего баланса береговой зоны (Днестр, Буг, Муррей, Анадырь), а также к уменьшению общей длины дельтовых побережий.

Ограниченную протяженность морского края (от 10 до 50 км) имеют многорукавные дельты, частично заполнившие ингрессионные заливы, хотя длина их аллювиально-дельтовых равнин от вершины современного дельтового разветвления составляет от 100 до 300 км (Обь, Енисей, Дон, Конго, Парана, Амазонка и др.). Некоторое увеличение фронта дельтовой аккумуляции наблюдается в устьях рек, заполняющих устьевые лагуны, которые сформировались в результате отчленения морской барьерной террасой обширных и относительно мелководных акваторий.

Механизм отчленения устьевых лагун большей частью связан с процессами морского барообразования. Примером могут служить своеобразные аллювиально-дельтовые и прибрежно-морские равнины типа «чениер-плайнс».

Другую разновидность устьевых лагун представляют приустьевые акватории, отчлененные морской косой на участках побережья с ярко выраженными вдольбереговыми перемещениями наносов (реки Сенегал, Камчатка, Висла, Магдалена, Муррей, Западная Двина и др.). Например, приморская полоса дельтовой равнины р. Яны представляет собой морскую позднеголоценовую террасу шириной 10—15 км, образованную примкнувшими друг к другу тремя генерациями береговых баров и лагун. Абсолютный возраст наиболее древних морских отложений в основании видимого разреза двухметровой толщи, в 14 км от устья протоки, составляет 3640 ± 300 лет (МГУ-329). Возраст древесины из аллювия высокой поймы, в 113 км от устья, на высоте 3,5 м над меженным уровнем — 1970 ± 150 лет (МГУ-327).

Это дает основание предполагать, что к концу атлантического периода в 50 км ниже современной вершины дельты формируется первая цепь морской барьерной террасы, отчленившая устьевую лагуну площадью около 2 тыс. км². Окончательное ее заполнение произошло не позднее 2 тыс. лет назад, т. е. в начале суббореального периода [20]. За последние 2 тыс. лет существенно перестроилась структура гидрографической сети Янской дельты: второстепенные протоки блокируются береговыми барами шириной 150—200 м и отмирают. Основной сток концентрируется в двух главных рукавах, которые приобретают сильную извилистость и выдвигают свои устьевые бары на открытое взморье.

Примерно так же происходило формирование и заполнение устьевых лагун Дуная и Индигирки, площадь акваторий которых составляла соответственно 7 и 5 тыс. км². Гораздо больший сток взвешенных наносов Дуная (более чем в 20 раз) и Индигирки (почти в 5 раз) позволил этим рекам не только выполнить устьевые лагуны и выдвинуть устьевые бары главных рукавов за линию морских баров. За последние 200—400 лет сформировались пионерные дельты выдвижения, как, например, Килийская дельта Дуная площадью около 400 км² [21, 22]. Протяженность морского края речных дельт, заполнявших свои устьевые лагуны, составляет от 100 до 300 км.

Несколько иначе обстоит дело с реками, которые, заполнив свои устьевые лагуны, находят выход к морю на участках побережья с постоянным вдольбереговым перемещением наносов. Имея сток воды не менее 30 км³, но очень малую мутность и соответственно небольшой сток взвешенных наносов, они не могут преодолеть сильный волновой пресс и отклоняют свое русло в направлении волновой равнодействующей на расстояние от 40 до 400 км (Опала, Камчатка, Сенегал, Веби-Шебели и др.).

