

А.А. ЧИСТЯКОВ

ГОРНЫЙ
АЛЛЮВИЙ



А. А. ЧИСТЯКОВ

ГОРНЫЙ АЛЛЮВИЙ

2492



МОСКВА
«НЕДРА»
1978



Чистяков А. А. Горный аллювий, М., «Недра», 1978, 287 с.
с ил.

На примере рек Кавказа, Средней и Южной Азии в работе рассматриваются особенности формирования и строения горного аллювия в зависимости от гидродинамических и геологических условий, выделяются его главные фации и прослеживается характер их изменения в основных геоморфологических областях: горной, предгорной, подгорноравнинной и дельтовой, а также на реках разных порядков. Даются рекомендации об использовании фациального анализа горного и подгорноравнинного аллювия при поисках полезных ископаемых аллювиального генезиса, неотектонических, палеогеографических и структурно-геоморфологических исследованиях.

Книга рассчитана на геологов, занимающихся изучением четвертичных отложений, россыпей и инженерно-геологическими изысканиями.

Табл. 5, ил. 78, список лит. — 274 назв.

ВВЕДЕНИЕ

Аллювий — один из наиболее широко распространенных генетических типов континентальных отложений, встречающийся в осадочных формациях любого геологического возраста. Особенно велика его роль в строении четвертичных отложений, где он составляет речные террасы и обширные аллювиальные равнины. Речные террасы, протягивающиеся на большие расстояния, часто являются основными реперами для стратиграфического сопоставления разрезов континентальных четвертичных отложений, расположенных далеко друг от друга. В строении аллювия и речных террас, как правило, достаточно четко отражаются новейшие тектонические движения и изменения климата прошлого. Изучение аллювиальных отложений имеет большое практическое значение при поисках месторождений россышных полезных ископаемых и рыхлых строительных материалов, а также при инженерно-геологических изысканиях под гидротехнические сооружения. Поэтому геологическая деятельность рек и аллювиальные отложения с давних времен привлекали внимание многих исследователей.

В первую очередь началось изучение аллювия равнинных рек, как наиболее распространенного и легкодоступного объекта, привлекавшего внимание многих геологов. Из классических работ русских ученых следует отметить исследования В. В. Докучаева, В. Н. Никитина и А. П. Павлова, касавшиеся в основном геоморфологического аспекта проблемы. Среди более поздних работ несомненный интерес представляет учение о пойме равнинных рек, разработанное В. Р. Вильямсом и получившее дальнейшее развитие в трудах Р. А. Еленевского.

Однако собственно изучение особенностей формирования и строения аллювия начинается с 30—50-х годов XX века. В 1938 г. выходит работа Ю. А. Билибина по геологии россыпей, в которой содержится много новых оригинальных данных по аллювиальным отложениям и развитию речных долин на примере рек Северо-Востока СССР. Несколько позже появились работы Н. И. Николаева, Г. И. Горецкого, Г. Ф. Мирчинка и Е. В. Шанцера, которые позволили выделить основные фации равнинного аллювия в зависимости от гидрологической обстановки в русле и на пойме. Среди этих работ наибольшее значение имеет монография Е. В. Шанцера [216], в которой впервые детально разработана принципиальная схема строения аллювия равнинных рек умеренного пояса и сделана попытка решения основных вопросов восстановления движений земной коры и климата более ранних геологических эпох по строению аллювиальных свит.

В это же время В. В. Ламакин [104 и др.] развил представления о динамических фазах аллювия, показав, что аллювиальные

отложения, формирующиеся в различные стадии развития рек, отличаются особенностями фациального строения и формами залегания. Он назвал аллювий, образующийся в стадии врезания, — инстративным, в стадии равновесия — перстративным, в стадии аккумуляции — констративным.

Появляется значительное число работ, описывающих гидрологию рек, движение наносов [2, 170, 33, 27 и др.], а также эрозионные и русловые процессы [112 и др.].

В последующие годы представления Е. В. Шанцера о строении равнинного аллювия были дополнены работами Ю. А. Лаврушина, отметившего ряд особенностей формирования аллювиальных отложений в условиях субарктического пояса и степной зоны, А. А. Лазаренко, детально изучившего литологию аллювия Днепра, Десны и Оки, и многих других исследователей.

Весьма интересные данные о дифференциации осадков в современном аллювии и изменениях строения аллювиальных отложений под влиянием неотектоники содержатся в работах Б. С. Лунева. Огромное значение в изучении равнинного аллювия имеют монографии Г. И. Горецкого, в которых отражены исследования великих прарек Русской равнины. Сведения об аллювиальных отложениях приводятся в трудах Н. М. Страхова и Д. В. Наливкина.

Аллювий горных рек и закономерности его формирования по сравнению с равнинными изучены слабо. Объясняется это трудностями, которые встают перед гидрологами, наблюдающими за режимом бурных горных потоков, а также видимым однообразием валунно-галечниковых толщ, слагающих горный аллювий. Даже в сводных работах, рассматривающих особенности руслового режима рек различного типа [27, 112 и др.], горным рекам обычно отводится одна-две страницы, что связано с недостатком соответствующих сведений. Только в последние годы появилось несколько обобщающих работ по гидродинамическому режиму и наносам горных рек [14, 9, 46, 174, 175, 57, 122, 44, 86 и др.]. Дальнейшее развитие получает изучение русловых процессов на горных реках, неразрывно связанных с формированием аллювия [191, 24, 53, 188 и др.].

Противопоставляя горный аллювий равнинному, Е. В. Шанцер [216, 217, 218] отмечает, что он практически сложен только русловыми галечниками и валунами и его малая выразительность затрудняет объективную оценку значимости отдельных деталей строения как показателей обстановки накопления. Он также указывает, что в горном аллювии иногда появляются крупные линзы гравия и даже песков, отлагавшихся в заводях и полузаброшенных рукавах русла, а в отдельных местах накапливаются достаточно мощные горизонтально-слоистые песчано-глинистые осадки полуозерного типа, связанные с временными обвальными подпрудами горных долин.

Н. П. Васильковский [26 и др.], устанавливая объем и содержание терминов «делювий», «пролювий» и «алювий», к аллювию

отнес отложения постоянных естественных водотоков или существующих по крайней мере в течение большей части года. Он отметил, что в горных долинах паводковые воды при выходе на галечниковую пойму обычно не заливают ее сплошным слоем воды, а протекают по ней многочисленными руслами, постоянно меняющими свое направление. Вследствие этого горные реки не отлагают больших толщ пойменного аллювия. Н. П. Васильковский указал также на возможность подразделения аллювия в зависимости от геоморфологических условий на аллювий горно-долинный, равнинный, субаэральных и субаквальных дельт.

Н. М. Решеткина [153] в горных реках Средней Азии выделила пойменную фацию, представленную супесями, суглинками и глинами сравнительно небольшой мощности, и русловые галечники.

Ю. А. Скворцов отмечает, что если русловые аллювиальные отложения постоянно или большую часть года находятся под водой, то пойменные покрыты водой лишь немногие дни, а все остальное время года они формируются в условиях субаэрального режима. Поэтому он относит пойменный аллювий, как и пролювий конусов выноса, к субаэральным отложениям. Развивая учение о формировании речных террас и эрозионно-аккумулятивных циклах, Ю. А. Скворцов установил возможность накопления современного аллювия на разновозрастных геоморфологических уровнях, особенно в долинах притоков.

В. И. Попов в своих трудах по литологии кайнозойских моласс Средней Азии охарактеризовал фациальные пояса горных поднятий и тектонических равнин, которые подразделяются на ряд зон. Большой интерес представляет выделение им в пределах пояса подгорных вееров выноса веерно-обломочной, веерно-мелкоземистой и веерно-застойной фациальных зон, характеризующихся специфическими комплексами осадков.

Интересные данные о литологических особенностях среднеазиатских моласс имеются в работах Н. И. Гриднева [41 и др.], Н. И. Зудиной [62] и О. К. Чедия [195].

Монографий, отражающих условия формирования и строение горного аллювия, пока еще очень мало. Первая попытка наметить специфические фации горного аллювия была сделана автором настоящей работы в 1959 г. на примере р. Зеравшан. В зависимости от гидродинамических условий накопления в горном аллювии были выделены четыре основные фации: русловая, горнопойменная, подпруживания и природных экранов [200]. В последующих работах выдвинутые положения получили дальнейшее развитие и претерпели некоторые изменения [203, 204, 109 и др.].

Б. К. Лузгин [108] охарактеризовал четвертичные молассы Копетдага и фации горного аллювия для региона с резко аридным климатом.

Описывая строение четвертичных аллювиальных отложений горных областей Сибири, И. С. Рожков [155, 156] горный аллювий подразделил на три фации: 1) пойменную, отлагающуюся

из взвешенных наносов и представленную глинами, илами, суглинками, супесями, мелко- и среднезернистыми песками; 2) русловую, образующуюся из влекомых наносов и сложенную грубозернистыми песками, гравийниками и галечниками иногда с валунами; 3) донную, формирующуюся из наносов, перемещаемых по дну волочением, и состоящую из глинисто-песчаных галечников со щебнем, валунами и глыбами.

Н. П. Костенко [91 и др.], анализируя особенности строения четвертичных отложений горных долин Средней Азии, указывала на существенные различия условий питания аллювия обломочным материалом в различных геоморфологических зонах. В связи с этим она предположила следующие фации, или генетические подтипы, горного аллювия, закономерно сменяющие друг друга в продольном профиле транзитных горных рек: моренно-аллювиальные, солифлюкционно-аллювиальные, гравитационно-аллювиальные, фанлювиально-аллювиальные и пролювиально-аллювиальные.

Весьма интересные данные об условиях формирования и типах разрезов инстративного, перстративного и констративного аллювия в горных долинах Кавказа и Карпат приводятся А. В. Кожевниковым [82, 83, 84 и др.]. Он также указывает на возможность выделения в горном аллювии особой селевой фации, относя к ней отложения селевых потоков различных типов. Важным является вывод А. В. Кожевникова об аллювиальном происхождении покровных предгорных суглинков.

Н. В. Горбачев [38] на примере рек Северного Кавказа (Баксан и др.) показал возможность захоронения отдельных останцов покровных суглинков в более молодых аллювиальных отложениях, а также выделил пойменные песчаные отложения, залегающие на русловых галечниках.

Интересные данные о некоторых особенностях строения и характера накопления аллювия многорукавных русел в предгорной зоне на небольших участках притоков Роны — Дюранс и Ардеш, а также притока Юкона — Донджек приводятся в статьях Д. Дугласа [246], П. Вильямса и Б. Раста [274].

И. П. Карташов [77 и др.] на примере горных и полугорных рек Северо-Востока СССР развил и несколько изменил концепцию В. В. Ламакина о динамических фазах аллювия. К перстративной и констративной динамическим фазам он относит не весь аллювий, слагающий поймы соответствующих стадий развития, а только тот, который формируется в течение этих стадий. Следовательно, к констративному аллювию И. П. Карташов относит только верхние горизонты аллювия констративных пойм, залегающие на перстративном или инстративном аллювии. Перстративный аллювий возникает в результате перемыва верхних горизонтов констративного аллювия (если равновесие сменяет стадию аккумуляции) или аллювия нормальной мощности, сформированного при переходе от врезания к равновесию. Нижние горизонты аллювия нормальной мощности, сохраняющиеся от перемыва, выделяются

И. П. Карташовым в плотиковый аллювий, рассматривающийся как отложения еще одной динамической фазы — субстративной.

Следует отметить, что некоторые вопросы строения и формирования горного аллювия затрагиваются в работах по геологии россыпей [12, 166, 219, 100, 194, 221, 74 и др.]. Однако они в основном касаются восточных районов нашей страны, характеризующихся целым рядом специфических особенностей накопления аллювиальных отложений.

Краткий обзор работ по горному аллювию показывает, что к настоящему времени закономерности его строения и формирования изучены еще далеко не полно. Малая же выразительность горного аллювия по сравнению с равнинным во многом явление кажущееся.

Внимательное изучение слоистости, изменений механического состава, мощностей валунно-галечных толщ и рельефа их поверхности с учетом гидрологических данных позволяет дать довольно подробную фациальную характеристику горного аллювия и, как следствие этого, выявить основные закономерности его формирования.

Аллювий горных рек изучался автором на таких крупных транзитных реках, как Зеравшан, Сырдарья, Вахш, Чаткал, Тар, Чу, Карадарья, Пяндж, Памир, Мургаб, Брахмапутра, Инд и др. в Средней и Южной Азии; Терек, Кубань, Кума, Сулак, Баксан, Арагви, Асса и др. на Кавказе, а также на некоторых притоках перечисленных речных артерий. Проведенные исследования показали, что представление о монофациальности горного аллювия оказывается верным лишь в самом широком плане при сравнении горного аллювия с равнинным. Несмотря на монофациальность горному аллювию свойственна очень большая пестрота гранулометрического состава — от огромных валунов до тонких пелитовых фракций. Это связано с большим разнообразием и резкой сменой фациальных обстановок, в которых происходит формирование горного аллювия на каждом отдельно взятом отрезке речного русла.

Реки горных областей, за немногими исключениями, представляют собой быстрое течение [112] или бурные потоки, для которых характерно вихревое движение воды с очень сложной системой завихрений и водоворотов, быстро меняющихся во времени и по потоку. Горные водотоки часто оказываются сверхбурными, характеризующимися тем, что однажды возникшая в таком потоке волна, перемещаясь вниз по руслу, не затухает, а увеличивается по амплитуде [78]. В связи с этим горные реки обладают огромной транспортирующей способностью. Содержание наносов в паводок на горных реках может достигать 50—60 кг/м³, когда они практически становятся селевыми потоками, а на реках равнинных их содержание всего 1 кг/м³.

Живая сила бурных потоков во много раз больше обычных, поэтому в руслах горных рек накапливаются не песчаные, а галеч-

никовые и валунные отложения. В отличие от равнинного формирования горного аллювия во многом зависит от геолого-геоморфологического строения речных долин и вертикальной климатической зональности. Условия формирования аллювия в одной и той же горной реке существенно меняются при переходе из одной геоморфологической области в другую. В строении террас горных рек часто принимают участие и отложения неаллювиального генезиса (склоновые, пролювиальные и т. п.), что не характерно для равнинных речных террас.

Основной задачей настоящей работы является выделение фаций горного аллювия по условиям их формирования в зависимости от гидрологических и геолого-геоморфологических факторов. Вторая не менее важная задача — выявление закономерностей изменения фаций в основных геоморфологических областях и в реках разных порядков. Третья задача — определение роли фациального анализа горного аллювия при поисках месторождений полезных ископаемых аллювиального генезиса, изучении новейшей тектоники горных стран при инженерно-геологических и структурно-геоморфологических исследованиях.

Термин «фа́ция» используется автором в понимании Г. Ф. Крашенинникова [95] и Е. В. Шандера [218]. В соответствии со взглядами этих исследователей под *фа́цией горного аллювия* подразумевается *реально существующий комплекс отложений, отличающийся составом и гидродинамической обстановкой накопления от соседних аллювиальных отложений того же возраста*. Отдельные фации по некоторым характерным особенностям состава отложений и условий формирования могут быть подразделены на субфации.

В горной области преобладающее развитие имеет русловой аллювий, формирующийся за счет отложения влекомых наносов бурными водотоками в узких долинах. В зависимости от обстановки накопления он может быть подразделен на ряд фаций: стрежневую, прибрежную, плёсов, перекатов, различных протоков, русловой отмостки, побочной, кос, островов и т. д. Литологически русловой аллювий представлен главным образом валунами и галечниками различной крупности.

Пойменный аллювий по сравнению с русловым в горной области имеет подчиненное значение, однако на многих реках встречается довольно часто. Его формирование происходит на поверхности поймы под значительным влиянием растительного покрова при относительно слабом течении (в более спокойной по сравнению с руслом гидродинамической обстановке) в результате отложения как влекомых, так главным образом и взвешенных наносов. По литологическому составу это преимущественно песчано-гравийно-мелкогалечные и реже суглинисто-супесчаные отложения.

Ряд специфических фаций, характерных только для горных рек, образуется под воздействием различного рода перемычек, перегородаживающих горные долины. К ним относится фа́ция подпружи-

вания, формирующаяся перед перемычками, где течение рек замедляется и образуются относительно спокойные условия для осадений влекомых и мелких взвешенных наносов, а также фация природных экранов, располагающаяся уже за препятствиями и характеризующаяся примерно сходной гидродинамической обстановкой. Представлена она также преимущественно песчано-гравийными отложениями, часто с четкой наклонной или горизонтальной слоистостью.

