

ОЦЕНКА СТЕПЕНИ ЭРОЗИОННОГО РАСЧЛЕНЕНИЯ БАССЕЙНОВ И ОСНОВНЫЕ ЗАКОНОМЕРНОСТИ СЕЛЕВОЙ ОПАСНОСТИ В ГОРНЫХ РАЙОНАХ

Для эродированных бассейнов Юго-Восточного Алтая и Западного Тянь-Шаня выявлены особенности пространственной плотности промоин, густоты русловой сети и площади бассейнов в зависимости от шкалы порядка водотоков. В Алтайской ландшафтной области площади бассейнов 3–4 км² встречаются реже (менее 10% всех случаев), чем бассейны менее 1 км² (на их долю приходится 50–90% территории). Для овражно-балочной системы Средней Азии определен типичный размер бассейна, равный 1,2 км².

Ключевые слова: рельеф; склон; сухое русло; сток поверхностный; сель; эрозия.

Большое количество публикаций по теоретическим и практическим аспектам эволюционного развития современных (оврагов, селевых рытвин и врезов) и древних (балок и речных долин) форм линейной эрозии свидетельствует об актуальности и значимости охраны земельно-водных ресурсов от эрозии. Районы крайнего проявления поверхностного стокообразования и эрозийного размыва находятся в пределах аридной и полупустынной зон, особенно в горах и предгорьях. Приуроченность их к платообразным невысоким хребтам, возвышенностям, грядам и увалам, покрытым рыхлообломочными горными породами и лессом под влиянием процесса эрозии превращает такие поверхности в замысловатые системы рытвин, борозд, русел, каньонов и острых гребней или округлых водоразделов. В Средней Азии адыры, наиболее известные своей селевой деятельностью, являются подлинными бедлендами [1. С. 150]. Бедленды присущи восточной части Монгольского Алтая и всему Гобийскому Алтаю, но в основном отрогам и боковым отдельным хребтам небольшой относительной высоты. Активность склоновой (плоскостной, микропучковой) водной эрозии определяется двумя главными факторами – интенсивностью поверхностного стокообразования и податливостью почвы или рыхлой горной породы размыву.

В речной бассейн входит часть поверхностного слоя литосферы [1. С. 27]:

- оформившаяся как единое природное целое в процессе функционирования наземной части гидрологического цикла за достаточно длительный период геологического времени и поэтому унаследованная от климатических условий прошлого;

- связанная с системой форм рельефа и ограниченная водораздельной линией;

- вмещающая толщу рыхлообломочных и частично разрушенных горных пород и почвенно-растительный покров;

- имеющая собственную гидрографическую, в том числе речную, сеть и разработанные пути поверхностного и подземного стекания в нее;

- ограниченная устьем главной реки или любой другой точкой, расположенной выше по течению (замыкающий створ).

Размеры речных бассейнов самые разные по площади. Каждый крупный бассейн складывается из более мелких, и так вплоть до элементарных водосборов. Площади последних в зависимости от характера рельефа и природной зоны колеблются в довольно значи-

тельных пределах (0,01–1 км²). Поверхностные стоковые элементы в зависимости от уклона и ландшафта могут изменяться от 10⁻³ до 10⁴ м², подземные могут быть гораздо больше.

Гидрографическая сеть представляет собой разветвленную систему естественных русел стока, имеющих различное строение и протяженность. Верхние звенья ее, как правило, не имеют постоянного водотока (сухие русла, суходолы или балки). Нижележащее звено – речная долина – вмещает в себя речное русло. Реки – постоянные водотоки различных размеров, текущие в разработанных ими руслах. По данным исследований [2. С. 8], суходольная система по протяженности и по своему участию в образовании форм рельефа намного превосходит речную сеть.

Законы строения речных систем, установленные Р.Е. Хортоном и модифицированные А.Н. Штралером заключаются в следующем: водотоки 1-го порядка – неразветвленные, «единичные» русла элементарных водосборов; водотоки i -го порядка, сливаясь, образуют водоток $(i+1)$ -го порядка. Впадение в водоток i -го порядка притоков более низкого ранга не меняет его первоначальный статус по порядку. В качестве меры сложности гидрографической системы принято определять общее число водотоков 1-го порядка (подходы Р.Л. Шрива и А.Е. Шейдеггера). Действительно, вместе с ростом площади бассейна почти непрерывно (но, по сути, квантовано) добавляются потоки 1-го порядка со своими длинами и площадями элементарных водосборов. Оставляя без принципиальных изменений хортонские законы речных уклонов и длин потоков, а также добавленный С.А. Шаммом закон площадей водосборов вместо закона числа потоков Ю.Б. Виноградов [3. С. 124] предложил закон пространственной плотности потоков. Тогда система имеет следующий вид:

1) закон пространственной плотности потоков:

$$\sigma = s(i) / s(i-1); \quad s(i) = s(1) \sigma^{i-1};$$

$$s(1; n) = s(1) (\sigma^n - 1) / (\sigma - 1),$$

где σ – отношение плотностей потоков; $s(1)$ – плотность потоков 1-го порядка, т.е. число последних, приходящихся на единицу площади; $s(i)$ и $s(1; n)$ – то же потоков i -го порядка и порядков от 1-го до n -го;

2) закон длин потоков:

$$\lambda = l(i) / l(i-1); \quad l(i) = l(1) \lambda^{i-1},$$

где λ – отношение длин потоков; $l(1)$ и $l(i)$ – средние длины потоков 1-го и i -го порядков;

3) густота русловой сети – 1-го порядка:

$$\varphi(1) = l(1) s(1);$$

i -го порядка: $\varphi(i) = l(i) s(i) = l(1) s(1) (\lambda \sigma)^{i-1}$;

всех порядков до n -го включительно:

$$\varphi(1; n) = l(1) s(1) [(\lambda \sigma)^n - 1] / (\lambda \sigma - 1);$$

4) закон площадей: $\phi = f(i) / f(i-1)$; i -го порядка:

$$f(i) = f(1) \phi^{i-1};$$

где ϕ – отношение площадей водосборов; $f(1)$ и $f(i)$ – средние площади водосборов потоков 1-го и i -го порядков;

5) закон уклонов:

$$\beta = \operatorname{tg} \alpha(i) / \operatorname{tg} \alpha(i-1); \quad \operatorname{tg} \alpha(i) = \operatorname{tg} \alpha(1) \beta^{i-1};$$

где β – отношение уклонов; $\alpha(1)$, $\alpha(i)$ – средние углы наклона русел потоков 1-го и i -го порядков.

Для исследования структуры гидрографической сети выбраны два района с различными физико-географическими условиями: Средняя Азия и Казахстан, юго-восток Западной Сибири. По результатам типизации рельефа территории Узбекистана [4. С. 42] для целей эрозионного районирования выделены речные долины (заовражено 23 530 км²), озерные впадины и сухие бессточные котловины (3 008 км²), равнины и плато Устюрт (4 376 км²), предгорья и конусы выноса (30 961 км²), низкогорья, останцовые низкие горы и возвышенности низкогорного уровня (12 865 км²), среднегорья (6 866 км²), высокогорья (694 км²). Ландшафтно-геоморфологические условия определяют морфологию эрозионного рельефа и место развития эрозионных процессов.

Из-за своеобразия в расположении горных хребтов Алтая, влияющих на особенности поясности и зональности в распределении метеорологических элементов и климатических характеристик, была выделена Алтайская ландшафтная область, где определена степень селевой опасности [5. С. 36]. Для Алтая характерно наличие обширных межгорных котловин, самыми крупными из которых являются Чуйская и Курайская (в среднем течении р. Чуи). Влияние гор Алтая сказывается, прежде всего, на заметном уменьшении континентальности климата по сравнению с равниной. В западном и северо-западном районах Алтая отмечается общее закономерное увеличение атмосферных осадков (1500–2000 мм/год) с высотой местности (1,5–2,0 км). Иное положение в Юго-Восточном Алтае, в особенности в межгорных котловинах, таких как Укок и Чуйская степь, где выпадает от 100 до 300 мм в год. Объясняется это тем, что межгорные котловины изолированы и не подвержены непосредственному воздействию влажных воздушных масс, переносимых западными ветрами. Напротив, положение межгорных котловин Центрального и Юго-Восточного Алтая таково, что здесь наиболее благоприятные условия для формирования фенов в любое время года. Этим как раз и объясняется большая сухость климата межгорных котловин.

Речная сеть Алтая довольно разветвленная, ее густота в среднем составляет 700–800 км на 1000 км². По своему водному режиму реки питаются, главным образом, талыми снеговыми водами.

Алтай – страна горно-степных, горно-таежных и высокогорных растительности и почв. Граница лесов в северных районах располагается на высотах 1700–1800 м, в Центральном Алтае граница поднимается до 2000–2200 м, а на сухих континентальных участках Чуйских Белков оказывается еще выше – 2300–2400 м. В Юго-Восточном Алтае лесная зона практически отсутствует, и сухие степи межгорных котловин переходят в высокогорные альпийские луга или горную тундру.

На горных склонах Алтая, расчлененных многочисленными руслами рек, встречаются самые разнообразные долины: от теснин и ущелий с отвесно обрывающимися склонами до широких долин, заполненных мощными толщами рыхлых отложений. В высокогорье бассейна Катунь наиболее распространены ущельеобразные долины и долины-троги. В верховьях рек в области ландшафта древние пенеплены имеют черты старости эрозионного цикла. Течение воды в реках сравнительно спокойное, потоки разбиваются на рукава, образуют старицы и всей своей деятельностью напоминают реки равнин. Полуравнинный характер имеют и реки среднегорья в районе широких долин и внутригорных впадин. Среднегорье также в большинстве случаев характеризуется узкими долинами в виде ущелий. Реки, протекающие в подобных долинах, являются типично горными водотоками с большими скоростями течения, каменистыми руслами и различной высоты водопадами.