С. С. Байдин [23] приводит такое соотношение годового стока и объема наносов во вдольбереговом потоке ($Q/R_m < 100\,000$), при котором река не меняет направление морского потока наносов. При соотношении $100\,000 < Q/R_m < 1\,000\,000$ будет формироваться подводный конус выноса и устьевой бар, который даст начало пионерной дельте. Это соот-

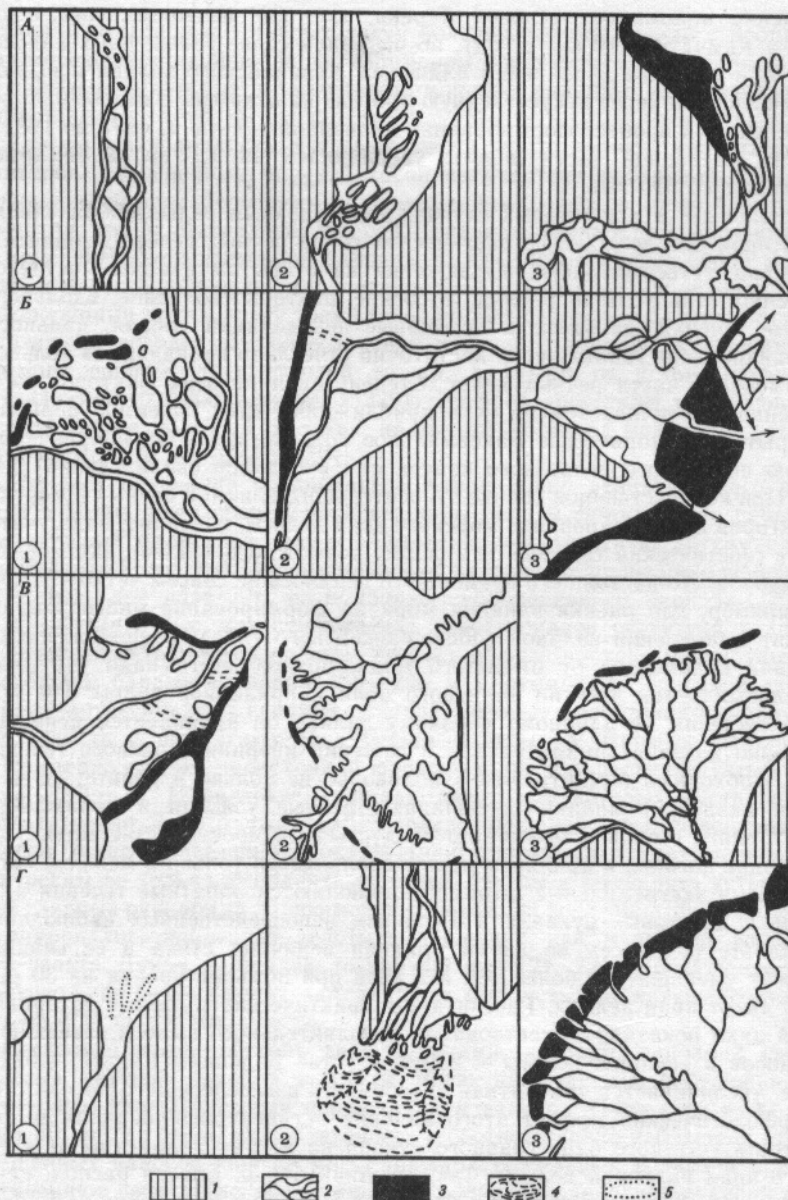
ношение напоминает условия Терека, где при меньшем стоке воды, чем у Камчатки (10 км^3 в год), но огромном стоке взвешенных наносов (22 млн т) после заполнения аллювием Аграханского залива и вывода терекских вод через искусственную прорезь на открытое взморье начался интенсивный процесс формирования пионерной дельты. С 1973 по 1982 г. длина надводной части дельты увеличилась на 1,1 км, а ее объем составил $10\,610 \text{ тыс. м}^3$.