К горным рекам в степени, по крайней мере, не меньшей, чем к равнинным, применимо учение о динамических фазах аллювиальной аккумуляции, разработанное В. В. Ламакиным [104]. И это естественно, так как подвижность земной коры в пределах горных сооружений в целом значительно выше, чем на равнинах. Подразделение аллювия по фазам аккумуляции во многом способствует правильному пониманию условий формирования отложений в разных частях горных долин. Известно, что инстративная фаза характеризует участки, либо интенсивно поднимающиеся, либо при равных тектонических условиях сложенные более трудно размыаемыми породами. Перстративная фаза отвечает равновесному состоянию, когда аккумуляция аллювия зависит только от гидродинамического режима самого потока. Это создает возможность переотложения материала. Наконец, констративный тип накопления аллювия характерен для районов тектонического опускания и для участков долин, куда в изобилии поступает обломочный материал, с которым река не в состоянии справиться. Нередко эта особенность режима реки бывает вызвана как раз относительным опусканием того или иного участка долины, но в ряде случаев может быть следствием условий питания потока обломочным материалом или особенностей гидрологического режима.

Опыт фациального анализа аллювия рек Кавказа, Средней и Южной Азии показал, что перечисленные выше основные фации и динамические фазы могут быть выделены во всех без исключения горных долинах. Однако в зависимости от геоморфологии долин, условий питания рек и многих других причин распределение их в пределах русел оказывается различным.

Реки горных областей по характеру формируемых ими аллювиальных отложений можно подразделить на три основные группы [204]. К первой группе относятся «пассивные» реки, не формирующие сколько-нибудь существенных аллювиальных накоплений. Они представляют собой мелкие водотоки притоков второго, а чаще третьего и более высоких порядков или верховья небольших речек и обычно текут в узких V-образных, реже U-образных долинах. Эти мелкие потоки с небольшими расходами воды не в состоянии перерабатывать поступающие в долины со склонов гравитационные отложения и часто даже текут внутри них, образуя подземные водотоки. Их роль сводится только к слабой окатке щебнисто-глыбового материала осыпей почти без переотложения.

Верховья многих высокогорных долин загромождены моренами древнего и современного оледенения, по поверхности которых, а часто и внутри их текут мелкие потоки, вымывающие из них мелкоземистый материал и окатывающие ледниковые валуны. По классификации В. В. Ламакина, горные реки первой группы формируют только перлювиальные отложения и зачаточный инстративный аллювий, которые можно рассматривать как переходные образования между собственно аллювиальными отложениями, с одной стороны, и гравитационными и ледниковыми — с другой.

Ко второй группе горных рек относятся уже более значительные по своим расходам потоки, которые могут полностью перерабатывать поступающий в их долины обломочный материал преимущественно гравитационного или пролювиального и реже гляциального происхождения. Обычно они представляют собой притоки первого, реже второго порядка, текущие в узких ущелистых долинах с нетеррасированными склонами. Пойма у них практически отсутствует, и лишь в немногих местах в руслах прослеживаются отдельные мелкие острова, косы и побочки. Горные реки второго типа, как правило, находятся в стадии врезания и формируют только грубообломочный валунно-галечниковый русловой аллювий. Примерами такого типа рек могут служить приток Терека р. Армхи, притоки Зеравшана — Кштут, Фандарья, Шинг и т. п.

Реки первой и второй групп весьма характерны для средневысотных гор, в которых отсутствует современное оледенение и жидкий сток невелик. В качестве примера можно привести реки хр. Каратау, почти все относящиеся к этим двум группам. Слабые водотоки рек первой группы в хр. Каратау только слегка окатывают русловой материал, поступающий со склонов, на месте почти без переложения. Перемещение обломочного материала в руслах этих рек происходит главным образом во время паводков и на короткое расстояние.

Третья группа представлена крупными горными реками (Терек, Зеравшан и т. п.) с наибольшими расходами воды (до 500 м³/с и более). Для таких рек характерны хорошо разработанные долины с широко развитыми цикловыми террасами четвертичного, а местами и более древнего возраста. Террасы часто несут аккумулятивный покров значительной мощности (иногда до 100 м и более). В долинах рек третьей группы имеются участки поймы, на которых формируется пойменный аллювий.

Крупные горные реки являются особенно благоприятным объектом для выяснения общих закономерностей формирования горного аллювия, являющихся основой всех остальных вариантов этого процесса; их своеобразие обусловлено местными специфическими условиями конкретного района.

Фациальная дифференциация горного аллювия зависит от многих факторов, которые должны быть тщательно проанализированы. Аллювий представляет собой отложения русловых потоков, по-

этому гидродинамические факторы играют решающую роль в его образовании. Кроме того, существенное влияние на формирование горного аллювия оказывают геолого-геоморфологические особенности строения долин и, в частности, разнообразие перемычки, нередко являющиеся местными базисами эрозии. В связи с этим в первой главе рассматриваются главные факторы, влияющие на формирование аллювия горных рек. В следующих главах охарактеризованы закономерности строения и особенности накопления аллювиальных отложений в горной, предгорной и подгорно-равнинной областях. В последней части показано значение фациального анализа горного аллювия для изучения новейшей тектоники и истории развития речных долин горных стран, а также при поисках россышных месторождений, строительных материалов, структурно-геоморфологических и инженерно-геологических исследованиях.

ОСНОВНЫЕ ФАКТОРЫ, ВЛИЯЮЩИЕ НА ФОРМИРОВАНИЕ АЛЛЮВИЯ ГОРНЫХ РЕК

1. ВЫСОТНАЯ КЛИМАТИЧЕСКАЯ ЗОНАЛЬНОСТЬ ГОРНЫХ СТРАН И СВЯЗАННЫЕ С НЕЙ ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ СТРОЕНИЯ РЕЧНЫХ ДОЛИН

а. Высотная климатическая зональность

В отличие от равнин в горах климатические зоны с различным характером питания водотоков сближены и сменяют друг друга на коротких расстояниях. В связи с тем, что средняя годовая температура с увеличением высоты на 1 км падает в среднем на 5—6°, в горах на сравнительно коротком интервале по вертикали можно наблюдать климатические зоны, которые на поверхности земного шара сменяют друг друга в меридиональном направлении только на расстоянии многих сотен километров.

В зависимости от размера река может либо целиком уместиться в пределах одной климатической зоны, либо будет пересекать несколько зон. Вследствие этого меняются типы питания реки, расходы воды и наносов. Так, для Тянь-Шаня Б. А. Федорович [183] предлагает выделять четыре высотно-геоморфологических пояса, в пределах которых долины резко отличаются по своему облику, характеру питания формирующих их рек и по роли всех сопутствующих современных геологических процессов: 1) нижний пояс (внеледниковый); 2) средний пояс (древних оледенений); 3) высокий пояс (молодых оледенений); 4) высший пояс (современного оледенения и вечных снегов). Как правило, чем больше высотных поясов пересекает горная река, тем более она многоводна и тем более способна к эрозивной и аккумулятивной деятельности.

б. Основные геоморфологические зоны

По особенностям формирования современного аллювия в крупных транзитных горных реках можно выделить пять основных геоморфологических зон: ледниковую, или троговую, горную (теснин и ущелий), предгорную, подгорноравнинную и дельтовую.

В ледниковой зоне горные долины представляют собой типичный молодой трог, протягивающийся от края современного ледника до конечных морен последнего верхнеплейстоценового оледенения на расстояние, редко превышающее 10—20 км. Большая ширина днища троговой долины, несмотря на крутые продольные профили, обычно вызывает распластывание потока, вытекающего из современного ледника, с расчленением его на множество проток

и значительную аккумуляцию аллювиальных отложений. Глубинная эрозия для ледниковой части горных долин не характерна, и глубина врезов потоков в поверхность поймы, как правило, не превышает 1,5—2 м. На поверхности поймы местами прослеживаются останцы моренных отложений. Надпойменные террасы здесь обычно отсутствуют.

Основное питание аллювия обломочным материалом в троговых частях горных долин происходит за счет наложения непосредственно на поверхность поймы конусов выноса притоков, осыпных и солифлюкционных отложений склонов, а иногда и морен боковых ледников. Часто с поймой сопрягаются плащеобразные накопления солифлюкционно-осыпных отложений, при формировании которых помимо простого механического скатывания и сползания обломочного материала вниз по склону существенную роль играют процессы солифлюкции [204, 202, 91]. В литологическом составе этих отложений весьма существенную роль играет мелкоземистый материал, образующийся в результате морозного выветривания и разрушения моренных и псевдоморенных отложений, богатых мелкоземом. На пологих склонах нередко встречаются каменные потоки, или курумы.

При размыве моренных и солифлюкционных отложений взвешенные наносы горных потоков, особенно во время весенне-летних паводков, обильно обогащаются мелкими пылеватыми частицами, часть которых может накапливаться на широких поймах троговых долин.

Ниже ледниковой располагается горная часть долин, имеющая значительно большую протяженность и характеризующаяся интенсивной глубиной эрозией. Она представляет собой типичную узкую эрозионную и эрозионно-аккумулятивную долину V- или U-образной формы с крутыми склонами, где значительные расширения с поймой и широко развитыми террасами («частные впадины», по Н. П. Костенко [90]) чередуются с узкими ущельями («перемычки», по Н. П. Костенко [90]), глубоко (до нескольких сот метров) врезанными в коренные породы.

Чередование сужений и расширений горных долин, как правило, вызвано дифференцированными новейшими тектоническими движениями часто по активным разломам, а также нередко обусловлено литологическим составом или структурными особенностями коренных пород.

Для горной части долин характерны многочисленные террасы чаще всего эрозионно-аккумулятивного типа. Конусы выноса мелких притоков в большинстве случаев раскрываются на поверхности террас и только более крупные их прорезают и выносят обломочный материал непосредственно в русло или на пойму. Террасы также часто являются базами для осыпных конусов накопления, но на узких участках перемычек осыпи различных типов нередко достигают русла реки, питая ее грубым обломочным материалом. Современные солифлюкционные отложения

для этой части долин не характерны. Однако они встречаются в виде реликтовых образований, как правило, приуроченных к склонам древних трогов и каров.

При размыве конусов выноса притоков, древних террас и осей в горной части происходит обильное поступление грубого обломочного материала в русло, что приводит к значительному увеличению расходов влекомых наносов. В отличие от троговой части поступление мелкоземистого материала в реки здесь обычно невелико.

Большую роль в питании аллювия горной части долин обломочным материалом как наиболее крупным, глыбовым, так и тонким, мелкоземистым, играют различного типа сели (жидкие, вязные и т. п.), которые могут достигать русла главной реки или образовывать конусы выноса на поверхности пойм и надпойменных террас. Сели нередко перегораживают горные долины, образуя своеобразные перемычки.

При выходе в предгорную зону строение долин горных рек резко меняется. Продольные профили становятся значительно положе, глубина врезов русел уменьшается, склоны долин выглаживаются, а днища расширяются. Эрозионные террасы горной части, постепенно снижаясь, переходят в эрозионно-аккумулятивные и аккумулятивные. Пойма прослеживается уже не в виде небольших изолированных участков в расширениях долин, а имеет почти сплошное распространение вдоль современных русел. Она резко сужается или совсем исчезает только на отдельных участках перемычек, обусловленных локальными новейшими поднятиями. Если в горной части долин ведущим процессом является эрозия, то в предгорной в связи с резким сокращением динамической силы потоков вследствие значительного уменьшения уклонов продольных профилей и фуркации русел на многочисленные мелкие рукава возрастает роль аккумулятивных процессов, которые постепенно начинают преобладать над эрозионными. В питании аллювия обломочным материалом основную роль здесь играют пролювиальные и делювиальные отложения, накапливающиеся на поверхности низкой или высокой пойм и размываемые паводковыми водами. Довольно редко, главным образом на узких участках долин в пределах перемычек, пролювий и делювий попадают непосредственно в русло. Влекомые и взвешенные наносы формируются также и за счет размыва и переотложения более древних аллювиальных отложений. Питание наносов за счет различного рода осей, весьма характерного для горной части, в предгорьях практически не происходит. Роль селевых выносов также значительно уменьшается.

Следует отметить, что условия формирования аллювия в крупных межгорных впадинах весьма сходны с предгорной зоной и потому отдельно не рассматриваются.

В пределах предгорных равнин долины горных рек уже мало чем отличаются от долины равнинных рек. Здесь развиты только

аккумулятивные террасы вложенного или наложенного типа и обширная пойма, обычно подразделяющаяся на два уровня — низкий и высокий. Уклоны продольных профилей в подгорноравнинной части близки к равнинным потокам, и характер формирования современного аллювия весьма близок к обычным рекам равнинного пояса. Наблюдаемые отличия обусловлены главным образом климатическими факторами и режимом питания. Взвешенные и влекомые наносы поступают сюда из верхних частей долин и только частично образуются за счет русловых переформирований и размыва берегов.

В дельтовой зоне происходит полная разгрузка взвешенных и влекомых наносов, а характер отложения здесь аллювиальных осадков отличается от других участков долины. Крупные транзитные реки обычно достигают морских или озерных бассейнов, являющихся основными, наиболее низкими базами эрозии, и образуют в устьевых частях различного типа дельты.

Горные реки, протекающие в подгорноравнинной зоне в аридном климате (Средняя Азия и т. д.), кроме подводных дельт могут формировать и весьма специфические наземные дельты и конусы выноса, где весь приносимый рекой обломочный материал отлагается на поверхности суши. При этом следует отметить, что часто конусы выноса и наземные дельты образуются не только на подгорных равнинах, но и в зоне предгорий.

Таким образом, в пределы горных сооружений с наиболее интенсивными новейшими поднятиями входят две геоморфологические зоны — ледниковая (троговая) и горная (теснин и ущелий). Предгорная зона обычно испытывает неотектонические движения переменного знака [92, 93] и характеризуется преимущественно низкогорным рельефом. К области обширных подгорных аккумулятивных равнин с активными новейшими опусканиями приурочены подгорноравнинная и дельтовая зоны долин рек, берущих начало в горах. Все выделенные зоны речных долин горных рек (табл. 1) имеют различный характер новейшего тектонического развития, отличаются климатическими условиями, типами питания, уклонами продольного профиля, особенностями геолого-геоморфологического строения, поступлением в современный аллювий обломочного материала и т. п. В связи с этим аллювий горных рек в зависимости от геоморфологических условий, определяющих специфику фациальных обстановок, можно подразделить на троговый, формирующийся в широких плоских молодых троговых долинах при распластывании потока на множество протоков и рукавов, собственно горный, отлагающийся в зоне теснин и ущелий как на суженных участках перемычек, так главным образом и в расширениях частных впадин, предгорный, накапливающийся в долинах с хорошо развитой поймой, подгорноравнинный, сходный по условиям формирования с обычным аллювием рек равнинного пояса, и дельтовый с резко отличной средой осадконакопления.

Условия формирования аллювия горных рек

Геоморфологические зоны	Неотектонический режим	Уклоны	Морфология долин	Преобладающие типы русел
Ледниковая (троговая)	Наиболее интенсивные поднятия	Малые реки > 0,15. Крупные 0,01—0,05 и более	Корытообразные троговые долины	Многорукавые, разветвленные, реже однорукавные прямолинейные
Горная	Устойчивые поднятия	Малые реки 0,15—0,03. Крупные реки 0,03—0,005	Узкие V-образные и более широкие U-образные долины с эрозионными и эрозионно-аккумулятивными террасами	Однорукавные прямолинейные, реже извилистые; многорукавные на отдельных участках
Предгорная	Поднятия, сменяющие опускания начала этапа	Малые реки 0,03—0,01. Крупные реки 0,005—0,001 и менее	Широкие плоскодонные долины с обширными мультятивными террасами	Многорукавные разветвленные, реже однорукавные извилистые или прямолинейные
Подгорноравнинная	Преобладающие опускания	0,001—0,0001 и менее	Широкие долины с обширными поймами и слабо выраженными террасами	Свободно меандрирующие или многорукавные
Дельтовая	Наиболее интенсивные опускания	Менее 0,0001	Отдельные рукава, протоки и разливы без четко выраженных долин	Многорукавные извилистые

в различных геоморфологических зонах

Таблица 1

Основные типы питания	Поступление обломочного материала	Наиболее часто встречающиеся типы перемычек	Динамические фазы	Преобладающие фации
Ледниковый	Наложение на пойму конусов выноса притоков, солифлюкционных и моренных отложений, богатых мелкоземом	Гляциальные, неотектонические, вулканические	Перстративная и констративная, редко инстративная	Островов, кос, различных проток, подпруживания, пойменные
Снегово-ледниковый, снеговой, смешанный	Поступление материала со склонов долины и из притоков непосредственно в русло или наложение склоновых и пролювиальных (в том числе и селевых) отложений на поверхность террас или пойм	Литологические, структурные, обвальные, селевые, пролювиальные, оползневые, неотектонические, вулканические	Инстративная местами (перед плотинными перемычками), перстративная и констративная	Стрежневая, прибрежная, плесов, перекаатов, побочная подпруживания, экранов
Снегово-дождевой, смешанный	Наложение пролювиальных и делювиальных конусов накопления на поверхность низкой и высокой пойм, привнос с верхних частей долин	Структурно-литологические, неотектонические, вулканические	Перстративная, констративная, иногда инстративная	Островов, кос, различных проток, пойменные, редко подпруживания
Смешанный	Привнос материала с верхних частей долин и за счет размыва берегов и русловых переформирований	Крайне редко неотектонические	Констративная, перстративная	Русловые, пойменные, пойменно-русловые
Смешанный	Привнос материала с верхних частей долины	Не характерны	Констративная	Пойменные, разливы, приливного подпора, русловые

2492



Выделенные «геоморфологические» разновидности горного аллювия характеризуются целым рядом специфических особенностей формирования и строения, хотя часто могут быть представлены в одноименных фациях.