В качестве селеопасной территории принята площадь селевых бассейнов – горных рек, содержащих селевые очаги или активные стокообразующие поверхности, в которых селевой поток проходит до конуса выноса или неселенной реки, где и прекращает свою деятельность. Селевые бассейны на юго-востоке Западной Сибири по площади разнообразные – от микроселевых (на их долю приходится 35–70% от общего количества бассейнов), представляющих собой водосбор селевого очага (площади 0,1–0,5 км²), до классических, имеющих множество селевых очагов, селевые русла и хорошо выраженный конус выноса. Наибольшие площади таких селевых бассейнов составляют десятки и реже сотни км² (на их долю приходится менее 1%).

Наиболее характерным для эрозионного процесса является его прогрессирующее саморазвитие, а именно: начавшийся по какой-либо линии размыв стимулирует прилив воды в поперечном сечении к этой линии и увеличение глубин и скоростей, что, в свою очередь, усиливает размыв рыхлых грунтов. Наибольшей территориальной эрозионной концентрации отвечает максимум водосборной площади и расхода воды в каждом из створов всех водотоков, слагающих данную систему, чему соответствует максимум интенсивности глубинного врезания всех потоков в бассейне [6. С. 22]. В качестве измерителя территориальной концентрации может послужить среднее, присущее данной русловой системе отношение ширины бассейна к его длине и которое обозначается $\bar{\alpha}$. В начальной стадии эрозионного процесса преобладают более узкие бассейны, и лишь в последующем развитии они расширяются до отвечающих условиям максимальной концентрации

($\bar{\alpha} = 0,5$). По данным исследований [6. С. 25] для 63 бассейнов, расположенных в Заилийском Алатау, $\bar{\alpha} = 0,32$; для 52 бассейнов Джунгарского Алатау $\bar{\alpha} = 0,38$; для 91 бассейна Западной Сибири $\bar{\alpha} = 0,48$. При этом для $\bar{\alpha}$ был получен коэффициент вариации $C_v = 0,54$, а коэффициент вариации показателя числа притоков в системе n -го порядка, вероятно, имеет тот же порядок. Выявлена общая связь между формами бассейна и типом рельефа, которые изменяются во времени и характеризуют возраст объекта. Чем больше эрозионная разработанность рельефа, тем значение $\bar{\alpha}$ ближе к 0,5. По разным районам высокая эрозионная расчлененность почти везде, за исключением очень молодых горных стран и малых форм рельефа, уже достигнута.

Так как пространственная изменчивость эрозионного процесса имеет вероятностный характер, то его зональные значения можно относить лишь к бассейнам определенной (репрезентативной) площади $F_{\text{репр}}$. В условиях Средней Азии по контрасту очень сильно заовраженные территории встречаются довольно редко и занимают сравнительно небольшие площади как относительно площади самого контура, так и в целом по Республике Узбекистан [4. С. 74]: 1) по краю уступов высоких речных террас – 19 км², или 0,2% площади контура; 2) 104 км², или 22,2% площади контура каньонообразных русел рек; 3) 186 км², или 4,5% площади склонов озерных впадин и озерных террас; 4) 143 км², или 17,6% площади чинков плато Устюрт; 5) 12 км², или 1% площади адыров; 6) 17 км², или 3% площади крутых низких гор. Всего же сильно заовраженные территории вместе с категорией от 5 до 10 ед/км² занимают около 0,3% от всей площади, что составляет 1 380 км². В Алтайской ландшафтной области предельно малые площади репрезентативных селевых бассейнов составляют 9–11 км² (средняя высота 1 890–2 400 м над ур. м.) и 5–6 км² (средняя высота 920–1080 м над ур. м.). Здесь в пределах селевых бассейнов соотношение между площадью водосборов селевых рытин и их длиной описывается степенной функцией $l = 0,96 F^{0,67}$ при тесноте связи с эмпирическими данными $R^2 = 0,89$ (см. рис. 1).

По данным исследований [7. С. 138] для центральной части северного склона Заилийского Алатау длина селевых русел (в том числе и временных) пропорциональна площади селевого бассейна в степени 0,76, тогда репрезентативная их площадь составит 9–10 км². Размеры площадей эродированных бассейнов близки к таковым бассейнов соответствующих порядков с очагами рассредоточенного селеобразования (ОРС), которые в суммарном распространении во много раз меньше, чем для бассейнов с очагами локального селеобразования. Так, на Алтае выделена суммарная площадь с очагами рассредоточенного селеобразования в пределах 353 км², или 3,34%, ландшафтной области [5. С. 37]. Причем в бассейне р. Аргут сосредоточено наибольшее количество ОРС (260 км²) – это участки крутых обнажений, имеющих густую и разветвленную сеть борозд, где скапливается рыхлообломочный материал и происходит формирование отдельных микроселевых потоков, обычно объединяющихся потом в единый поток.