Главным, а в некоторых случаях единственным рельефообразующим фактором для всех морфогенетических типов речных дельт (выполнения заливов, устьевых лагун, выдвижения на открытом взморье) остается, конечно, сток воды и наносов. Морские факторы: волнение, вдольбереговые течения, нагонные и приливные деинвеляции уровня, дальность проникновения галоклина — достаточно отчетливо проявляются только в приморской части речных дельт. Степень влияния этих факторов, естественно, увеличивается по мере приближения края наземной дельты к открытому взморью, где максимальное воздействие моря приурочено к краю подводного дельтового конуса или к границе свала глубин [24].

При количественной оценке относительного влияния речных и морских факторов на формирование морского края дельты, очевидно, надо учитывать генетический тип дельты и форму возможного воздействия морских факторов. До настоящего времени это делалось не совсем четко [25, 26]. Например, для оценки влияния моря на формирование много рукавных дельт выполнения заливов (обско-енисейского типа), расположенных в сотнях километров от открытого моря, прежде всего надо учитывать удельный поток энергии волнового поля и приливной волны. По мере прохождения по длинному и узкому заливу он проявляется непосредственно в деинвеляциях уровня и гашении инерции стокового течения.

Необходимо помнить, что в половодье не только в дельте, но и на всей акватории залива преобладают речные условия и наблюдается постоянное стоковое течение до предустьевое пространства моря [23]. Влияние нагонов и приливов может проявляться только в межень, когда во время экстремальных штормов наблюдаются обратные течения в заливе и дельтовых рукавах. По данным непосредственных наблюдений, в дельте р. Енисея во время прилива величина стока в ее вершине может уменьшаться более чем в 2 раза при подъеме уровня на 30 см в 100 км от края дельты. Рассчитанные фактические мутности за приливный цикл показали существование дополнительного выноса взвешенных наносов в вершине дельты — 230 т, в устье Большого Енисея — 622 т, т. е. увеличивается транзитная способность взвесенесущего потока. Геоморфологический эффект этого явления — гипертрофированная выдвигнутость устьевого бара главного рукава на многие километры от внешнего края наземной дельты. Так, внешний бар р. Енисея расположен в 200 км от устьевого створа протоки Большого Енисея в вершине Енисейского залива, где начинает доминировать морской фактор.

На прямолинейных участках открытого морского побережья, на которых формируются блокированные устья или рукавные дельты выдвижения, кроме удельного потока энергии морского волнения и удельного расхода речных наносов, поступающих к морскому краю дельты, необходимо учитывать емкость вдольберегового потока наносов. В конечном



Основные морфогенетические типы речных дельт

А — дельты выполнения ингрессионных (долинных) заливов типа риас или типа лиман (цифры в кружках): 1 — рукавная с первичной надводной и развивающейся подводной дельтой (реки Хатанга, Анадырь, Анабар, Амур); 2 — многорукавная крупноостровная, частичного заполнения, с выдвинутыми в залив устьевыми барами (реки Обь, Енисей, Таз, Дон, Днепр, Днестр, Конго, Парана); 3 — многорукавная крупноостровная,

итоге именно она определяет морфогенетический тип дельты: сенегальский, западнодвинский или терекский. На выпуклых участках морского берега скорость заполнения полузамкнутой акватории и интенсивность формирования пионерной дельты будут зависеть от величины стока взвешенных наносов реки и характера приустьевого взморья (отмелое, приглубое, со свалом), контролирующего процесс трансформации ветровой волны. Соотношение этих факторов регулирует дальнейший процесс дельтообразования после заполнения устьевой лагуны, который может идти по типу нильского, янского или дунайского.

Современный облик речных дельт сложился за сравнительно короткий в геологическом исчислении отрезок времени. За последние 2,5—4,5 тыс. лет одни реки успели создать разветвленную гидрографическую сеть, заполнить долинные заливы и выдвинуться в открытое море на 100—200 км, другие только начинают формировать авандельты и русловую сеть (см. рисунок). Поэтому, когда исследуются закономерности и механизм дельтоформирующих процессов, надо четко представлять конкретный морфогенетический тип дельты, стадию и фазу ее развития, чтобы в полной мере оценить особенности русловых и устьевых процессов [28].