Следует отметить, что реки, берущие начало в горах, во всех геоморфологических зонах имеют вполне определенный режим стока, резко отличающийся от такового типичных равнинных рек. Поэтому формируемые ими аллювиальные отложения можно отнести к горному аллювию, отлагающемуся в особых гидрологических условиях рек горных типов питания (ледникового, снегово-ледникового и т. п.).

в. Перемычки горных долин, их происхождение и типы

В горной и предгорной областях и крайне редко в равнинной распространены различного рода перемычки, перегораживающие или сужающие речные долины. Часто они являются местными базисами эрозии, оказывая весьма существенное влияние на формирование горного аллювия. По своему происхождению перемычки могут быть разделены на четыре основные группы: 1) обусловленные геологическим строением коренных пород (литологические, структурные, структурно-литологические); 2) сформированные в результате аккумуляции (обычно очень быстрой) в долине горной реки четвертичных отложений различного генезиса (гляциальные, солифлюкционные, осыпные, обвальные, оползневые, селевые, пролювиальные и т. п.); 3) вулканогенные, перегораживающие долины горных рек продуктами вулканических извержений; 4) неотектонические, образовавшиеся вследствие новейшего развития как складчатых, так и разрывных структурных элементов. Развитие неотектонических перемычек, как правило, приводит к резкой локальной активизации экзогенных процессов, вызывающих дополнительное поступление в долины обломочного материала со склонов. Поэтому большинство неотектонических перемычек являются полигенными [200, 90].

Литологические перемычки, имеющие особенно широкое распространение, возникают на участках с резкой сменой коренных пород различной устойчивости, причем литологический фактор часто сочетается со структурным. При пересечении относительно более крепких коренных пород долины горных рек, как правило, резко сужаются, и их русла сосредоточиваются в единый бурный поток, расширяющийся и дробящийся на рукава только при входе реки в менее устойчивые породы.

Вторая весьма обширная группа перемычек, сформировавшихся под воздействием различных экзогенных факторов, тесно связана с высотной зональностью горных стран. На больших высотах, в областях развития современного оледенения широко развиты гляциальные и солифлюкционные перемычки. Первые могут представлять собой как конечные морены главного ледника, так и морены боковых притоков, сползших в основную долину.

На более низких высотах, во внеледниковой зоне, преобладают различные гравитационные перемычки (осыпные, обвальные, оползневые), образованные крупными осыпями, обвалами и оползнями, перегораживающими долины горных рек. Здесь также широко развиты пролювиальные и селевые перемычки, когда сужение горных долин происходит за счет конусов выноса боковых притоков и селей.

Вулканогенные перемычки, встречающиеся только в районах развития новейшего вулканизма, перегораживают горные долины потоками лавы или другими продуктами вулканических извержений.

Наибольшее влияние на формирование горного аллювия оказывают активные неотектонические перемычки, которые, развиваясь в течение длительного времени, могут вызвать накопление отложений фации поддруживания мощностью до нескольких сотен метров. Можно выделить перемычки, возникающие при пересечении рек воздымающихся и выраженных в рельефе складок, и перемычки, образующиеся при пересечении рекой новейших блоковых поднятий, ограниченных разрывами. Новейшее воздымание складок и блоков часто приводит к активизации экзогенных процессов, и тогда образуются различные смешанные перемычки, имеющие наиболее широкое распространение в долинах горных рек.

По характеру воздействия на гидродинамический режим горных потоков, а следовательно, и на формирование горного аллювия все отмеченные выше перемычки можно подразделить на три типа: перегораживающие, суживающие и струенаправляющие. К перегораживающим, или плотинным, относятся перемычки, возникающие очень быстро (обвальные, сейсмообвальные, оползневые, селевые, сеймотектонические, вулканогенные и т. п.), которые на какой-то, пусть даже очень короткий срок полностью перегораживают русло горной реки с образованием подпрудного озера и кривой подпора, распространяющейся на значительное расстояние вверх по течению. Даже при наличии стока через перегораживающую перемычку, которая является местным базисом эрозии, гидродинамический режим горных рек перед ней меняется крайне резко. В зоне выклинивания подпора бурные потоки переходят в обычные, течение на подпруженном участке резко замедляется, часто оно становится круговым и даже обратным. До размыва или занесения перед перегораживающими перемычками отлагаются все влекомые наносы и значительная часть взвешенных, которые образуют специфические отложения фации поддруживания.

Суживающие перемычки не перегораживают русла горных рек, а только приводят к их сужению в различной степени. К ним относятся главным образом литологические и структурно-литологические перемычки, а также сужения русел, образованные осыпями, моренами и конусами выноса притоков. Довольно часто перегораживающие перемычки после их размыва превращаются

в суживающие. Сужение русел под воздействием различных факторов вызывает существенные изменения гидродинамического режима горных потоков. Скорости течения на суженных участках значительно возрастают, многорукавные русла сосредоточиваются в единый бурный поток, и крушность влекомых и взвешенных наносов намного увеличивается. Во время паводков суживающие перемычки также вызывают подпор горных потоков, однако меньший по сравнению с подпором перегораживающих перемычек, но он все же приводит к отложению части влекомых и взвешенных наносов и формированию фации подпруживания. Ниже суживающих перемычек, в пределах частных впадин, обычно происходит разгрузка наносов, в особенности влекомых, и возможно формирование специфической фации природных экранов.

Третий тип перемычек — струенаправляющих — имеет наиболее широкое распространение в горных реках. Они представляют собой выступы берегов различной формы и размеров, образовавшиеся под воздействием различных факторов (литологических, структурных, экзогенных и т. п.). Струенаправляющие перемычки не приводят к сколько-нибудь существенному сужению русел. Их воздействие на горный поток сводится только к изменению направления течения, часто довольно резкому, и небольшому подпору на подходе к ним. Экранирующее воздействие этого типа перемычек также невелико. Однако изменения гидродинамического режима у струенаправляющих перемычек оказывает весьма ощутимое воздействие на характер перемещения и отложения наносов. Более подробное описание влияния различного рода перемычек на гидродинамический режим горных рек будет дано ниже.

Таким образом, четковидное строение речных долин с чередованием впадин и перемычек в горной и предгорной областях обусловлено в первую очередь неотектоническим развитием различных структурных элементов, пересекающих горную долину, а также литолого-структурными особенностями коренных пород. Наиболее часто встречаются литологические перемычки, возникающие на участках с резкой сменой пород различной устойчивости. Кроме того, в горных долинах широко распространены более мелкие перемычки, образовавшиеся под воздействием экзогенных процессов (обвальные, гляциальные и т. п.). Перемычки различных типов, как будет показано ниже, оказывают весьма существенное влияние на формирование горного аллювия.

2. РЕЖИМ СТОКА, ГИДРОДИНАМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ И НАНОСЫ ГОРНЫХ РЕК

а. Режим стока

Решающую роль в формировании горного аллювия играют гидрологические процессы. Для их правильного понимания прежде всего необходимо знать условия питания и режим стока горных рек.

По режиму стока горных рек имеется обширная литература. В настоящем кратком очерке приводятся только основные закономерности стока горных рек на примере Средней Азии и Кавказа.

Режим стока горных потоков очень резко отличается от режима равнинных рек умеренного пояса, на примере которых были выявлены основные закономерности формирования и фации равнинного аллювия. В равнинной части СССР размещение рек по типам питания подчиняется широтной зональности, а в горах она сменяется вертикальной. Сток горных рек в многолетнем разрезе, как правило, более равномерный, чем равнинных [114].

По типам питания, а следовательно, и по особенностям стока в одной из последних классификаций [222 и др.] горные реки в области формирования стока подразделяются на следующие основные типы: ледникового, снегово-ледникового, снегового, снегово-дождевого и подземного питания. К ледниковому типу относятся реки, у которых ледниковое питание составляет свыше 38% годового стока. Остальная часть стока формируется за счет снегового и подземного питания. Примерами рек ледникового типа питания может служить р. Матча (исток Зеравшана), реки Памира (Сельдара, Лянгар и др.), а также практически почти все верховья рек, вытекающих из значительных ледников. В средних и нижних частях этих рек могут преобладать и другие типы питания. Для рек ледникового типа питания характерно наиболее позднее половодье (гребень июль — август), приуроченное к максимальным летним температурам воздуха. Половодье растянуто и, например, на реках, берущих начало в высокогорных зонах южного склона Большого Кавказа, составляет 120—190 дней, а на реках бассейна Терека — 130—160 дней.

Реки ледникового питания по сравнению с другими типами, за исключением подземного, характеризуются наибольшей зарегулированностью стока, и даже в зимнее время года из ледников происходит сток воды. Водосборы рек ледникового питания расположена на больших высотах (в Средней Азии 3000—5000 м), где ледники и вечные снега имеют наиболее широкое распространение.

На реках снегово-ледникового питания ледниковый сток составляет менее 35% (но не менее 15%) годовых расходов и значительную роль играет сток, формирующийся за счет таяния сезонных снегов. Реки этого типа питания характеризуются длительным половодьем с довольно поздней концентрацией стока (гребень паводка июнь — июль), обусловленной высоким расположением основных запасов сезонных снегов, сток которых в значительной части переходит на лето. Иногда на них наблюдается два паводка: один в марте — мае, связанный с усилением таяния сезонных и вечных снегов под воздействием теплых дождей, и второй в июле — сентябре вследствие таяния ледников. За время снегово-ледникового паводка на реках с высокими водосборами сток может превышать 60% годового стока.

На реках снегового питания оледенение невелико и ледниковый сток составляет менее 15% среднего годового стока. Дождевое питание для отдельных рек этого типа варьирует от 2 до 10%. Э. В. Дежоржио [48] к рекам снегового питания относит реки, области питания которых лежат ниже снеговой линии и располагаются в Средней Азии примерно на высоте 2000—3000 м. Паводок на реках снегового питания образуется главным образом за счет таяния сезонных снегов и охватывает период времени с марта — апреля по июнь — июль, т. е. примерно четыре месяца (Кавказ). Во время паводков может пройти от 20 до 80% годового стока, причем наибольший сток за этот период наблюдается у рек с низкими водосборами. Дождевые паводки иногда накладываются на снегово-ледниковые, и часто теплые дожди способствуют более интенсивному таянию снегов.

В водосборах рек снегово-дождевого питания оледенение, как правило, отсутствует, и в Средней Азии они обычно располагаются на высотах менее 2000 м. Дождевой сток на реках этого типа играет значительную роль и обычно составляет свыше 10% суммарного годового стока. Реки снегово-дождевого питания характеризуются наибольшей изменчивостью стока по годам и самым ранним прохождением паводков (март — апрель). Резкие и обычно кратковременные паводки возможны на них в любое время года после сильных ливневых или обложных дождей. При паводках в саях (ложбинах временного стока) дождевые воды могут составлять до 50% величины стока.

Реки подземного типа питания (подземное питание около 80%) обычно являются небольшими и встречаются в основном по периферии горной области. Сток их является наиболее зарегулированным и почти не меняется как по годам, так и в разные времена года.

Таким образом, время наступления и окончания половодья на горных реках значительно колеблется. Реки различного типа питания, за исключением подземного, характеризуются последовательным сдвигом максимального стока. Для рек снегово-дождевого питания он приходится на апрель, снегового — на июнь, снегово-ледникового — на июль и ледникового — на август.

Бассейны крупных горных рек (типа Терека, Зеравшана и т. п.), а часто и малых, как правило, располагаются в областях с различным типом питания. Поэтому гидрографы горных рек в отличие от равнинных являются многомодальными. Наложение паводковых расходов различных типов приводит к тому, что паводки на большей части горных рек длятся почти все лето и имеют бурный неустойчивый режим. Из-за чередования потеплений и похолоданий, а также выпадения дождевых осадков волна половодья имеет гребенчатый вид и проходит с непрерывными колебаниями и ярко выраженным подъемом и спадом каждые сутки.

Катастрофические паводки, происходящие один раз в 100—1000 лет, но играющие важную роль в перемещении наносов, как

показали исследования Н. Н. Пальгова [137], А. Г. Трестмана и С. М. Гордона [177 и др.], образуются чаще всего в результате наложения дождевого и снегового паводков. Это обычно происходит после выпадения обложных ливневых дождей со значительным одновременным потеплением. Даже самое интенсивное таяние ледников под воздействием солнечной радиации не может дать катастрофических расходов.

На горных реках отмечаются также паводки, иногда даже катастрофические [257], образующиеся при внезапных спусках ледниковых и моренных озер или в результате разрыва плотин искусственных водохранилищ.

На всех горных реках, за исключением рек подземного типа питания, четко выделяются два периода — зимний (меженный), когда режим их стабильный и расходы минимальные, и весенне-летний с бурным неустойчивым режимом и максимальными расходами. Начало и конец межени определяются соответственно по исчезновению и появлению суточного хода расходов. В меженный период (октябрь — февраль) на реках Средней Азии, за очень редким исключением, проходит только 10—25% годового стока. Так, например, на р. Зеравшан расход воды в межень не превышает 30—35 м³/с, а летом он достигает 600—700 м³/с, увеличиваясь примерно в 20 раз.

Для горных районов в отличие от равнинных характерны низкие коэффициенты вариации стока и, следовательно, сравнительно небольшие повышения уровня воды при паводках. В качестве примера можно привести р. Чилик (Заилийский Алатау), которая имеет наибольшее превышение (в 62 раза) максимальных расходов над минимальными. Но и это в 15—20 раз меньше, чем на р. Урал. Уровень воды во время паводка на р. Чилик повышается на 130—170 см, а на р. Урал — на 4—5 м [137].

Тип питания горной реки имеет прямую зависимость от средней высоты водосбора и степени его оледенения. Начало половодья и его продолжительность также связаны со средними высотами бассейнов горных рек. С увеличением высоты в горах, как правило, сток возрастает. Это вызвано увеличением количества осадков и уменьшением величины испарения. Важным фактором кроме высоты является также и уклон бассейна [32] и, как правило, чем он круче, тем больше осадков и тем меньше потери на испарение и просачивание. На удельную водоносность огромное влияние оказывают ориентация склонов хребтов и доступность их влажным воздушным массам. Так, например, во внутренних районах Памира, защищенных от влажных ветров, несмотря на большие абсолютные высоты (свыше 5000 м), наблюдаются полосы сухости, где модуль стока не превышает 2 л/с.

Таким образом, даже очень краткая характеристика режима стока горных рек показывает, что он коренным образом отличается от равнинных и существенно меняется у рек с различным типом питания. С точки зрения накопления современного аллю-

вия, если исключить мелкие и редко встречающиеся реки подземного типа питания, пока представляется возможным выделить две группы рек: ледникового и снегово-ледникового типа питания, характеризующихся большой зарегулированностью стока и длительными паводками со сравнительно небольшими подъемами уровня воды, и реки снегового и снегово-дождевого питания с неустойчивым режимом и бурными короткими паводками, нередко катастрофического характера. Кроме того, в реках снегово-дождевого и дождевого питания следует выделить реки с периодическим стоком, где формирование горного аллювия весьма существенно отличается от постоянных водотоков.