Эродированные бассейны характеризуются относительной неустойчивостью форм и процессов, в них происходящих. Положение микроборозд во времени и пространстве не остается постоянным, особенно в период снеготаяния или выпадения интенсивных дождей. Результаты полевых наблюдений в Чуст-Папских адырах показали, что длина микроборозд изменяется от долей до десятков метров в пределах минимальной площади 0,001 км² [1. С. 155; 8. С. 124]. Густота микробороздковой сети на крутых (45–50°), сложенных суглинистыми грунтами склонах составляет 3000–5000 км/км². В мелкозем, слагающем поверхность адыров, содержание частиц размером менее 1 мм составляет 80–90%, а максимальные размеры обломков обычно не превышают 2 см. Зависимость длины основного русла от площади эродированного бассейна р. Гавасай аппроксимирована выражением $l_{oc} = 2,83 F^{0,62}$ [8. С. 124]. В районе Чуст-Папских адыров длины основных тальвегов (русел) в 2 раза превышают таковые для условий Алтайской ландшафтной области и это, по-видимому, связано с различием физико-механических свойств селеформирующих грунтов (рис. 1). В работе [8. С. 131] выявлено, что в результате русловых процессов происходит трансформация гранулометрического состава грунтов: заметно увеличивается содержание крупных обломков (частиц диаметром более 2 мм) от 15% для отложений в руслах бассейнов 1-го порядка до 80% и более в бассейнах 4-го и 5-го порядков. При этом коэффициенты вариации процентного содержания фракций грансостава селеформирующих грунтов ($C_{v,сф}$) изменяются в пределах 0,22–0,68 и грунтов отложений ($C_{v,от}$) в пределах 0,30–0,93. Кривые распределения грансостава селеформирующих грунтов эродированных бассейнов в адырах существенно отличаются от аналогичных кривых для грунтов бассейнов, расположенных в иных физико-географических условиях.

В речных системах коэффициент бифуркации для определенных порядков притоков составляет 4,0–5,5, тогда как для селевых бассейнов при переходе от селевых русел бассейнов 1-го порядка к селевым руслам бассейнов 2-го порядка он достигает 7 [7. С. 138]. Для бассейнов горных рек юго-востока Западной Сибири по морфометрическим характеристикам селевых рытин было определено среднее значение коэффициента бифуркации, равное 6,7 при его изменении в диапазоне от 2,2 до 17,1. В горах и адырах на территории Республики Узбекистан, по нашим оценкам, значение этого коэффициента составляет 5,0 в интервале его изменений от 3,2 до 6,7.

Руководствуясь принципами и рекомендациями по процедуре определения параметров модели гидрографической сети, нами были оценены значения $s(1)$, $l(1)$, $f(1)$, σ , λ , ϕ для типичных эрозионных бассейнов Алтая и западных отрогов Тянь-Шаня. В разных физико-географических условиях предгорной, низко- и среднегорной ландшафтной области плотность потоков на единицу площади закономерно увеличивается до 2–3 по нарастанию порядка эрозионной сети (см. рис. 2).