Изучение многих крупных рек мира [2, 21] позволило установить, что начальной стадией формирования большинства речных дельт была стадия выполнения долинного залива или устьевой лагуны [20, 4]. Отмечается неравномерность заполнения и поэтапность выдвижения морского края дельты, связанные с периодическим перераспределением стока и формированием ряда самостоятельных дельт. Впервые этот процесс был подробно описан В. В. Егоровым на примере рек Куры и

с массивами консолидированной дельтовой поймы, полного заполнения залива, в фазе выдвижения устьевого бара на открытое взморье и формирования пионерной дельты выдвижения (реки Колыма, Макензи, Пясины, Рион).

Б — дельты выполнения устьевых лагун (цифры в кружках): 1 — многорукавная крупноостровная, ветвящаяся дельта частичного заполнения, отчлененная сплошной или прерывистой полосой морских баров (реки Северная Двина, Печора, Коппер); 2 — одноорукавная, полного заполнения, с блокированным устьем на открытом океаническом взморье (реки Сенегал, Камчатка, Висла, Западная Двина, Магдалена, Муррей, Опала, Зеби-Шебели); 3 — многорукавная, с веером крупных протоков, врезаемых в древнедельтовую равнину, полного заполнения, в фазе выдвижения устьевых баров на открытое взморье и формирования пионерной дельты выдвижения (реки Яна, Индигирка, Дунай, Нил, Рона, По, Кубань).

В — дельты выдвижения на открытом морском берегу (цифры в кружках): 1 — одноорукавная клиновидная (реки Сулак, Кура, Эбро, Тибр, Сан-Франциску); 2 — малорукавная крупнолопастная, пальцевидная, окаймленная морскими барами вне действия крупных дельтовых рукавов (реки Миссисипи, Сырдарья); 3 — многорукавная дугообразная, мелколопастная, окаймленная морскими барами (реки Лена, Оленёк, Махакам, Волга, Сегенга, Ориноко).

Г — приливные дельты на океаническом побережье (цифры в кружках): 1 — типичный эстуарий с подводной развивающейся дельтой и высотой приливов 7 м (реки Мезень, Сена, Лаура, Жиронда, Темза); 2 — многорукавная дельта заполнения открытых заливов, с ровным морским краем и высотой приливов до 5 м (реки Ганг, Шатт-эль-Араб); 3 — многорукавная на открытом берегу, оконтуренная прилепившимися береговыми барами и высотой прилива до 2 м (р. Нигер).

1 — коренная суша; 2 — речная дельта; 3 — морские бары; 4 — глубоководный конус выноса; 5 — подводные приливо-отливные гряды

Амударьи, где приморско-дельтовые равнины образованы из целой серии самостоятельных дельт прорыва [29], очень характерных для рек с большим твердым стоком (Кура, Сулак, Терек, Амударья и др.). Гидравлическое обоснование смещения в пространстве зон повышенной аккумуляции и попеременного концентрирования основной доли стока в одном из главных рукавов дельты было дано Н. И. Маккавеевым [30]. Он развил мысль В. В. Докучаева об устьевом удлинении реки [31], когда по мере выдвижения дельтового конуса происходит потеря напора по длине водотока. Следствием этого является либо прорыв берегового вала выше устья удлинившегося рукава, либо перераспределение стока в пользу более короткого и развивающегося протока.

Заполнив залив и устьевую лагуну, река выходит на открытое взморье. Здесь в процесс устьевое удлинения начинает активно вмешиваться морской фактор, вносящий существенные изменения в механизм выдвижения морского края дельты. Переход речной дельты из стадии выполнения залива или устьевой лагуны в стадию выдвижения на открытом взморье в любой фазе этого процесса (устьевое бара, пионерной дельты, блокированного устья и т. п.) можно считать дельтовым циклом. После его завершения формирование аллювиально-дельтовой равнины вступает в фазу так называемой наложенной, или пойменно-плавневой, дельты. Наиболее характерным ее процессом является коренная перестройка структуры гидрографической сети за счет отмирания старых русел, сосредоточение стока в одном или двух дельтовых рукавах.