6. Гидродинамические особенности горных потоков

Особенности питания, режима стока и крутые продольные профили вызывают резкое изменение гидрологических особенностей горных рек по сравнению с равнинными. Вследствие значительных уклонов русел скорость перемещения текучих вод в горных реках может достигать 2—3 и даже 6 м/с [27]. Это намного превышает скорость течения равнинных рек. Резкое увеличение скорости не является чисто количественным изменением, а вызывает качественное изменение гидродинамической структуры потока. Течение горных рек приобретает бурно турбулентный характер (категория быстротоков) с совершенно другими схемами внутренней поперечной и продольной циркуляции по сравнению со схемами равнинных рек. Число Фруда (Fr), характеризующее кинетичность потока ($Fr = V^2/gH$), в бурных потоках (быстротоках) равно единице или больше единицы. Его предельные значения зависят от уклона (i) и могут быть определены по формуле $Fr = 4,44i^{0,324}$.

При изменении уровня воды в горной реке меняется соотношение глубин и скоростей течения, в связи с чем степень кинетичности потока (число Фруда) не остается одинаковой. В межень горные потоки часто сохраняют бурное течение только на порогах и перекатах. На участках с относительно пологими уклонами русел, особенно в предгорьях (полугорные реки), потоки становятся бурными лишь местами и при определенных уровнях паводковых вод [192]. В прибрежной зоне горные потоки вследствие очень малой глубины и большей шероховатости дна почти всегда имеют спокойное сравнительно медленное течение и число Фруда здесь редко превышает единицу.

При обтекании любых элементов шероховатости берегов и дна в горном потоке образуются сложные системы вихревых течений. В. М. Сокольников [170] так описывает течение типичной горной реки: «Для потока характерна негоризонтальная поверхность воды, сбойное течение, беспорядочная смена направления в плане главной струи» (с. 78). По экспериментальным данным [126] выделяются крупномасштабные структурные образования размером

в две-три глубины потока и вихри размерами меньше глубины потока, существование которых может быть объяснено распадом крупных вихрей, а также возникновением мелких вихрей в придонной области потока.

Вихревое, пульсационное перемещение отдельных компонентов потока характерно для горной реки, причем пульсации имеют разные масштабы и резко меняются во времени и пространстве. Размах пульсаций характеризуется значительной неравномерностью [111 и др.]. Скорости вихревых струй с вертикальной (водороты) и горизонтальной осью вращения (вальцы) в горных реках очень велики. Они производят основную работу по выработке речного русла.

Формированию вихрей способствует большая шероховатость русел горных рек. По данным С. А. Яхонтова [232], на высоте выступов шероховатости возникает жидкая граница раздела между транзитным потоком и водоротами, образующимися среди выступов. Тонкий слой отдельной поверхности с большими градиентами скоростей внутри него является местом зарождения вихрей. На формирование вихрей у отдельных выступов дна указывают Б. А. Фидман [184] и др.

Типичная структура большого вихря с горизонтальной осью вращения (вальца), какой она представляется по экспериментальным данным [42], показана на рис. 1, А. Схема движения воды в водорооте (вихрь с вертикальной осью вращения) приведена на рис. 1, Б. По данным К. В. Гришанина, в водороотах в результате тормозящего действия дна тангенциальные скорости убывают от свободной поверхности ко дну и еще быстрее уменьшаются в том же направлении центростремительные ускорения. Средние скорости по радиусу в круговом водорооте (от периферии к центру) резко сокращаются и практически становятся равными нулю в первой трети радиуса водороота, причем увеличение шероховатости дна и уменьшение относительной глубины потока сокращают это расстояние.

Сходящееся придонное течение и расходящееся поверхностное сопрягаются в водороотах посредством направленного снизу вверх приосевого движения воды. Водороты могут быть подвижными, быстро перемещающимися и исчезающими вниз по течению или могут представлять собой локализованные, стационарные вихри, положение и интенсивность которых остаются неизменными пока сохраняются определенные внешние условия. Стационарные водороты характеризуются наиболее высокой интенсивностью и наибольшими поперечными размерами. Чаще всего они возникают за выступами берегов, у различного рода перемычек в местах слияния отдельных потоков, при обтекании каких-либо подводных препятствий и т. п.

Стационарные и подвижные водороты производят значительные деформации дна и берегов горных рек. Мелкие лежащие на дне частицы сдвигаются донным течением, и часть из них пере-

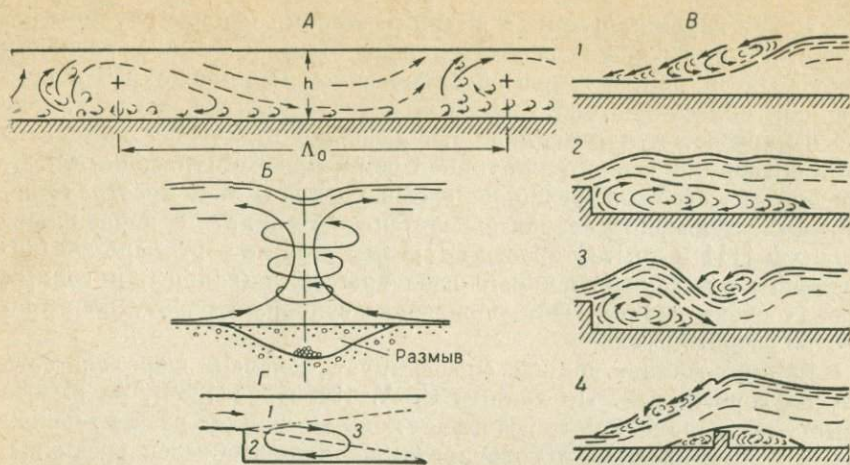


Рис. 1. Гидродинамические характеристики горных потоков:

А — большие вихри руслового потока с горизонтальной осью вращения (вальцы); Б — схема движения воды в вихре с вертикальной осью вращения (водоворот), по К. В. Гришанину; В — типы гидравлических прыжков, по М. Ф. Складневу: 1 — донный, 2 — поверхностный, 3 — поверхностно-донный, 4 — донно-поверхностный; Г — характер течения за порогом, по В. А. Фидману: 1 — ненарушенная струя, 2 — зона застоя, 3 — пограничная область

ходит во взвешенное состояние. Устойчивость крупных частиц дополнительно ослабляется радиальным градиентом давления. Поэтому на участках стационарных водоворотов и трассах движения таких же нестационарных образований почти всегда происходит размыв дна [17 и др.]. В бурном потоке скорость струй в вихревых зонах обычно выше, чем в основном течении, тогда как в спокойном потоке с вихревыми зонами наблюдается обратное соотношение. Поэтому в последнем наносы аккумулируются в вихревых зонах, а в бурном потоке именно вихри производят наиболее интенсивную эрозию [112]. Они обладают огромной эрозионной силой и размывают не только аллювий, но и коренное ложе потока, образуя многочисленные котловины овальной формы. Особенно часто выемки в рельефе дна, чаши, а иногда и глубокие ямы образуются под перепадами в рельефе ложа, которые так характерны для горных рек. Крупные наносы, взвешенные бурным потоком, значительно ускоряют эрозию. Камни, гравий и песок, попавшие в водовороты, бурят дно реки подобно дроби в забое буровой скважины. Образующиеся таким способом эрозионные котлы могут достигать большой глубины. Так, А. Пенк [264] упоминает о котлах глубиной до 15 м при диаметре не более 1 м. Исполинские котлы отмечают Д. П. Григорьевым на р. Аварское Койсу в Дагестане, Д. Корбелем [244] в районе Поп-дез-Уль (Франция) и многими другими исследователями. Котловины и другие неровности дна оказывают существенное влияние на внутреннюю структуру потока.

Глубины в руслах горных рек часто резко меняются и распределены весьма неравномерно. У выступов дна (крупные глыбы и т. п.), а также у порогов, где глубины потоков резко меняются, обычно возникают гидравлические прыжки, которые характеризуются образованием волн, продвигающихся вниз по течению, и появлением водоворотных зон, интенсивно размывающих русло. На поверхности потока, если он мелок, возникают всплески различной величины, которые нередко перегоняют движение самого потока, образуя так называемые «набегающие волны» [13]. С помощью гидравлических прыжков осуществляется переход потока из бурного состояния в спокойное, сопровождающийся значительной потерей энергии.

Гидравлические прыжки М. Ф. Складневым [169] подразделяются на следующие основные типы: 1) донные; 2) поверхностные; 3) поверхностно-донные; 4) донно-поверхностные (см. рис. 1, В). Среди них наибольшей размывающей способностью обладают второй и третий типы.

Экспериментальные исследования А. Н. Рахманова [151] показали, что положение и интенсивность донных завихрений или водоворотов существенно зависят от степени кинетичности и глубины потока. Вследствие этого воронка размыва может располагаться как непосредственно за выступом дна, так и на некотором удалении от него.

При внезапном увеличении глубины взаимодействие невозмущенного потока (см. рис. 1, Г, I), сбегаящего с порога, состоит в усиленном турбулентном обмене количеством движения с застойной зоной 2 за порогом. Зона обратных течений дна в совокупности с примыкающей к ней частью зоны 3 образует область замкнутого циркуляционного течения (валец), скорость которого значительно меньше скорости сбегаящей с порога струи [184]. В застойной зоне за порогом, характеризующейся слабым обратным течением, возможно отложение весьма мелких наносов.

Гидравлические прыжки в бурных потоках образуются также при их растекании в местах резкого расширения русел ниже перемычек, где значительно падают придонные и поверхностные скорости течения и уменьшаются глубины [151 и др.]. При растекании крайние струи потока приобретают форму, схематически показанную на рис. 2, А, а. Под собственно свободным растеканием подразумевается такое растекание, при котором водоворотные, или «мертвые», по А. Я. Фальковичу [180], зоны B_1 и B_2 оказываются сухими, т. е. когда крайние струи не испытывают действия масс воды, находящейся в расширенной части русла. Однако это в природных условиях и в гидротехнической практике встречается относительно редко, и под свободным растеканием обычно понимают также и те случаи, когда зоны B_1 и B_2 заполнены массой воды, находящейся в медленном вращательном движении [57].

Когда крайние струи не достигают берегов (см. рис. 2, А, б), образуется так называемый «лист растекания», представляющий

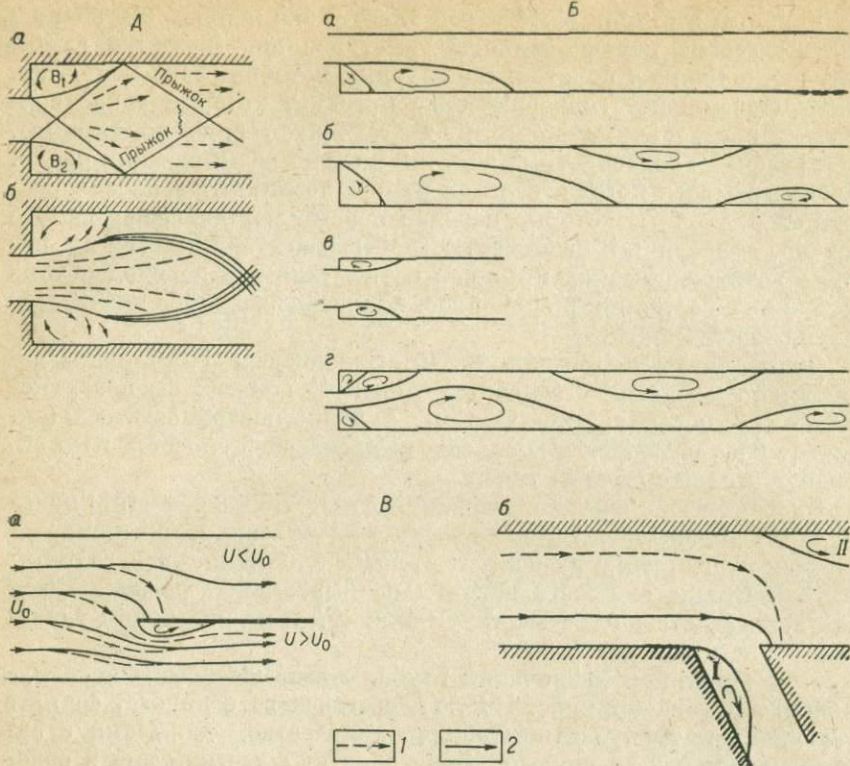


Рис. 2. Гидродинамические особенности потоков при расширении русла и делении на рукава:

А — основные схемы свободного растекания бурного потока, по Б. Т. Емцеву; Б — влияние степени расширения русла на формирование водоворотных зон, по А. Н. Рахманову; В — направление донных и поверхностных струй при делении потока, по К. В. Гришанину; 1 — донные струи; 2 — поверхностные струи. Буквы и цифры пояснены в тексте

собой зону бурного потока, ограниченную криволинейными поверхностями косых прыжков, формирующихся в потоке на граничных поверхностях тока.

На размеры водоворотных областей большое влияние оказывает степень расширения русла. При относительно небольших увеличениях ширины русла (в 1,5—2 раза) как при одностороннем, так и двухстороннем расширении размеры водоворотных областей обычно невелики (см. рис. 2, Б, а, в), а при более значительных расширениях (в 3—4 и более раз) их ширина и длина резко возрастают и появляются дополнительные водоворотные зоны, располагающиеся ниже по течению (см. рис. 2, Б, б, г).

Протяженность водоворотной области сокращается с увеличением уклона дна и уменьшением начальной глубины на расширении, а также при наличии обратных уклонов русла, встречающихся

в природных условиях в результате формирования воронки размыва. При внезапном расширении потока часто наблюдается явление «сбоя» [180], которое заключается в периодическом отбрасывании струи то в одну, то в другую сторону с формированием больших водоворотных зон.

При сужении бурных потоков в пределах перемычек также часто образуются гидравлические прыжки, вызывающие энергичный размыв дна в начале сужения, где вследствие этого формируются довольно глубокие ямы размыва.

Для горных рек характерны крупномасштабные пульсации уровня, скорости течения и расхода воды, намного превосходящие таковые на равнинных реках. Величина пульсации в бурных горных потоках растет с увеличением скорости по вертикали, или в живом сечении. В поперечном профиле пульсация увеличивается от стрежия реки к берегам, а по вертикали она увеличивается от поверхности к дну, где достигает максимума. Наибольшие значения интенсивности пульсаций скорости на горных реках, по данным полевых исследований Н. Б. Мулюковой, Д. Н. Набатова и А. Э. Рейхрудель [128], наблюдаются на уровне выступов шероховатости.

Пульсации оказывают большое влияние на размывающую способность горных потоков. Как показали исследования Ц. Е. Мирцхулавы [120], с увеличением пульсации размывающая способность потока повышается при равных средних (по сечению) скоростях. Мгновенные максимальные пульсационные продольные скорости в точке близ дна нередко превышают осредненные скорости в той же точке почти в два раза.

В горных реках, как и в других водных потоках, наряду с продольным течением всегда имеются и поперечные течения различной формы и интенсивности, играющие весьма существенную роль в перемещении и накоплении наносов [46].

Поперечные течения, или поперечные циркуляции, приводящие к вращению потока в плоскости его живого сечения, возникают в тех местах, где частицы движущейся воды приобретают ускорения, направление которых в горизонтальной плоскости нормально к направлению поступательного движения потока [8]. В естественных потоках циркуляция образуется на повороте русла под действием ускорения Кориолиса и вследствие трения о берега и дно.

На изгибе русла появляются центробежные силы, действующие по направлению радиуса кривизны, т. е. в плоскостях живых сечений, равные $f = mV^2/r$, где V — продольная скорость частицы по ее траектории, r — радиус кривизны. Под влиянием этих сил возникают перекосы свободной поверхности воды в поперечном профиле и поперечная циркуляция. В естественных водотоках поперечные составляющие скорости обычно в десятки раз меньше продольных, но они играют важную роль в перемещении и отложении наносов. Вследствие перемещения наносов поперечной цир-

куляцией на изгибах русла в середине реки и у выпуклого берега удельный расход донных наносов больше, но крупность перемещаемых наносов меньше по сравнению с наносами, движущимися у вогнутого берега.

Наносы, смытые у вогнутого берега и поступающие сверху, поперечным донным течением, направленным наискось от вогнутого берега к выпуклому, относятся к выпуклому берегу. У вогнутого берега дно обнажается и подвергается дальнейшему размыву. Вследствие этого на изогнутых участках рек дно никогда не бывает симметричным, а принимает форму с большими глубинами у вогнутого и с отмелью у выпуклого берега [8, 175, 173, 174 и др.].

Если на вогнутом берегу имеются выступы длиной не менее $\frac{1}{3}$ ширины русла, они могут переместить стрежень потока к выпуклому берегу и вызвать его аномальный размыв.