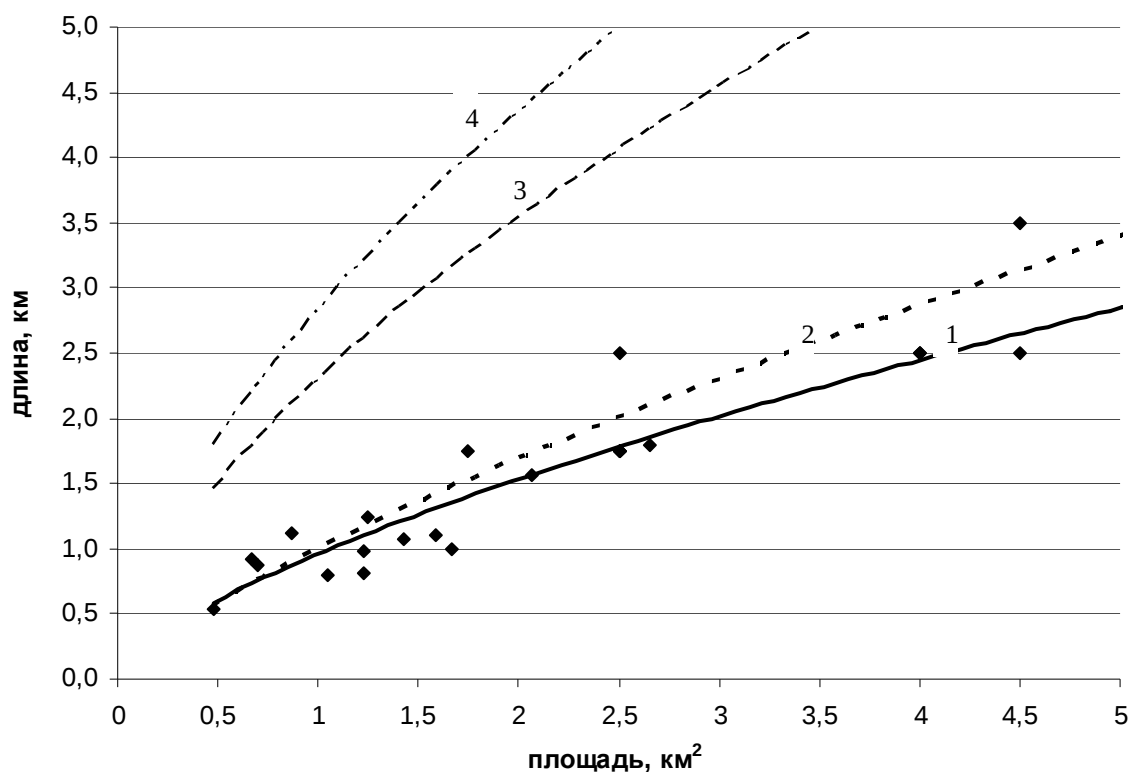


Рис. 1. Взаимосвязь морфометрических характеристик эродированных бассейнов.
1 — Алтайская ландшафтная зона; 2 — северный склон Заилийского Алатау;
3 — Чуст-Папские адыры; 4 — р. Гавасай

Наращение ступеней шкалы порядков объясняется уменьшением частоты встречаемости ареалов с большой плотностью потоков. В бассейне р. Аргут (его средняя абс. высота 2 400 м) отмечается более низкая плотность потоков на единицу площади (см. рис. 2, кривая 4), тогда как для бассейна р. Ануй (абс. высота 970 м) аналогичный показатель значительно выше (примерно в 3 раза). По данным обобщения [5. С. 37] среднее число селевых очагов на 1 000 км² площади составило 166 (в первом случае) и 169 (второй случай), при этом их встречаемость соответственно равна 15,1 и 5,2%, что не противоречит результатам моделирования.

На чинках плато Устюрт встречаются участки с плотностью оврагов всех градаций: практически безовражные территории (занимают большую часть), а локальные районы с сильной заовраженностью 2,33 ед./км² отмечены к югу от м. Актумсык и 0,86 ед./км² к северу от него; 20,4 ед./км² — у ур. Кызылкайыр; 40,9 ед./км² — вблизи г. Кунград и пос. Равшан [4. С. 75]. Западные отроги Тянь-Шаня мало заовражены в пределах высокогорного и среднегорного пояса, но несколько больше — в низкогорном и в зоне предгорий. Так, участки с максимальными значениями плотности оврагов находятся в интервале от 0,53 ед./км² (по южным склонам Гиссарского хребта в долине р. Ховат) до 2,5 ед./км² (южнее гор Байсунтау и на западных склонах Зеравшанского хребта к югу от Пенджикента).

Предел эрозионной расчлененности рельефа может быть охарактеризован средней длиной безруслowych склонов. Для Алтайской ландшафтной области минимальная длина селевых рытвин находится в интервале

0,022–0,108 км (среднегорье, высокогорье) и в интервале 0,150–0,270 км (бассейны рек Ануй, Песчаная и район Телецкого озера). При этом частота появления длины рытвины более 3 км в условиях крутосклонного рельефа примерно в 2 раза выше, чем для относительно пологих склонов в селевых бассейнах. Средняя длина рытвин находится в интервале 1,57–1,79 км (рр. Кокса, Верховье Катунь) и 0,80–1,12 км почти во всех селевых бассейнах. Коэффициент густоты русловой сети довольно высокий для селевых бассейнов рр. Чарыш и Катунь (см. рис. 3., кривые 2 и 5), по сравнению с аналогичными значениями для типичных бассейнов рр. Чуя и Аргут (соответственно кривые 3 и 4).

В условиях Средней Азии территория с густотой оврагов менее 0,1 км/км² занимает около 93%, или 405 219 км² [4. С. 79]. Слабо заовраженные территории занимают 3,8% общей площади, или 16 503 км². Примерно столько же территории (3,6%) относится к заовраженной, к среднезаовраженной — всего 0,6% общей площади, или 2 758 км². К сильно и очень сильно заовраженным относится по 0,1%, или соответственно 266 и 230 км².

По типам рельефа распределение заовраженных территорий по коэффициенту густоты русловой сети аналогично распределению по пространственной плотности потоков с небольшим отличием (рис. 3, кривые 6–9). Пластовое возвышенное плато Устюрт с глинисто-щебнистыми отложениями при высокой плотности потоков на чинках (рис. 2) имеет относительно невысокий коэффициент густоты эрозионной сети 1–3 км/км² (см. рис. 3, кривая 6). Здесь большинство коротких оврагов при высокой частоте их встречаемости. Иная

картина в горной местности, когда увеличивается длина эрозионной сети и уменьшается пространственная плотность потоков. Показатели густоты сети и плотности потоков взаимно дополняют друг друга. При этом при высокой плотности потоков не обязательно должна быть и высокая густота сети. Районы распространения длинных оврагов встречаются гораздо реже, чем районы коротких и частых оврагов [4. С. 82]. Ориентируясь на эти два показателя, плотность и густоту эрозионной сети, можно дать характеристику распространения процесса овражной эрозии.