Скорость этих процессов заметно различается в зависимости от ландшафтно-климатических условий в устьевой области реки. Например, отличительной особенностью литодинамических дельтообразующих процессов для рек севера Сибири является их малая средняя скорость. Берега протоков размываются на 3—4 м в год, побочники и осередки перемещаются на 50—60 м в год, а переход основного стока из одной протоки в другую внутри дельтовой системы происходит за 10—30 лет [32].

Наиболее характерным примером подобных русловых деформаций может служить формирование русла в верхнем и среднем течении Оленёкской протоки р. Лены, которая в настоящее время заканчивает стадию выполнения залива и выдвигает свой устьевой бар в Оленёкский залив. На 100-километровом участке русла за последние 30 лет наметилась устойчивая тенденция к смещению вниз по течению всех побочней и осередков на 1—3 км. Одновременно в 2 раза сократилась ширина русла и увеличилась его извилистость, потеряли транспортное значение и отмирают побочневые протоки, интенсивно (от 3 до 5 м в год) размываются вогнутые участки излучин. Таким образом, большая часть аллювиально-дельтовой равнины, представлявшей собой в прошлом многорукавную дельту заполнения ингрессионного залива, в стадию формирования наложенной поймы подвергается интенсивному переформированию.

Суммарным показателем сложного взаимодействия многих природных факторов в устьевой области рек является геоморфология дельтовых равнин и размеры речных дельт, которые варьируют от сотни до нескольких сотен тысяч квадратных километров. Однако по отношению к площади всего речного бассейна речные дельты занимают весьма скромную часть, являясь конечным звеном в эрозионно-аккумулятивной цепи,—

от 1/10 до 1/1000 общей площади. Статистический анализ отношения площади речного бассейна к площади аккумулятивных дельт по многим рекам мира показал определенную закономерность, если придерживаться известной морфогенетической классификации основных типов дельт. Независимо от величины твердого стока, поступающего к вершинам дельт, наибольшие размеры (относительно речного бассейна) имеют дельты выполнения устьевых лагун и выдвинутые дельты (1/50—1/200 площади речного бассейна). Дельты выполнения заливов занимают не более 1/1000 площади речного бассейна, что вполне объяснимо, если принять во внимание приуроченность таких дельт к участкам устойчивого прогибания. Приведенные соотношения еще раз доказывают необходимость дифференцированного подхода при геоморфологическом анализе дельтовых равнин, восстановлении направлений палеостока, этапов выдвижения, расчете скоростей выдвижения и заполнения долинных или устьевых заливов, а также при разработке практических рекомендаций и научных концепций регулирования морских устьев рек.