Лабораторными исследованиями Н. Ф. Данелия [46] было установлено: 1) с увеличением глубины потока донные токи становятся круче, а поверхностные отходят от вогнутого берега и занимают среднюю полосу русла; 2) при увеличении средних скоростей течения жидкости донные токи выполаживаются, вследствие чего точки их соприкосновения с выпуклым берегом перемещаются вниз по течению, и наоборот, при уменьшении средних скоростей донные токи становятся круче; 3) с увеличением диаметра влекомых обломков траектория их поперечного перемещения выполаживается, и при определенных размерах донные наносы начинают перемещаться даже вдоль вогнутого берега; 4) при уменьшении плотности обломков траектория их перемещения становится более крутой и наоборот; 5) с увеличением шероховатости дна траектории донных токов и перемещаемых обломков становятся круче.

В природных водных потоках отмеченные выше особенности движения жидкости и твердых частиц на изгибе русла приводят к интенсивному перераспределению и сортировке влекомых наносов, причем частицы с большим диаметром отклоняются в сторону вогнутого берега, а с меньшим — в сторону выпуклого. При одинаковых размерах частиц к вогнутому берегу отклоняются частицы с большей плотностью.

При делении горных потоков на рукава распределение расхода воды по ним определяется соотношением между сопротивлением отдельных рукавов, которое зависит от их ширины, глубины, шероховатости дна и т. п. Распределение наносов при делении на рукава может коренным образом отличаться от распределения расходов воды. Это тесно связано с условиями движения потока в месте ответвления рукавов [42 и др.]. Такой фактор, как соотношение между скоростями разделяющихся потоков в месте деления, может не иметь прямой связи с распределением расхода воды, но будет решающим для распределения расходов наносов. Вследствие изгиба и бокового сжатия отделяющегося потока верхняя ветвь развивающегося на изгибе вторичного течения откло-

няет поверхностные струи от входа в боковой рукав, а нижняя ветвь направляет донные струи к рукаву. Этому содействует также и то, что при сжатии потока донные скорости возрастают сильнее поверхностных и средних. В результате совместного действия изгиба и сжатия ширина захвата донных струй основного потока оказывается значительно большей, чем ширина захвата поверхностных струй. Так как главная часть твердого расхода проходит вблизи дна, то в рукав «засасывается» большая часть наносов основного русла. Коэффициент забора наносов в рукав всегда больше коэффициента водозабора [46].

Деление потоков обычно сопровождается явлениями отжима струй и образованием водоворотных зон. Первая из этих зон (см. рис. 2, В, б) образуется в рукаве непосредственно ниже входа у правого берега, где вошедший в рукав поток испытывает сильное боковое сжатие. Так как в основном русле ниже отвода в рукав происходит расширение потока в сторону того берега, где расположен отвод, то у противоположного берега часто формируется зона отрыва II, где может начаться аккумуляция наносов. Размеры водоворотных областей в плане определяются соотношением между расходами воды основного потока и рукава. При малых расходах в рукаве поток сосредоточивается в нем на узкой полосе вдоль низового берега, и большая часть площади зеркала рукава оказывается занятой водоворотом. Увеличение расходов в рукаве сокращает размеры формирующейся в нем водоворотной зоны I и приводит к разрастанию водоворота II в основном русле [42].

По мнению И. И. Леви [106], при делении потока на рукава очень важное значение имеет поперечная циркуляция, возникающая в потоке на участке разветвления. Она, как правило, становится больше при увеличении угла расхождения между направлением течения рукава и подводящего русла. Если один из рукавов имеет то же направление течения, что и подводящее русло, то из-за отсутствия в последнем поперечной циркуляции донные струи будут направлены во второй рукав (см. рис. 2, В, а) и все влекомые потоком наносы будут вовлекаться туда же. При более сложной конфигурации разветвлений рукав, в котором поперечная циркуляция сильнее, будет в значительно большей степени захватывать донные наносы.

Таким образом, даже краткая характеристика гидродинамических особенностей бурных горных потоков показывает их коренное отличие от равнинных. Благодаря высокой кинетичности эрозионная и транспортирующая способность горных рек во много раз превышает способность равнинных рек, что приводит к резкому увеличению расходов наносов, как взвешенных, так и влекомых.

в. Взвешенные наносы

На формирование твердого стока горных рек влияют многие факторы: метеорологические, рельефные, геологические, почвенные, а также характер растительного покрова их бассейнов.

Однако в основном количество и крупность наносов, транспортируемых горными реками, зависят от расходов воды, с которыми они находятся в прямой зависимости [224, 51 и др.]. От 70 до 100% годового стока наносов горных рек (взвешенных и влекомых) проходит в течение паводков, начало и окончание которых, как уже отмечалось выше, для рек с различным типом питания может существенно меняться.

К взвешенным наносам относятся те несомые рекой твердые частицы, которые могут увлекаться вертикальными пульсациями скоростей потока в его толщу и перемещаться на значительное расстояние. Однако, как бы долго ни находилась взвешенная частица в толще потока, она рано или поздно возвращается на дно. Поток, несущий взвешенные наносы, непрерывно обменивается твердыми частицами с дном, и в нем одновременно происходят процессы взвешивания и осаждения наносов.

О. П. Щеглова [223] для горных рек Средней Азии по характеру распределения стока взвешенных наносов предлагает выделять в году четыре периода: зима — с декабря по февраль, весна — с марта по июнь, лето — с июля по сентябрь, осень — октябрь и ноябрь. Эти четыре периода отражают погодные условия в горной части Средней Азии и генетически однородные периоды стока. Несмотря на многообразие типов питания, почти для всех рек Средней Азии и других горных районов характерно, что сток наносов за холодное полугодие (осень — зима) составляет меньше 5% годового, снижаясь у рек с высокими водосборами (Зеравшан в устье Фандарья, Исфара и др.) до нескольких долей процента. Следовательно, в холодную половину года горные реки текут практически чистыми и в них почти не происходит перемещения и отложения наносов, а также и переформирования русел. Наиболее ранний и мощный ($>90\%$ годового стока за весенний период) сток наносов отмечается для рек окраинных горных хребтов (Кашкадарья, Арысь и др.) со средними высотами водосборов менее 2000 м. При переходе к более высоко расположенным водосборам вместе с более поздней концентрацией жидкого и твердого стока уменьшается и доля весеннего стока наносов. Для рек со средними высотами водосборов (от 2000 до 3000 м) она составляет от 50 до 90% годового стока наносов. В реках центральных частей горной страны (все реки Памира, Сох, Исфара и др.) наибольшее количество наносов (более 50% годового объема) приходится на лето.

Типы среднего внутригодового распределения стока взвешенных наносов рек Средней Азии, Кавказа и многих других горных районов довольно хорошо соответствуют типам питания рек. Так, область, где весенний сток более 90%, примерно соответствует области распространения рек снегово-дождевого питания; у рек снегового питания вследствие более позднего снеготаяния и меньшей доли дождевой компоненты преобладание весеннего стока менее резко выражено (он составляет от 50 до 90% годового стока наносов). Наконец, реки снегово-ледникового и ледникового типа

питания характеризуются преобладанием летнего стока наносов.

Такое распределение внутригодового стока взвешенных наносов связано с тем, что в межень горные реки питаются главным образом ледниковыми водами, русловые процессы вследствие наименьших расходов замедлены и поступления обломочного материала с водосборных бассейнов почти не происходит. Отдельные увеличения мутности отмечаются только во время оттепелей, часто сопровождающихся дождями, а также в результате прорыва ледовых заторов и зажоров, когда происходит заметная интенсификация русловых размывов. В паводочный период русловые процессы очень резко активизируются и горные реки обогащаются наносами как бассейнового (смытыми с поверхности водосборов), так и руслового (образующихся за счет размыва русла и берегов) происхождения.

В паводочный период наибольшие расходы взвешенных наносов на горных реках Средней Азии и Кавказа отмечаются во время подъема паводка, а затем при максимуме и спаде они снижаются иногда почти до меженного уровня. Это вызвано, с одной стороны, тем, что первые паводки в году (подъем половодья) получают наибольшее количество наносов, а мутность последующих циклов паводка при равных и даже больших расходах воды снижается в результате истощения смываемого с водосбора материала, и с другой — вследствие того, что передний фронт волны паводка обладает резко увеличенной размывающей и транспортирующей способностью. Это происходит потому, что при общем ускорении горного потока во время увеличения расходов воды скорости течения у дна равняются скоростям течения у поверхности, а донные струи получают тенденцию к восходящему движению, увлекая твердые частицы вверх и тем самым резко увеличивая расход наносов. При последующих волнах паводка интенсивность русловых переформирований затухает, так как крупность донных отложений приходит в соответствие с новым гидравлическим режимом [118].

Совпадение пика мутности с пиком паводка наблюдается только на небольших горных реках (вторая группа), т. е. на реках с малыми водосборными бассейнами и значительными уклонами [8].

Случайные колебания мутности в горных реках чаще всего связаны с обвалами и оползнями рыхлых толщ на склонах долины, поставляющих в русло значительные порции доступного для размыва обломочного материала.

В последние годы делаются попытки генетической классификации взвешенных наносов. Так, О. П. Щеглова [225] предлагает выделять наносы, образующиеся за счет дождевого смыва, снегового стока, выноса ледниковыми водами и русловых размывов. Выделенные генетические типы взвешенных наносов могут весьма существенно отличаться по гранулометрическому составу.

Для взвешенных наносов большинства рек Средней Азии характерно преобладание мелких фракций ($< 0,05$ мм), и лишь

на отдельных малых реках (вторая группа) в истоках наблюдается укрупнение их состава, когда фракции менее 0,05 мм составляют в общем количестве наносов 0—50%. В целом можно отметить, что с увеличением средней высоты водосбора крупность взвешенных наносов, как правило, увеличивается.

Для изменения фракционного состава внутри года характерно укрупнение (до 0,05—0,25 и более) взвешенных наносов в паводочный период, причем на подъеме половодья в составе наносов преобладают более крупные фракции, чем на спаде. Однако это общее положение может нарушаться по различным причинам. Одной из таких причин для рек, питающихся главным образом тальми водами, является смыв мелких частиц с поверхности бассейнов, в особенности с рыхлых предгорий, и обогащение в период паводка наносами мелких фракций [73].

Таким образом, расходы и фракционный состав взвешенных наносов изменяются в широких пределах на различных реках и их участках, а также в разные по водоносности годы. Взвешенные наносы рек с различным типом питания часто существенно отличаются по минеральному и фракционному составу. Однако на минеральный состав взвешенных наносов наибольшее влияние оказывает литология коренных пород, слагающих речной бассейн. Мутность вод большинства горных рек увеличивается вниз по течению, что обычно связано с большой устойчивостью грунтов ложа рек в верховьях.

Исключение составляют реки, берущие начало из достаточно крупных ледников и размывающие моренные или солифлюкционные отложения, богатые мелкоземом. Количество взвешенных наносов на разной глубине горного потока неравномерно. На предгорных и равнинных участках крупных рек в придонных слоях насыщенность наносами выше, а в горных частях вследствие усиленного перемешивания струй распределение мутности по глубине не подчиняется этой закономерности.

г. Влекомые наносы

В связи с неточностью и сложностью измерений, а также слабой разработкой методики наблюдений влекомые наносы горных рек изучены еще явно недостаточно. Их роль в общем стоке наносов, по данным различных авторов [179, 175, 187 и др.], колеблется от 10 до 70% и более. Подсчет стока влекомых наносов сильно затрудняется пульсационным характером их перемещения.

Основная масса донных наносов, как и взвешенных, проходит во время паводков, однако они составляют в паводочный период обычно около 10% от взвешенных, тогда как в межень их содержание повышается до 80—100%. Во время паводков резко увеличивается и крупность влекомых наносов. С уменьшением средних уклонов реки, как правило, сокращается и сток влекомых наносов.

Так как влекомые наносы формируют большую часть аллю-

виальных отложений, в горной зоне на механизме их перемещения и отложения следует остановиться более подробно.

Донные наносы движутся в результате воздействия придонных слоев потока на твердые частицы, слагающие дно, и движение зависит в основном от придонной скорости течения.

В процессе отрыва частиц от дна и создания в потоке слоя с повышенной их концентрацией активно участвуют придонные мелкомасштабные вихри, которые поднимают частицы на некоторую высоту и только потом разрушаются [126].

По известному закону Эри масса влекомых частиц наносов пропорциональна скорости в шестой степени. Это означает, что даже при незначительных увеличениях скорости течения масса, а следовательно, и размеры частиц влекомых наносов возрастают во много раз.

На начало движения частиц наносов и их дальнейшую транспортировку существенное влияние оказывают также и такие факторы, как крупность, форма и плотность наносов, шероховатость русла, пульсационная скорость, мутность и пр. На любую частицу, лежащую на дне потока, действует гидродинамическое давление, меняющееся во времени по величине и направлению вместе с изменением скорости. Давление складывается из двух составляющих: лобового давления и подъемной силы, которая в первом приближении пропорциональна квадрату донной скорости потока [106]. Как видно из рис. 3, *A, a*, при воздействии потока на твердое тело сверху частицы и с тыловой стороны наблюдаются области пониженного давления. Если рассмотреть силовое воздействие потока на твердую частицу в плане (см. рис. 3, *A, б*), то видно, что с верхней стороны частица подвержена повышенному давлению, а на боковых поверхностях наблюдаются области пониженного давления. Появление таких областей способствует смещению частиц перекачиванием.

Отрыв частицы от дна потока происходит в том случае, когда подъемная сила превышает гравитационную силу и силу трения. Одной из определяющих характеристик в процессе отрыва частиц от дна является отношение гидравлической крупности частицы W к вертикальной составляющей пульсационной скорости V_0 , соответствующей максимальной энергии в спектре пульсации. Например, отношение вертикальной составляющей скорости течения к горизонтальной по замерам в русле р. Баксан характеризуется величиной 0,96 [23], что показывает достаточно большое значение подъемных усилий при перемещении материала. Вертикальные пульсационные скорости увеличиваются при увеличении скорости потока.

Перекачивание частиц без отрыва от дна происходит при W , значительно большем V_0 . В этом случае подъемная сила не превышает гравитационную, а лобовое давление целиком определяется средней скоростью потока. По экспериментальным данным перекачивание частиц по дну чередуется с короткими останов-

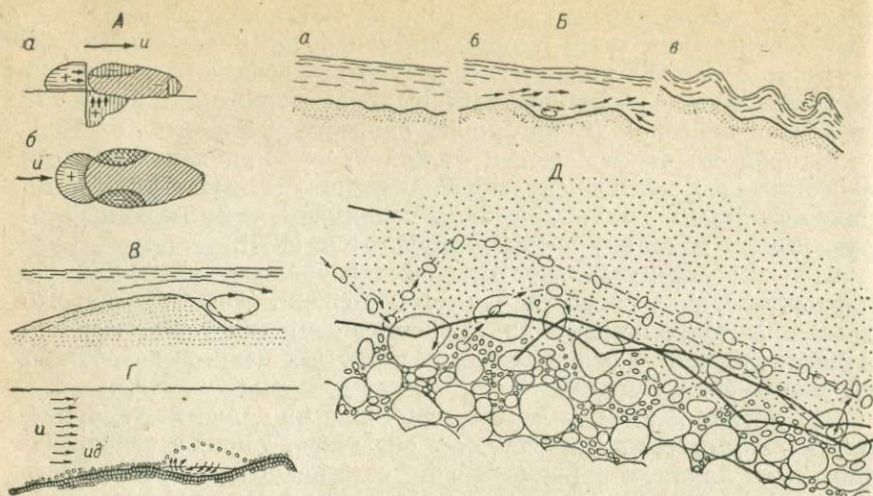


Рис. 3. Движение донных наносов.

А — схема силового воздействия потока на твердое тело у дна (а — разрез, б — план, по И. И. Леви); Б — аккумулятивные донные образования (а — рифели, б — гряды, а — антидюны, по К. В. Гришанину); В — движение песчаных наносов в виде гряд, по С. Т. Алтунину; Г — скачкообразное движение наносов поверх гряд, по И. И. Леви; Д — движение донных наносов во время прохождения павodka, по А. Ю. Умарову

ками. При перекачивании частиц часто происходит их вращение вокруг вертикальной и горизонтальной осей.

Скачкообразное движение частиц наносов, или сальтация, наступает при отношении $W \approx V_0$. В придонной области длина скачка обычно больше его высоты; последняя, если частица не попадает его взвешенное состояние, редко превышает диаметр влекомой частицы [160]. В потоках с шероховатым дном вследствие увеличения вертикальных пульсационных составляющих скорости [174] частицы подпрыгивают выше и дальше, чем в потоках с гладким дном. Опытными исследованиями установлено, что при больших уклонах частицы движутся преимущественно скачкообразно. Следовательно, для горных потоков с крутыми уклонами и большой шероховатостью дна наиболее распространённым является скачкообразное перемещение влекомых наносов.