Большинство методик районирования территории по степени эрозионной и селевой опасности опираются на критерий репрезентативной площади. По мере уменьшения площади бассейна все большее значение приобретают локальные (азональные) факторы (глубина эрозионного вреза русел и степень дренирования подземных вод, наличие карста и другие особенности), которые создают вариации стока относительно зональных характеристик. Потеря гидрологической специфики формирования стока осуществляется уже с площадью порядка $F > F_{\text{репр}}$. Для горных районов прослеживаются хорошие связи мо-

дуля годового стока со средней высотой водосборов. По физическому смыслу зависимость $F_0 \approx F_{\text{репр}}/(ah + 1)$, где a – коэффициент и h – высота местности [9. С. 36]. Для равнинных рек (при $h \rightarrow 0$) $F_0 = F_{\text{репр}}$, а с увеличением высоты водосборов $F_0 \rightarrow 0$, т.е. водосборы становятся «малоинерционными», когда выпавшие жидкие осадки быстро сбрасываются к замыкающему створу.

Анализ распределения площадей водосборов селевых рытин по шкале возрастания порядка русловой сети показал, что в этом направлении наблюдается закономерное уменьшение частоты встречаемости ареалов больших размеров (см. рис. 4). В Алтайской ландшафтной области наибольшие площади 3–4 км² соответствуют 6-му порядку и встречаются реже (менее 10% всех случаев), чем размеры участков менее 1 км² (на их долю приходится 50–90% территории). В бассейнах рр. Чуя и Аргут распределение малых стокообразующих площадей довольно равномерное (рис. 4, кривые 3 и 4), тогда как в бассейнах рр. Ануй и Чарыш наблюдается иная картина частоты встречаемости контуров водосборов за счет эрозионной расчлененности рельефа (кривые 1 и 2).

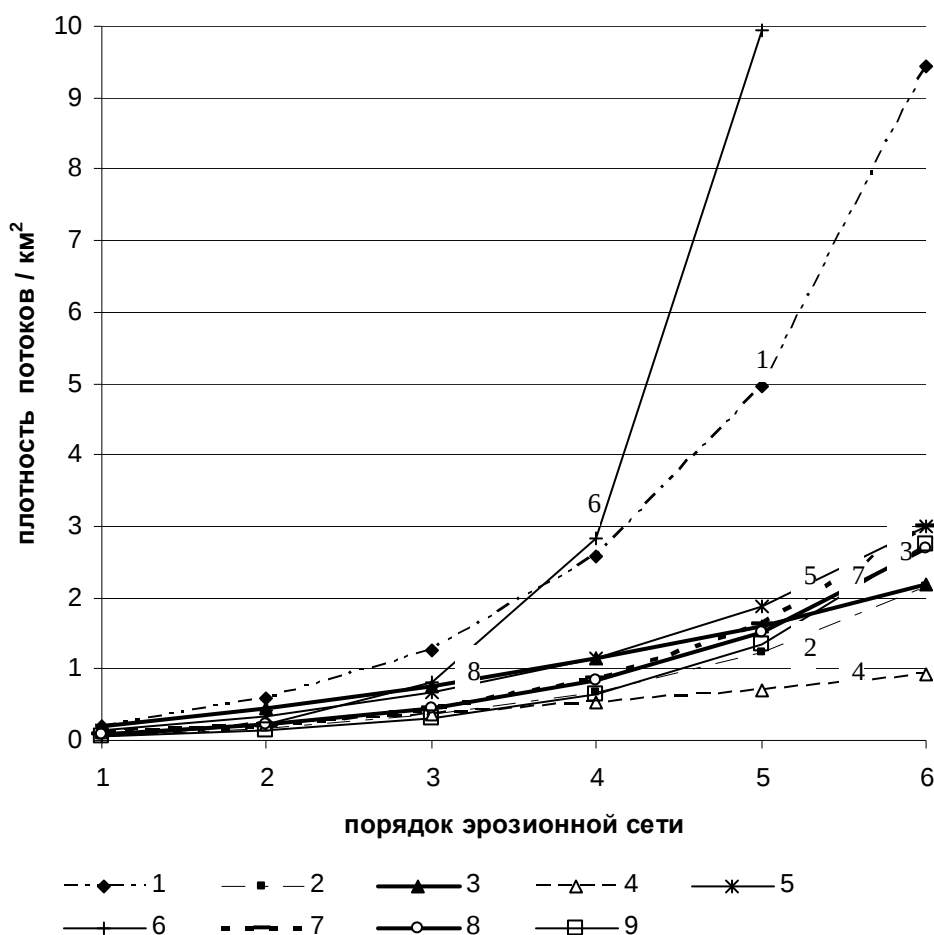


Рис. 2. Смоделированные значения пространственной плотности потоков эрозионных бассейнов различного порядка на Алтае (1–5) и в Средней Азии (6–9). 1 – р. Ануй; 2 – р. Чарыш; 3 – р. Чуя; 4 – р. Аргут; 5 – верховье р. Катуни; 6 – равнины и плато; 7 – предгорья; 8 – низкогорья, останцовые низкие горы и возвышенности; 9 – среднегорья