ЛИТЕРАТУРА

1. *Зенкович В. П.* Основы учения о развитии морских берегов. М.: Изд-во АН СССР, 1962. 710 с.
2. Дельты — модели для изучения. М.: Недра, 1979. 323 с.
3. *Михайлов В. Н.* Динамика потока и русла в неприливых устьях рек. М.: Гидрометеониздат, 1971. 259 с.
4. *Михайлов В. Н., Рогов М. М., Макарова Т. А., Полонский В. Ф.* Динамика гидрографической сети неприливых устьев рек. М.: Гидрометеониздат, 1977. 294 с.
5. *Чистяков А. А., Кузнецов Ю. Я., Шолохов В. В.* и др. Структурная геоморфология континентальных окраин. М.: Недра, 1983. 213 с.
6. *Лукьянова С. А., Холодильни Н. А.* Протяженность береговой линии Мирового океана и различных типов берегов и побережий // Вестн. МГУ. Сер. 5, География. 1975 г. № 1. С. 48—54.
7. *Шукин И. С.* Общая геоморфология. М.: Изд-во МГУ, 1974. Т. 3. С. 1—240.
8. *Бондарев Л. Г.* Вечное движение. М.: Наука, 1974. 156 с.
9. *Леонтьев О. К.* Физическая география Мирового океана. М.: Изд-во МГУ, 1982. 200 с.
10. *Каплин П. А.* Новейшая история побережий Мирового океана. М.: Изд-во МГУ, 1973. 263 с.
11. Четветичный период в США. М.: Мир, 1968. Т. 1. 694 с.
12. *Флинт Р. Ф.* Лединики и палеогеография плейстоцена. М.: Изд-во иностр. лит., 1963. 576 с.
13. Проблемы четвертичной истории шельфа. М.: Наука, 1982. 192 с.
14. Возраст и генезис переуглублений на шельфах и история речных долин. М.: Наука, 1984. 216 с.
15. Геология и геоморфология шельфов и материковых склонов. М.: Наука, 1985. 229 с.
16. Изменения уровня моря. М.: Изд-во МГУ, 1982. 310 с.
17. Изменения уровня моря. М.: Изд-во МГУ, 1982. 310 с.
18. Колебания уровня морей и океанов за 1500 лет. М.: Наука, 1982. 320 с.
19. Проблемы геоморфологии, литологии и литодинамики шельфа. М.: Наука, 1982. 228 с.
20. *Коротав В. Н.* Геоморфология речных дельт арктического побережья Сибири // Вестн. МГУ. Сер. 5, География. 1986. № 1. С. 42—49.
21. *Коротав В. Н.* Формирование речных дельт севера Сибири // Эрозия почв и русловые процессы. М.: Изд-во МГУ, 1981. Вып. 8. С. 157—173.
22. *Залогин Б. С., Родионов Н. А.* Устьевые области рек СССР. М.: Мысль, 1969. 310 с.

22. *Самойлов И. В.* Устья рек. М.: Географгиз, 1952. 523 с.
23. *Байдин С. С.* Стадийность развития устьевой области реки // Тр. ГОИН. 1971. Вып. 104. С. 5—30.
24. *Байдин С. С.* Устьевая область реки как часть прибрежной зоны моря // Геоморфология и литология береговой зоны морей и других крупных водоемов. М.: Наука, 1971. С. 67—74.
25. *Байдин Н. С., Байдин С. С.* Процессы устьевого удлинения и возможный метод расчета выдвигания в море пионерной дельты // Тр. ГОИН. 1971. Вып. 104. С. 56—72.
26. *Михайлов В. Н., Иванов А. Н., Лютиков А. В., Полонский В. Ф.* Морской край дельт как результат взаимодействия реки и моря // Береговая зона моря. М.: Наука, 1981. С. 26—32.
27. *Иванов В. В.* Основные принципы гидролого-морфологического районирования устьевых областей крупных рек // Тр. ААНИИ. 1974. Т. 308. С. 4—13.
28. *Коротаяев В. Н.* Руслые деформации в дельтовых рукавах // Гидрофизические процессы в реках и водохранилищах. М.: Наука, 1985. С. 195—200.
29. *Егоров В. В.* Общие закономерности формирования приморско-дельтовых равнин // Изв. АН СССР. Сер. геогр. 1955. № 4. С. 35—45.
30. *Маккавеев Н. И.* Особенности формирования русла в низовьях равнинных рек // Пробл. физ. географии. 1951. Т. 16. С. 49—78.
31. *Коротаяев В. Н.* Устья рек // Эрозионные процессы. М.: Мысль, 1984. С. 191—197.
32. *Коротаяев В. Н., Сидорчук А. Ю., Чалов Р. С.* Литодинамика дельт севера Сибири // Вод. ресурсы. 1980. № 1. С. 138—145.