К. И. Россинский [160] считает, что катящиеся и прыгающие наносы перемещаются одним слоем, причем прыгающие частицы движутся быстрее и могут догонять катящиеся и проходить над ними. Для слоя наносов, где частицы непрерывно обмениваются с толщей потока, А. В. Караушев [76] ввел термин «активный слой русла». В. Ф. Талмаза и А. Н. Крошкин [175] называют его «поверхностным». Мощность этого слоя на горных реках обычно равняется максимальному диаметру обломка, слагающего естественную отмостку русла, и, по данным Ю. А. Билыбина [21], для рек Северо-Востока СССР достигает нескольких дециметров.

Экспериментальные данные Н. А. Михайловой и Г. С. Фоменко [125] показали, что максимум концентрации твердых частиц находится на некотором расстоянии от дна потока, определяемом условиями распада вихрей и гидравлической крупностью частиц. Поэтому они считают, что взвешенный поток состоит из трех слоев: верхнего, занимающего основную часть толщи потока, куда мало вероятно проникновение тяжелых частиц, тонкого слоя с максимальной концентрацией и придонного слоя, обедненного наносами.

В начальную стадию перемещения частиц активного слоя вследствие пульсации расхода наносов и скоростей течений дно теряет свой ровный вид и покрывается невысокими асимметричными «волнами» с пологим верховым и крутым низовым откосом. Эти аккумулятивные образования длиной от половины до двух глубин потока обычно называют рифелями [43], или чешуйчатыми грядами (см. рис. 3, Б, а).

При увеличении скорости течения рифели перестраиваются, увеличивая свою высоту и в особенности длину. Длина нового вида донных образований, носящих название гряд (см. рис. 3, Б, б), уже составляет от 5 до 20—30 глубин потока. Отдельные песчинки или гальки вымываются на пологом верховом откосе гряды, вкатываются по ней, а затем сваливаются на низовой откос. В силу этого каждая гряда медленно перемещается вниз по течению (см. рис. 3, Б). Высота гряд, расстояние между ними и скорость перемещения зависят от глубины, скорости потока и характера наносов.

Движение влекомых наносов в форме гряд может сохраняться до достаточно высоких скоростей течения. Однако при дальнейшем увеличении скорости течения наступает момент, когда твердые частицы будут обладать такой большой скоростью перемещения, при которой, падая с гряды, они окажутся уже не в застойной области между грядами, а в подвижной зоне следующей гряды (см. рис. 3, Г), и начнется скачкообразное движение наносов поверх гряд [106]. Гряды постепенно размываются, и начинается гладкая фаза движения донных наносов, при которой происходит сплошное скачкообразное перемещение частиц в активном слое. Безгрядовый режим перемещения наносов часто встречается на горных реках.

В руслах, сложенных грубозернистыми отложениями (горные реки), гряды могут не размываться, а принимать симметричный вид — с верховыми и низовыми откосами равной крутизны [43].

При еще более высоких скоростях течения, когда поток, как правило, находится в бурном состоянии, на дне формируются гряды обращенного профиля, или антидюны, имеющие пологий низовой и крутой верховой откосы (см. рис. 3, Б, в). Высота антидюн может быть больше глубин протекающего по ним потока. На пологих низовых откосах такого рода гряд, имеющих уклон больше критического, поток находится в бурном состоянии,

и в подвальях гряд располагаются гидравлические прыжки. Частицы аллювия, смытые бурным потоком с низового откоса, откладываются на расстоянии, превышающем гидравлический прыжок, и в результате антидюны ползут против течения [42 и др.].

По данным Р. С. Чалова и др. [192], многие перекаты на реках южного склона Кавказа характеризуются коротким и крутым верховым откосом и пологим длинным низовым. Это свидетельствует о том, что антидюнное движение наносов наряду с грядо-вым и в гладкой фазе весьма характерно для бурных потоков горных рек.

Формирование и передвижение гряд наиболее хорошо изучено для песчаных донных наносов, характерных для равнинных рек [8]. Однако и в горных потоках с преимущественно галечными донными наносами процессы грядообразования и перемещения наносов существенно не меняются [88, 87].

Таким образом, перемещение влекомых наносов, находящихся в тесной зависимости от расходов воды и скоростей течений, может происходить в виде движения рифелей, гряд, антидюн, а также в гладкой фазе.

В меженьный период при небольших расходах воды обычно движутся только мелкие наносы, а крупные оголяются, увеличивая выступы шероховатости и создавая большие сопротивления движению воды. Такое укрупнение поверхностного слоя частиц ложа водотока при размыве неоднородных грунтов называется *естественной отмошкой*, или *самоотмошкой*. Самоотмошка существенно повышает сопротивляемость размыву неоднородных наносов, выступающих дно горных рек [81, 120].

При увеличении расходов воды в движение постепенно переходят более крупные пески и гальки, в результате чего увеличивается и расход наносов. Во время паводка с достижением определенного значения расхода воды интенсивность перемещения донных наносов резко возрастает. Движущиеся по дну мелкие наносы заполняют промежутки между крупными оголенными наносами, вследствие чего уменьшается шероховатость русла и подготавливается общее влечение всего состава наносов. При дальнейшем увеличении расхода воды, обычно в максимуме половодья, наступает критический момент, после которого скачком начинается массовое движение и еще более резкое повышение расхода наносов. Ранее образовавшаяся самоотмошка полностью разрушается, что приводит к катастрофической подвижке наносов всех фракций активного слоя русла. Перемещение наносов определяется в это время самыми крупными фракциями, которые при движении смеси наносов обладают повышенной подвижностью [55]. Следует отметить, что слой самоотмошки обычно не разрушается при непродолжительном воздействии на него потоком, скорость которого превышает скорости, при которых происходила самоотмошка.

Во время паводков на горных реках приходят в движение и перемещаются на большие расстояния весьма крупные наносы —

валуны и даже большие глыбы. Движение донных наносов в паводок, по данным визуальных и инструментальных наблюдений А. Ю. Умарова [179] на горных реках Караи-Куль и Акташ-Угам (бассейн р. Чирчик), показано на рис. 3, Д.

На скорость перемещения частиц влекомых наносов значительное влияние оказывает их плотность. При ее увеличении и прочих равных условиях скорость уменьшается, и более легкие обломки одинаковой формы и размеров уносятся придонным течением дальше тяжелых [68]. В общем случае частицы более крупных размеров одинаковой формы и плотности начинают движение позже и перемещаются обычно медленнее (до срыва самоотмостки) относительно более мелких.

В извилистых руслах отложение донных наносов происходит сначала у вогнутого берега в начале поворота и лишь затем у выпуклого берега [175]. По мнению А. Н. Гостунского [40], на изгибах русла крупные частицы наносов горных рек могут перебрасываться от одного вогнутого берега к другому (противоположному), отражаясь от берегов по законам удара твердых тел.

Транспортирующая способность потока на криволинейных участках в результате донной поперечной циркуляции больше, чем на прямолинейных. Ширина полосы движения влекомых наносов на повороте русла меняется по длине поворота и зависит от скоростного режима потока, крупности влекомых наносов, радиуса поворота и центрального угла от начала поворота до рассматриваемого створа. Присутствие у вогнутого берега ступенчатых порогов способствует усилению отклонения влекомых наносов к выпуклому берегу [173].

Опыты Н. И. Маккавеева и А. М. Калинина [115] показали, что механизм смещения обломков в мелких и особенно бурных потоках несколько иной, чем в глубоких речных руслах. Если вертикальный поперечник перемещаемой частицы соразмерен с глубиной, то такая частица создает подпор, вследствие чего к динамическому воздействию течения на частицу прибавляется гидростатический напор, т. е. для смещения частицы используется как кинетическая, так и потенциальная удельная энергия сечения потока. Поскольку крупная частица в потоке движется со скоростью, меньшей, чем скорость течения, то она представляет собой как бы подвижную плотину, непрерывно в процессе своего перемещения воспринимающую гидростатический напор. Поэтому мелкие потоки при прочих равных условиях могут перемещать более крупные обломки, чем глубокие.

Размеры частиц влекомых наносов горных рек зависят, с одной стороны, от крупности донных отложений гранулометрического состава продуктов выветривания и водной эрозии, поступающих в речную сеть с поверхности бассейнов, и, с другой стороны, от гидравлических условий потока — его продольного уклона, расходов и шероховатости русла. По формуле С. Т. Алтунина [8] с коэффициентом, откорректированным К. Ф. Артамоновым

и В. Ф. Талмаза, средний диаметр русловых отложений $d_{\text{ср. от}} = 4,5i^{0,9}$, где i — уклон водной поверхности.

Принимая за русло формирующий расход воды среднемноголетний годовой максимум 50% обеспеченности (Q_{50}), З. Д. Копалиани и В. В. Ромашин [88] предлагают следующие формулы для определения диаметров наиболее крупных частиц, перемещаемых потоком опрокидыванием или перекачиванием (d_0), сальтацией или скачкообразно (d_c) и во взвешенном (d_b) состоянии:

$$q_0 = 4,0 \left(\frac{Q_{50}}{Vg} \right)^{0,4} i; \quad d_c = 1,64 \left(\frac{Q_{50}}{Vg} \right)^{0,4} i; \quad d_b = 0,18 \left(\frac{Q_{50}}{Vg} \right)^{0,4} i.$$

Близкое совпадение величины d_0 со средней крупностью отности, а d_c — со средней крупностью всей русловой смеси (d_{50}) является признаком динамического равновесия между потоком и руслом.

С. Т. Алтуниин [8], А. М. Мухамедов [129] и другие исследователи считают, что реки малых размеров по сравнению с крупными несут относительно большее количество донных наносов.

Величина стока и крупность наносов горных рек во многом зависят от обломочного материала, поступающего из их притоков, со склонов и т. п. При прочих равных условиях, чем меньше размеры частиц подаваемого в русло материала, тем большее их количество может быть перенесено потоком без добавочной затраты энергии. Если в реку будут поступать обломки пород более крупные, чем русловой аллювий, то они будут аккумулироваться и повышать средний уровень дна. Если же будет поступать сравнительно мелкий материал, то до известного предела концентрации он будет выноситься вниз по течению.

Увеличение концентрации наносов в потоке сопровождается уменьшением его кинетичности. При этом число Фруда резко снижается у потоков, несущих гальку при больших уклонах, а в потоках с песчаными наносами кинетичность уменьшается слабее. Транспортировка крупных частиц потоком, несущим мелкие частицы, увеличивается. Однако, если масса крупных частиц более чем в три раза превосходит предельную массу частиц, перемещаемых в потоке без наносов, наблюдается обратное явление. Крупные частицы затормаживают поток и вызывают усиленную аккумуляцию мелких наносов [97].

Наличие наносов в потоке приводит к трансформации его гидравлических характеристик, выражающейся в уменьшении скорости течения и увеличении глубины потока.

Таким образом, перемещение валуно-галечниковых влекомых наносов в горных реках является очень сложным и определяется главным образом расходами воды, уклонами, скоростью течения, шероховатостью русел и некоторыми другими факторами. Если в равнинных реках преобладающим является грядовое движение донных наносов, то для горных рек не менее характерно перемещение влекомых наносов в виде антидюн или в гладкой фазе. Это

отражается в слоистости формируемых аллювиальных отложений. Расход влекомых наносов на прямолинейных участках русла возрастает от берегов к стрежню, а на излучинах — от вогнутого берега к выпуклому. Крупность наносов, наоборот, уменьшается от вогнутых берегов к выпуклым на изгибах, от стрежня потока к берегам — на прямолинейных участках.

Необходимо также отметить, что увеличению транспортирующей способности потока способствует неравномерность стока. Поэтому в горных странах аридной зоны, характеризующихся очень неравномерным стоком, на каждую единицу объема стока, как правило, приходится большее количество перенесенного твердого материала, чем в горах с влажным климатом [114].

3. ВЛИЯНИЕ ПЕРЕМЫЧЕК НА ГИДРОДИНАМИЧЕСКИЙ РЕЖИМ ГОРНЫХ РЕК И ХАРАКТЕР ПЕРЕМЕЩЕНИЯ И ОТЛОЖЕНИЯ НАНОСОВ

Для рек горных стран, как уже отмечалось, характерны многочисленные перемычки различных типов, которые вызывают резкие отклонения потоков в плане или их сужение и расширение. Гидродинамический режим потоков у различного рода перемычек, перегородающих или сужающих русло, а также у выступов берега и крупных глыб претерпевает весьма существенные изменения, оказывающие большое влияние на перемещение и отложение наносов.

Обтекание потоком преград имеет большое значение для устройства водозаборных и руслорегулирующих сооружений на горных реках и поэтому оно изучалось многими исследователями [46, 14, 36 и др.] как в лабораторных условиях, так и наблюдениями за плотинами, береговыми дамбами и шпорами.

а. Изменения гидродинамического режима у струенаправляющих перемычек

Протекание потока у резких выступов берега (струенаправляющие перемычки) или искусственных шпор характеризуется образованием подпора (повышением уровня воды и уменьшением продольных скоростей течения) на подходе к ним, а также изменением направления течения. Сразу же ниже окончаний выступов (голов шпор) наблюдаются спад уровней и увеличение продольных скоростей течения потока, а также его отклонение к другому берегу.

Лабораторными экспериментами В. В. Баланина и В. М. Селезнева [18] были установлены следующие области течения при обтекании полузапруды потоком (рис. 4): транзитного потока (1), верховая водоворотная (2), большая низовая водоворотная (3) и малая низовая водоворотная (4). При значительных сжатиях потока ниже по течению у противоположного берега может появиться дополнительная низовая водоворотная область (5), по своим размерам близкая к большой низовой водоворотной области.

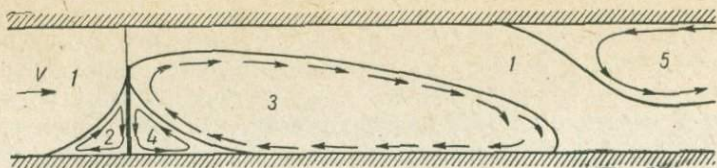


Рис. 4. Основные области течения, образующиеся при обтекании полузапруды потоком, по В. В. Беланину и В. М. Селезневу

Всеми исследователями отмечается, что в образующихся при обтекании полузапруд водоворотных областях течение круговое, часто замедленное; здесь создаются гидродинамические условия, при которых возможно отложение мелкозернистых осадков фации подпруживания и природных экранов.

На размеры и положение воронок размыва и водоворотов, а также на характер отложения наносов у выступов берегов (шпор) большое влияние оказывает угол наклона откоса (естественного или искусственного), а также угол между природным экраном (шпорой) и направлением течения. Так, К. Ф. Артамоновым [14] установлено, что наибольшая воронка размыва, образующаяся под действием всего потока, поступающего к шпоре, наблюдается перед шпорой с вертикальной стенкой. При уменьшении угла откоса поток, набегающий на выступ (шпору), делится на две части, из которых только нижняя, отклоняющаяся ко дну, идет на образование циркуляции, формирующей воронку размыва. При малых углах наклона откоса нижнее циркуляционное течение ослабевает и величина размыва резко уменьшается.

Гашение циркуляции, отклоняющейся ко дну, значительно увеличивается, если передний откос имеет повышенную шероховатость. В природных условиях у выступа берега, сложенного крупными валунами, размыв дна будет меньше по сравнению с размывом такой же длины и формы выступов, сложенных монолитной породой.

При ориентировке выступов берега (шпор) по течению создается циркуляция, при которой в зону, расположенную за ними (по течению), входят струи из придонных слоев, и максимальные глубины размыва отдаляются от берега ближе к середине реки. При этом, как показали исследования В. О. Цанавы [190], при больших углах (150° и более) наибольшие глубины размыва наблюдаются около оголовков, а при малых ($120-90^\circ$) они перемещаются к корню шпор.

У выступов, отклоненных против течения (они довольно редко встречаются в природных условиях), поток резко искривляется и прижимается к головной части выступа. Здесь же образуются максимальные глубины и циркуляция, препятствующая движению крупных донных наносов в пространство между выступом и берегом. При отклонении выступов против течения уменьшение угла между выступом и берегом вызывает увеличение длины и

глубины размыва в головной части. Однако воронка размыва в этих условиях не имеет большой протяженности по длине выступа.

В общем виде, чем длиннее выступы берегов (струенаправляющие перемычки), тем больше они воздействуют на динамическую структуру потока и характер отложения и перемещения наносов в зоне их воздействия. Интенсивность размыва будет тем больше, чем больше сжатие (длина шпоры) и скорость потока. На характер протекания потоков у выступов берегов (шпор), приводящих к стеснению русла, большое влияние оказывают также их форма в плане и особенно относительная кривизна [36]. Резкие узкие выступы при прочих равных условиях имеют большее значение для гидродинамической структуры потоков по сравнению с более широкими выступами плавных мягких очертаний.