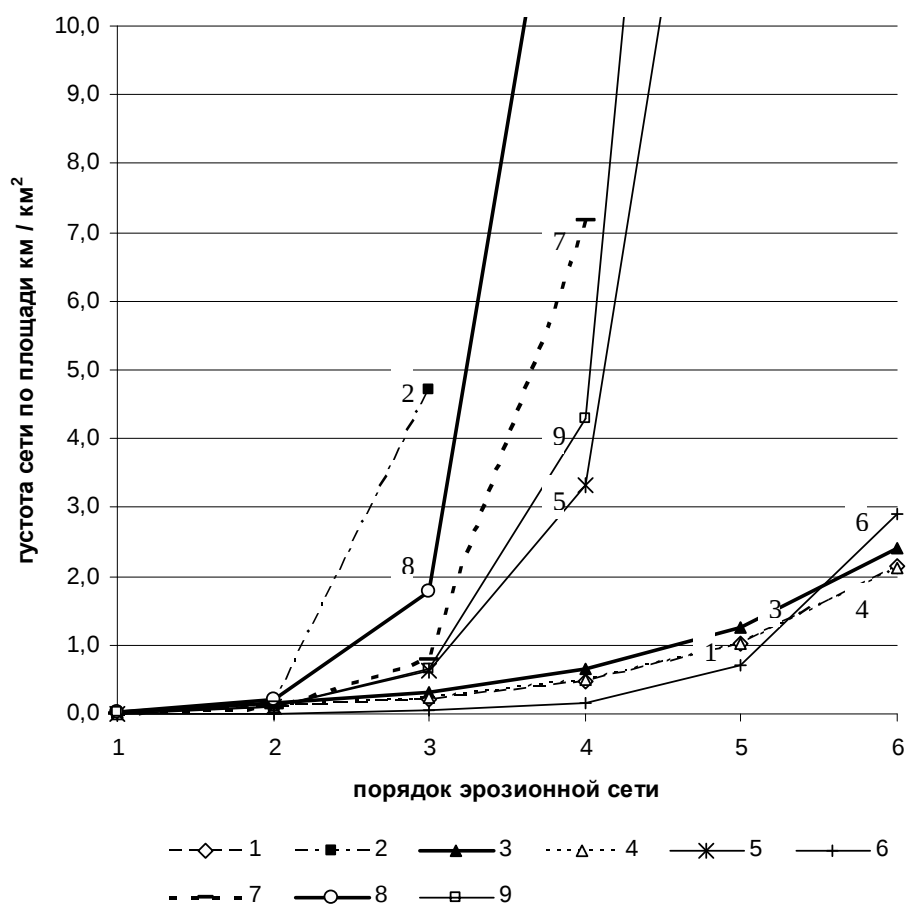


Рис. 3. Смоделированные значения густоты русловой сети на единицу площади эрозионных бассейнов различного порядка на Алтае (1–5) и в Средней Азии (6–9). 1 – р. Ануй; 2 – р. Чарыш; 3 – р. Чуя; 4 – р. Аргут; 5 – верховье р. Катунь; 6 – равнины и плато; 7 – предгорья; 8 – низкогорья, останцовые низкие горы и возвышенности; 9 – среднегорья