При наличии двух или более выступов берега, расположенных друг от друга на таком расстоянии, при котором следующий по течению выступ находится в зоне воздействия предыдущего, характер натекания потока на низовые выступы, экранированные вышерасположенными, существенно меняется. В связи с тем, что первая полузапруда отклоняет основной поток, а следовательно, и наиболее крупные наносы от второй, у последней откладываются по сравнению с первой относительно более мелкие отложения [25].

В заключение необходимо подчеркнуть, что с увеличением скорости набегающего потока на любую перемычку контур обтекания уменьшается и тем самым сокращается площадь возможного накопления у них более мелкозернистых отложений. Следует также отметить, что подпрудивающее влияние струенаправляющих перемычек, как показали исследования берегозащитных шпор, намного меньше по сравнению с экранирующим и поэтому в зоне их действия более широкое развитие получают фации природных экранов, а не подпрудивания, имеющие довольно ограниченное распространение.

Расстояние за экраном по течению, на которое распространяется его действие и где возможно накопление мелких осадков фации природных экранов, может быть определено по формуле, предложенной В. О. Цанавы [190]: $L = l(3 \sin \alpha + \cos \alpha)$, где l — ширина экрана, α — угол между линией экрана и направлением потока.

6. Подпрудное влияние перегораживающих перемычек

Наиболее резкие изменения гидродинамического режима горных рек, а также характера перемещения и отложения наносов происходят у перегораживающих перемычек. Перегораживающие перемычки разного генезиса (обвалы, селевые, лавовые, сеймотектонические и т. п.) представляют собой своеобразные природные плотины различных размеров, которые на некоторое время подпрудивают горные реки, вызывая формирование отложений

специфической фации поддурживания, резко отличающихся своим преимущественно мелкозернистым составом по сравнению с другими фациями горного аллювия.

Условия формирования фации поддурживания можно выяснить, наблюдая изменение русловых процессов при постройке плотин на горных реках. Изучение процесса формирования бьефов плотин проводилось многими исследователями [9, 106, 45 и др.], и к настоящему времени он достаточно хорошо изучен.

После образования искусственной или естественной перемычки донные наносы отлагаются в зоне выклинивания кривой подпора и грядой наступают на зону подпора. При бурном режиме потока, характерном для горных рек, в русле верхнего бьефа возможно образование подпорной кривой с прыжковым сопряжением в зоне выклинивания подпора, и быстро движущиеся валуны и галька, попадая сюда, интенсивно откладываются, загромождая путь потока. Взвешенные наносы в это же время усиленно выпадают во всей длине подпора, причем самые крупные фракции отлагаются в районе выклинивания кривой подпора. По направлению к перемычке скорость течения, мутность воды и крупность наносов постепенно уменьшаются. В зоне выклинивания подпора вследствие внезапного расширения потока по вертикали образуются крупные вихри с горизонтальной осью вращения (вальцы), создающие интенсивную турбулизацию потока и взмучивающие мелкий материал, который сносится к перемычке.

Процесс формирования бьефов С. Т. Алтунин и Н. Ф. Данелия подразделяют на три периода. В первый период верхний бьеф заливается крупными фракциями взвешенных наносов и заносится донными наносами, которые откладываются в зоне выклинивания кривой подпора и грядой продвигаются вниз. В начальной гряде транспортируется только часть наносов мелких фракций. Более крупные фракции откладываются вдоль формирующегося ложа реки, увеличивая его уклон и транспортирующую способность потока, что содействует дальнейшему продвижению гряды. Процессы наращивания дна вверх по течению и продвижения гряды наносов вниз протекают одновременно и их нельзя рассматривать как различные явления, предшествующие одно другому.

В нижний бьеф за перемычку вода поступает почти без донных наносов, и здесь происходит местный и общий размыв, интенсивность которого с увеличением глубины постепенно уменьшается. Важным фактором, сдерживающим размыв, является увеличение крупности естественной отмостки вследствие смыва мелких частиц.

За окончание первого периода для верхнего бьефа принимается момент, когда достигается почти полный транзит взвешенных наносов и начинается движение донных наносов через плотину или природную перемычку. Для нижнего бьефа концом первого периода, который обычно длится больше, чем в верхнем бьефе, является момент прекращения общего и местного размыва.

Во втором периоде в верхнем бьефе продолжается отложение донных наносов по убывающей крупности вдоль потока по направлению к перемычке, а взвешенные наносы полностью транспортируются в нижний бьеф. Дно реки повышается, а уклон и транспортирующая способность потока возрастают. В нижний бьеф поступает все увеличивающееся количество донных наносов, вследствие чего размыв в нижнем бьефе прекращается и начинается наращивание дна. Концом второго периода является момент, когда примерно устанавливается баланс наносов между бьефами и завершается восстановление нормального ложа реки.

В третьем, завершающем периоде в верхнем бьефе отложение наносов крупных фракций все время уменьшается и формируется новое русло на более высоких отметках с уклонами ложа и поверхности воды, обеспечивающими полный транзит в нижний бьеф как взвешенных, так и донных наносов. В верхнем бьефе устанавливаются естественные русловые процессы сформировавшегося русла.

В нижнем бьефе в зависимости от количества влекомых рекой наносов происходит дальнейшее отложение донных наносов, что приводит к полному занесению воронки размыва и в конечном счете даже гребня перемычки.

На формирование дельт или гряд в зоне выклинивания подпора большое влияние оказывает ширина верхнего бьефа. Изучение заиления некоторых водохранилищ [34, 238], расположенных в месте слияния двух рек, показывает, что при одном и том же водном режиме водохранилищ и одинаковой крупности наносов, приносимых реками, крупные наносы в узком ущелье формируют гряды с ярко выраженной крутой фронтальной частью, а в широкой пойме другой реки — дельту с пологим передним склоном. Скорость перемещения дельтовых образований в глубь водохранилища, как правило, в 2—3 раза меньше, чем скорость перемещения гряд, что связано с разрастанием дельты в ширину.

Процесс формирования бьефов в основном зависит от высоты подпора плотиной или естественной перемычкой. Как показали исследования А. М. Мухамедова [130], при низких напорах (3—4 м) занесение верхнего бьефа происходит в течение 2—3 лет, при этом заиление взвешенными наносами очень незначительно. Скорости потока в верхнем бьефе при таком подпоре мало отличаются от обычных. Кривая подпора распространяется только на 500—1000 м, и верхний бьеф имеет малый объем. При его занесении донными наносами медленно движущаяся гряда увеличивается в размерах по направлению к перемычке. На вышележащем участке русла эта гряда наносов создает дополнительный подпор за счет разности уклонов водной поверхности еще не занесенного участка верхнего бьефа и поверхности гряды. Этот подпор задерживает часть наносов, вызывая дальнейший подъем дна. Таким образом, чем дальше к перемычке продвигается гряда, тем больше объем отложений и медленнее движение гряды наносов.

После занесения основного объема верхнего бьефа гидравлический режим почти приближается к режиму реки до подпора и быстро устанавливается транзит наносов.

У более высоких перемычек с напором 6—8 м длина кривой подпора увеличивается до 3—4 км, а заполнение верхнего бьефа наносами длится не менее 5—6 лет. В первые годы верхний бьеф заиливается взвешенными наносами, а донные задерживаются в месте выклинивания кривой подпора, откуда начинается грядовое движение донных наносов к плотине с погребением под ними ранее осевших мелких взвешенных наносов. Увеличение расходов воды во время паводков ускоряет движение гряды наносов и вызывает уменьшение ее высоты за счет повышения уровня и скорости потока. При уменьшении расходов воды возникает новая гряда малой высоты, движущаяся поверх старой. Движение такой гряды происходит на спаде паводка, когда место ее выклинивания опускается вниз по течению. Мелкие фракции донных наносов, отложившиеся в межень, а также часть накопившихся у перемычки взвешенных наносов во время паводка могут быть частично или полностью размыты.

Следует также отметить, что в период половодья к перемычке вследствие увеличения скоростей течения приносятся более крупные по сравнению с меженью взвешенные наносы, что приводит к образованию в призме заиления горизонтальной слоистости, выраженной слоями с различной крупностью отложений и отражающей чередование больших и малых расходов.

Таким образом, при достаточной высоте перемычки в зоне подпора образуются два характерных участка: верхний с грядообразным продвижением крупных донных наносов и нижний, сравнительно равномерно заиляемый мелкими взвешенными наносами. Гряда влекомых наносов, образовавшаяся в месте первоначального выклинивания кривой подпора, растет вверх и вниз по течению примерно с одинаковой скоростью.

Наибольшую длину отложений наносов в верхнем бьефе можно определить по формуле С. Т. Алтунина [6]: $L = \Delta H / i_{\text{ест}} K$, где $i_{\text{ест}}$ — естественный уклон реки в районе перемычки (плотины); ΔH — подпор у перемычки в межень; K — коэффициент, значение которого для первого периода $\div 1,0 + 2,0$, для второго $\div 2,0 + 5,0$ и для третьего $\div 5,0 + 8,0$.

Для определения длины призмы заиления, формирующейся в результате осаждения взвешенных наносов, С. Т. Алтуниным [7] приводится следующая формула: $L = \Delta H / i_y - i_0$, где L — длина призмы заиления, м; ΔH — разница между отметками подпорного и бытового (до подпора) горизонта воды; i_0 — бытовой (не подпертый) уклон водной поверхности; i_y — уклон перед перемычкой после создания подпора.

В естественных и искусственных водохранилищах, расположенных на горных реках, несущих большое количество мелких наносов ($d < 0,1 \div 0,02$), при определенных насыщениях воды

наносами ($> 5,0 \text{ кг/м}^3$) русловой поток, вступая в зону подпора, не смешивается с водой водохранилища, а опускается в нижние слои, образуя тяжелый донный поток, движущийся по направлению к перемычке. Условия формирования и движения донных потоков оказывают большое влияние на заиление водохранилищ [130].

Заканчивая описание влияния перегораживающих перемычек на гидродинамический режим горных потоков, необходимо отметить, что в отличие от струенаправляющих перемычек их экранирующее воздействие на нижний бьеф распространяется на гораздо меньшее расстояние, чем подпруживающее вверх по течению. Поэтому в зоне действия перегораживающих перемычек более широкое развитие имеют отложения фации подпруживания, а не природных экранов.

в. Особенности гидродинамического режима в воронках размыва под водопадами

На горных реках, в особенности небольших (вторая группа), довольно часто встречаются водопады различной высоты, формирующие местные воронки размыва, в которых могут накапливаться весьма специфические отложения. Местный размыв русел ниспадающей струей при строительстве гидротехнических сооружений изучался многими исследователями [121, 140, 4 и др.].

Как показали исследования Ц. Е. Мирцхулавы [121], при размыве скальных грунтов пульсирующая ниспадающая струя, действуя динамически, вызывает вибрацию по трещинам отдельностей скального основания. Это приводит к нарушению связи между окаймленными трещинами отдельностями, они расшатываются и срываются с места. В начале размыва этот процесс протекает наиболее интенсивно и отрываются обломки большого размера. С углублением воронки размыва воздействие ниспадающей струи на дно ослабевает и размер отрываемых кусков породы постепенно уменьшается. Оторванные части, подхваченные вальцами потока, мгновенно выбрасываются и некоторые из них транспортируются потоком, а остальные откладываются на борту воронки размыва, образуя бар. Обломки большого размера, которые поток не может выбросить сразу, выносятся лишь после размельчения вследствие движения внутри воронки. Наклон напластования коренных пород, направленный против течения, повышает сопротивляемость размыву и наоборот.

Дно и откосы сформировавшейся воронки размыва оказывают сопротивление свободному растеканию, и струя движется в ней, как несвободная. При ударе о дно воронки струя наклонена к горизонту и из ниспадающей превращается в восходящую. Силовое воздействие потока на дно, а также вынос оторванных со дна частиц будут зависеть не только от величины осевых скоростей ниспадающей струи, но также и от восходящей струи. Ограни-

чение области растекания струи откосами и дном воронки размыва, а также наличие в ней постоянно циркулирующей взвеси вызывают более интенсивное гашение скоростей, чем в толще воды до размыва. Таким образом, размывающая способность ниспадающей струи с образованием воронки (ямы) размыва уменьшается.

При размыве падающей струей несвязных грунтов различного гранулометрического состава (например, современных аллювиальных отложений) затуханию размыва способствует также естественная отстойка дна и откосов воронки размыва более крупными частицами. При затухании размыва количество вымываемого со дна материала постепенно уменьшается, и в состоянии, приближающемся к динамическому равновесию, часть частиц находится в постоянном круговом движении, и лишь отдельные частицы достигают верхнего уровня воды в воронке и оттуда уносятся вниз по течению. Процесс размыва воронки прекращается тогда, когда вымываемые под воздействием восходящей пульсирующей струи со дна и верхнего откоса частицы не выносятся из воронки размыва и вновь возвращаются на то место, откуда они были подхвачены. Следовательно, в несвязных грунтах размыв прекращается в тот момент, когда максимальная пульсационная скорость восходящей струи у горизонта воды в воронке равна гидравлической крупности частиц, слагающих в данный момент ее дно.

По мнению Е. В. Плетневой [140] и многих других исследователей, глубина воронки размыва падающей струей является функцией удельного расхода воды q , напора z и ряда факторов, объединенных коэффициентов K (свойства грунта, аэрация потока, угол наклона струи к горизонту и др.). В самом общем виде эта зависимость может быть представлена как $H_{\max} = Kq^m z^n$. Однако следует отметить, что увеличение высоты водопада, обуславливающей напор вследствие усиления аэрации водной струи во время падения, при определенных значениях уже не приводит к возрастанию глубины проникновения в массу воды, а следовательно, и к увеличению воронки размыва.

В горных потоках в начальной фазе формирования русел под водопадами образование воронки (ямы), по всей вероятности, весьма сходно с процессом размыва падающей струей скальных грунтов. В дальнейшем воронка выстилается наносами различной крупности, и ее размеры, отвечающие максимальным паводковым расходам, в какой-то мере стабилизируются. Ежегодно в межень при малых расходах воронка частично или даже полностью заполняется наносами, которые в паводок размываются и переотлагаются, образуя новую воронку размыва. Процесс формирования воронки в ранее отложенном аллювии сходен с процессом размыва падающей струей несвязных грунтов различного гранулометрического состава.

Таким образом, основные факторы, влияющие на формирование горного аллювия, коренным образом отличаются от факторов,

имеющих значение при образовании аллювия равнинных рек. Если в равнинных реках формирование аллювия полностью зависит от гидродинамических особенностей потоков и на них, за редкими исключениями, практически не влияет строение склонов долины, то в горных реках наблюдается обратная картина. Поступление большого количества обломочного материала со склонов долины и возникновение различных перемычек оказывают весьма существенное воздействие на русловые процессы и формирование горного аллювия.

Гидродинамические характеристики бурных горных потоков (быстротоков) с большими скоростями течения и интенсивной турбулентностью качественно отличаются от таковых на равнинных реках. Высокая транспортирующая способность горных рек позволяет им в отличие от равнинных перемещать грубые валуно-галечниковые наносы, особенно во время паводков. В связи с этим в горном аллювии преобладающее развитие имеют русловые фации, представленные различными галечниками и валунами. Хотя гидродинамический режим бурных горных потоков весьма сложен, его основные особенности, отмеченные выше, отражаются в фациях формируемого ими аллювия.

ФОРМИРОВАНИЕ И СТРОЕНИЕ АЛЛЮВИЯ В ГОРНОЙ ОБЛАСТИ

В пределах горной области, как уже указывалось, выделяются две зоны: ледниковая, или троговая, а также теснин и ущелий. Первая имеет довольно ограниченное распространение, поэтому основные закономерности формирования горного аллювия целесообразнее разобрать на примере зоны теснин и ущелий, где фациальные обстановки характеризуются наибольшим разнообразием и полнотой. В этой зоне можно проследить формирование всех трех групп фаций горного аллювия — русловых, пойменных и перемычек.

По особенностям гидродинамической обстановки накопления современного аллювия выделяются три основных типа русел горных рек: 1) однорукавные прямолинейные или слабо изгибающиеся русла; 2) извилистые однорукавные русла с частыми излучинами; 3) многорукавные, или разветвленные, русла, дробящиеся на многочисленные протоки, разделенные косами и островами. В третьем типе можно выделить русла, состоящие примерно из равнозначных протоков и рукавов, и русла, где имеется четко выраженное главное русло с наибольшими расходами воды и наносов и второстепенные боковые протоки со значительно меньшими расходами.