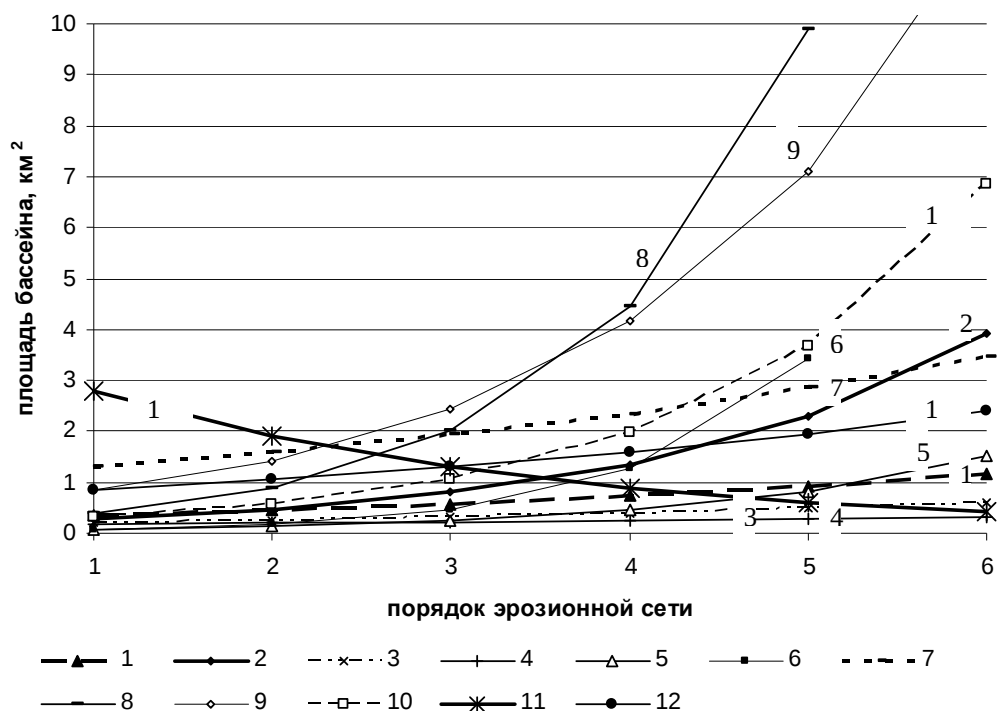


Рис. 4. Смоделированные значения площади эрозионных бассейнов различного порядка на Алтае (1–5) и в Средней Азии (6–12). 1 – р. Ануй; 2 – р. Чарыш; 3 – р. Чуя; 4 – р. Аргут; 5 – Верховье р. Катунь; 6 – равнины и плато; 7 и 8 – предгорья; 9 и 10 – низкогорья, останцовые низкие горы и возвышенности; 11 и 12 – среднегорья

В среднегорном поясе горных систем Средней Азии нарушение закономерности в распределении площади овражно-балочной сети (рис. 4, кривые 11 и 12) позволяет установить типичные размеры контура участка, равного 1,2 км², который соответствует 3-му порядку эрозионной сети. Для определения в бассейне количества и длин потоков разного порядка соответствующие значения плотности потоков и густоты русловой сети достаточно умножить на площадь бассейна.

Число притоков с определенными водосборными площадями зависит от модуля среднегодового стока [6. С. 32]:

$$m = \frac{(f_b - f_a) Q_0}{f_b f_a 3 M},$$

где M – средний модуль среднегодового стока для бассейнов размерами от f_a до f_b ; Q_0 – суммарный среднегодовой сток с данного бассейна.

Разработанная методика оценки морфометрических характеристик эродированных бассейнов и площадей стокообразующих поверхностей позволяет создать модель статистически однородной гидрографической сети и использовать ее параметры для целей обоснования тенденций трансформации типов рельефа и прогнозирования пространственно-временных изменений эрозионной и селевой опасности.

Применяя технологии моделирования процессов формирования стока и эрозии [1. С. 119; 3. С. 126], оценки разрушительной силы природных катастроф и эколого-экономического риска [10. С. 278], появляется реальная возможность раскрыть механизмы саморегулирования и саморазвития территории на основе учета взаимодействия факторов гидросферы и литосферы, атмосферы.

ЛИТЕРАТУРА

1. Виноградов Ю.Б., Виноградова Т.А. Современные проблемы гидрологии: учеб. пособие. М. : Издательский центр «Академия», 2008. 320 с.
2. Сурмач Г.П. Водная эрозия и борьба с ней. Л. : Гидрометеиздат, 1976. 254 с.
3. Виноградов Ю.Б. Математическое моделирование процессов формирования стока. Опыт критического анализа. Л. : Гидрометеиздат, 1988. 312 с.
4. Нигматов А.Н. Геоэкологические аспекты заовраженности и техногенной нарушенности земель Узбекистана. Ташкент : Изд-во НУУз, 2005. 240 с.
5. Виноградов В.А., Кошинский С.Д., Таланов Е.А. Атмосферные осадки и сели юго-востока Западной Сибири. М. : Гидрометеиздат, 1987. 148 с.
6. Курдюмов Л.Д. Закономерности эрозионно-аккумулятивного процесса. Л. : Гидрометеиздат, 1977. 128 с.
7. Мочалов В.П., Калашникова Е.Н. Косвенные показатели селеопасности территории // КазНИИ Госкомгидромета. Сб. 10: Селевые потоки, 1988. С. 133–149.
8. Мочалов В.П., Шевырталов Е.П., Виноходов В.Н. Некоторые результаты исследований формирования селей в адырном поясе Ферганской долины // КазНИИ Госкомгидромета. Сб. 10: Селевые потоки, 1988. С. 122–132.
9. Коваленко В.В., Пивоварова И.И. Оптимизация режимной гидрологической сети на основе стохастической модели формирования речного стока. СПб. : Изд-во РГГМУ, 2000. 42 с.
10. Таланов Е.А. Региональная оценка эколого-экономического риска от водной эрозии и селей. Алматы, 2007. 352 с.

Статья представлена научной редакцией «Науки о Земле» 5 сентября 2013 г.