Для каждого типа русел характерны и свои поймы. Так, на однорукавных прямолинейных руслах встречаются только небольшие участки скелетных и экранированных пойм, извилистые русла формируют побочные, а разветвленные — островные поймы. Перед крупными перегораживающими перемычками на всех типах русел образуются весьма своеобразные подпруженные поймы. Накопление пойменного аллювия на разных типах горных пойм существенно различное вследствие неодинаковых гидродинамических условий.

1. РУСЛОВОЙ АЛЛЮВИЙ

а. Аллювий однорукавных прямолинейных русел

Особенности гидродинамической обстановки у дна горных рек и возможности накопления руслового аллювия в виде различных аккумулятивных форм. Однорукавные прямолинейные русла имеет большая часть малых рек второй группы и многочисленные участки крупных рек третьей группы, приуроченные главным образом к районам перемычек. Как правило, на спрямленных участках реки, текущие единым бурным потоком, имеют макси-

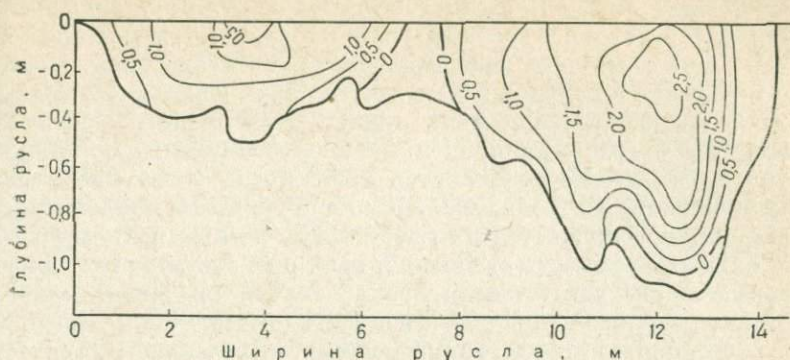


Рис. 5. Изотахи (м/с) р. Баксан, по В. М. Сокольникову

мальные кинетичность и скорость течения. Однако из-за большой шероховатости в придонных слоях даже самых бурных потоков между крупными обломками образуются застойные зоны. Бездейственные слои играют роль «водяных подушек», над которыми скользят верхние слои, не вовлекая какое-то время придонные массы в общий круговорот. Это явление хорошо иллюстрируется схемами распределения скоростей течения в горном потоке (рис. 5) [170]. Наличие нулевых или минимальных значений скоростей потока у дна способствует отложению и дальнейшему закреплению обломочного материала в руслах горных рек даже на самых узких ущелистых участках.

Так, в русле р. Терек у сел. Казбеги мощность современного аллювия около 8 м, а в других местах 6—10 м и более [49]. В каньоне р. Алазани (хр. Каш и Куш-Ормут) мощность толщи аллювия составляет около 10 м [16], на р. Ингури — 38 м [50]. В Чиркейском ущелье мощность руслового аллювия р. Сулак достигает 18 м [2].

Современный русловой аллювий прямолинейных русел чаще всего накапливается в виде валунно-галечниковых аккумулятивных гряд, разделенных неглубокими понижениями. Гряды, ориентированные в основном нормально к потоку, имеют своеобразный ступенчатый продольный профиль и параболическую форму поперечных сечений. Кроме обычных рифелей и гряд часто встречаются антидюны с более крутым верховым откосом и симметричные гряды со склонами примерно равной крутизны.

На горных реках Киргизии, по данным В. Ф. Талмаза и А. Н. Крошкина [175], гряды такого рода состоят из 6—20 валунов диаметром 0,4—2 м. Высота уступов гряд колеблется от 0,2 до 2 м, а ширина — от 4 до 20 м. Гряды образуют ступени в продольном профиле рек, которые имеют нулевые, а иногда даже и обратные уклоны. На р. Варзоб и его притоках отмечались гряды длиной до 1—1,5 м при высоте до 10—18 см [52].

На малых реках Восточного Памира Г. А. Дружининым [53] установлено, что на гребнях гряд продольные придонные скорости горных потоков достигают наибольших значений. Поэтому они и слагаются самым грубым, обычно крупновалунным материалом. В подвальях гряд и на прилегающих к ним участках по сравнению с гребнями придонные скорости уменьшаются почти в три раза, и здесь становится возможным отложение сравнительно более мелких обломков. Влияние гряды на придонные скорости обычно ощущается на расстоянии, равном пяти глубинам.

Большая крупность отложений гряд препятствует их размыву, который происходит, как правило, только во время наиболее крупных паводков малой обеспеченности (около 4—5%), когда расходы становятся руслоразрушающими. Последние, характеризуясь кратковременностью, вызывают значительные переформирования русла. Во время этих расходов потоком транспортируются наиболее крупные валуны, и русло изменяет свою продольную и поперечную конфигурацию.

Кроме руслоразрушающих катастрофических расходов В. Ф. Талмаза и А. Н. Крошкин [175] по характеру деформации русел горных рек выделяют также руслоформирующие и руслоприспосабливающие расходы. При руслоформирующих расходах, имеющих обеспеченность 5—15%, деформации русел значительно уменьшаются. В этом случае между потоком и аллювиальными отложениями русла возможно динамическое равновесие, при котором фракционный состав транспортируемых наносов приблизительно соответствует крупности русловых отложений, а общие конфигурация и размер плановых, поперечных и продольных форм русла остаются практически без изменений.

Во время протекания руслоприспосабливающих расходов размывы русла и отложение наносов имеют местный характер, и поток как бы частично (ввиду постоянной пульсации расходов воды и наносов) приспосабливает русло к своему гидрологическому режиму. Фракционный состав наносов, транспортируемых потоком, значительно меньше крупности русловых отложений. Неровности дна русла, когда поток перегружен влекомыми наносами, несколько сглаживаются отложением аллювиального материала в зонах с малыми скоростями течения. Наоборот, когда поток недогружен влекомыми наносами, происходит увеличение выступов шероховатости за счет местных размывов дна.

Влияние кинетичности потока на гранулометрический состав формирующегося руслового аллювия. Экспериментальные исследования и полевые наблюдения Н. А. Михайловой и Д. Н. Набатова [124] показали, что характер отложения обломочного материала в руслах горных рек во многом зависит от кинетичности потока. Так, при числах Фруда $0 < Fr \leq 0,5$ отдельные мелкие обломки, соизмеримые с минимальным размером частиц, подстилающих дно, заполняют пустоты между обломками крупных размеров, сглаживая или выравнивая дно. В этом случае на дне русла фор-

мируется слой разнородного аллювия, состоящего из крупных и мелких обломков. При числах Фруда $0,5 < Fr < 1$ отдельные обломки, соизмеримые с минимальным размером частиц, подстилающих дно, уносятся потоком и пустоты между отдельными обломками заполняются частицами, соизмеримыми уже не с минимальными, а со средними размерами частиц, подстилающих дно. Дно становится шероховатым и формируется слой аллювия из средних по величине обломков. При $Fr \geq 1$ пустоты между обломками в результате выноса мелких и средних частиц увеличиваются и шероховатость дна достигает максимальных значений. На дне русла могут накапливаться только наиболее грубые обломки.

Следовательно, формирование руслового аллювия происходит в зависимости от кинетичности потока, а также от колебаний расходов воды и наносов. Русловые отложения могут накапливаться при перемещении донных наносов в форме рифелей, гряд и антидюн, а также и в гладкой фазе. Вследствие этого накопившийся аллювий может характеризоваться различной косою или горизонтальной слоистостью.

Стрежневая и прибрежная зоны горного потока и формирующиеся в них фации руслового аллювия. Стрежневая зона характеризуется самой активной гидродинамической обстановкой. Скорости течения здесь наивысшие, а крупность перемещаемых наносов наибольшая. В прибрежной зоне течение вследствие большой шероховатости берегов замедленное и горный поток часто уже не носит бурный характер, что приводит к значительному уменьшению фракций влекомых наносов. В таких зонах формируются две основные фации руслового аллювия — *стрежневая* и *прибрежная*, резко отличающиеся по гранулометрическому составу. Крупность отложений стрежневой фации может быть в 2—5 и более раз больше прибрежной.

Сортировке материала по крупности в прямолинейных руслах способствует поперечная циркуляция, причем для потоков малой глубины по сравнению с шириной наиболее характерна двойная поперечная циркуляция с расходящимися поверхностными токами; в глубоких же потоках большее распространение получает двойная поперечная циркуляция со сходящимися донными и расходящимися поверхностными токами [46].

В прямолинейных руслах происходит также и некоторая продольная сортировка по крупности галек и валунов и их петрографическому составу. Это обусловлено тем, что более легкие обломки пород одинаковой формы и размеров уносятся течением дальше тяжелых, а более крупные обломки одинаковой плотности и формы начинают движение позже и до срыва самоотности двигаются медленнее относительно более мелких. Вследствие этого после поступления порции обломочного материала со склонов или из притоков наиболее крупные валуны и обломки относительно большей плотности перемещаются вниз по течению на значительно меньшие расстояния по сравнению с более мелкими и легкими.

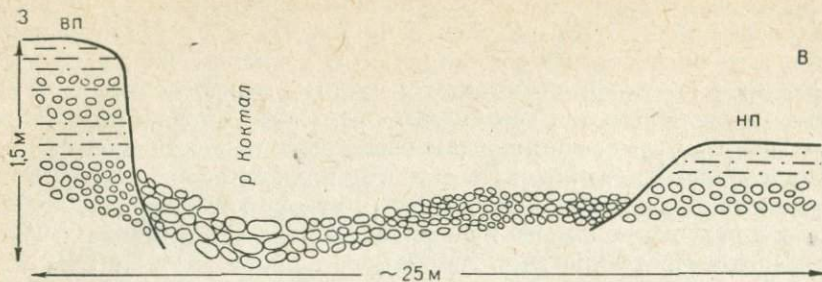


Рис. 6. Строение русла р. Коктал (хр. Каратау) выше одноименного селения.
ВП — высокая пойма; НП — низкая пойма

Для стрекневой зоны характерно черешитчатое залегание уплощенных валунов и галек с наклоном их коротких осей по течению. Углы наклона обычно несколько возрастают с увеличением скорости течения [146, 24, 103, 249 и др.]. В прибрежной зоне в отличие от стрекневой длинные оси обломков располагаются не перпендикулярно, а под косым углом к направлению потока. Углы наклона валунов и галек здесь значительно уменьшаются вплоть до горизонтального залегания. Длинные оси галек обычно имеют небольшой наклон в сторону стрекня потока [47].

Четкую границу между фаціальными обстановками стрекневой и прибрежной зон провести довольно трудно, так как изменения скоростей течения, а следовательно, и гранулометрического состава отложений и ориентировки обломков происходят постепенно, без резких скачков. Однако крайние члены этого непрерывного ряда различаются очень резко.

В качестве характерного примера современных отложений стрекневой и прибрежной фаций можно привести русловой аллювий р. Коктал (хр. Каратау), имеющей снегово-дождевое питание. В пересохшем русле отчетливо видно, что его наиболее глубокая, стрекневая часть (рис. 6) сложена более крупными (10—55 см) полуокатанными и среднеокатанными валунами, а прибрежная — более мелкими (5—7 см) разнообразными галечниками. Большинство валунов стрекневой фации наклонено короткой осью по течению, а гальки прибрежной фации в основном лежат плоской стороной почти горизонтально, длинной осью вдоль направления течения или под косым углом к нему.

В стрекневой фации и менее четко в прибрежной можно выделить две субфации: гряд, формирующихся при максимальных скоростях течения и сложенных наиболее крупными обломками, и межрядовых понижений, где течение замедляется и становится возможным отложение более мелкого обломочного материала. Смена этих субфаций происходит весьма постепенно, и нередко они трудно отделимы друг от друга.

Как пример накопления аллювия однорукавных прямолинейных русел можно привести р. Терек в Дарьяльском ущелье. Русло-

вой аллювий представлен здесь грубыми валунами, которые постепенно обрабатываются рекой с помощью более мелких обломков. Отдельные наиболее крупные глыбы, обвалившиеся со склонов, оглаживаются почти без перемещения, представляя собой своеобразную обвальную отмостку (высота глыб превышает глубину потока по крайней мере в меженное время). Преобладающие размеры валунов, составляющих русловую фацию на таких участках, 0,5—1,5 м, а максимальные — до 2—4 м. Галька встречается лишь в эрозионной тени крупных валунов.

Многочисленные выступы коренных берегов в Дарьяльском ущелье, образующие струнаправляющие перемычки, оказывают незначительное экранирующее воздействие. Течение здесь сильное и направление его настолько разнообразное, что относительно мелкий материал почти полностью размывается не только перед выступами речного ложа и берегов, но и за ними. Все пространство между берегами занимает зона влияния основного потока. Однако в отдельных местах русла на очень узких (до нескольких метров) участках между руслом и коренными породами встречаются горизонтально-слоистые мелкогалечниково-песчаные отложения, залегающие в промежутках между крупными валунами, которые можно отнести к фациям подпрудживания и экранов, формирующихся у струнаправляющих перемычек. Принцип действия природных экранов наиболее ярко проявляется при формировании аккумулятивных русловых форм. В небольших расширениях обломочный материал, отложенный паводковым потоком, образует довольно высокие (до 3—5 м) и узкие (4—6 м), резко очерченные гряды, вытянутые в направлении течения на расстояние 30—50 м. В головной части этих гряд располагаются глыбы до 3 м в диаметре, вокруг которых нагромождены более мелкие с заполнителем из галек разных размеров. За глыбами располагается сильно вытянутый валунно-галечниковый конус, длина, высота и ширина которого целиком зависят от размеров глыбового экрана. Между собой гряды разделены ложбинами, подчеркнутыми эрозией. Внешний склон гряд, обращенный к руслу, устлан более крупными валунами по сравнению с противоположным склоном. Гряды размываются и перемещаются после каждого паводка в зависимости от паводковых расходов. Интересно заметить, что даже огромный валун Ермолова ($32 \times 25 \times 15$ м) с 1840 г. сместился почти на 20 м [29].

В ущелье р. Ардон на пересечении с гранитными массивами Передового хребта также встречаются характерные узкие гряды руслового аллювия высотой до 7 м над меженим уровнем, состоящие из глыб размером $2 \times 2 \times 2,5$ м.

Отложения стрекневой и прибрежной фаций обычно состоят из довольно большого количества галечно-гравийного, реже песчаного материала, заполняющего пространства между валунами. Песчаный заполнитель, как правило, имеет повышенное содержание минералов тяжелой фракции. Так, на р. Зеравшан оно в со-

временном русле (прибрежная фация) достигает 5—7, иногда 9—12% (весовых), тогда как в других фациях обычно редко превышает 1,5—2,0% *. Среди минералов тяжелой фракции наиболее широко распространены гематит и лимонит (25—45%), а также амфиболы и пироксены (20—40%). Кроме того, встречаются магнетит (5—10%), гранаты (3—12%), циркон (2—6%), ильменит (1—5%), турмалин (1—3%), андалузит (1—2,5%), сфен (0,5—1%) и ряд других минералов. В минералах легкой фракции резко преобладает кварц (35—70%), в небольших количествах (1—12%) встречаются полевые шпаты и карбонаты. Для легкой фракции характерно высокое содержание обломков различных пород (15—55%). Гранулометрический состав гравийно-песчаного заполнителя валуно-галечниковых отложений стрежневой и прибрежной фации мало отсортирован (S_0 от 2,5 до 4,5), содержит значительное количество ($>35\%$) частиц размером более 2 мм и весьма малое ($<5\%$) частиц размером 0,01—0,05 мм.

В разрезах террас отложения стрежневой и прибрежной фаций обычно могут быть выделены только в достаточно полных поперечных сечениях (например, при их нересечении притоками более низкого порядка), когда их можно отделить по характерному изменению крупности обломочного материала. Это наблюдалось нами в верхнеплейстоценовых террасах р. Кштут (левый приток р. Зеравшан) по ее правому берегу в приустьевой части. В разрезах террас аллювий однорукавных прямолинейных русел встречается довольно редко, что вызвано тем, что террасы горных рек обычно сохраняются в расширениях долин, для которых более свойственны извилистые или многорукавные ветвящиеся русла.

В качестве типичного примера отложений стрежневой фации однорукавных прямолинейных русел можно привести основание разреза 150-метровой террасы р. Терек недалеко от устья р. Армхи. Здесь по правому берегу над урезом воды обнажаются валуновые отложения с отдельными глыбами до 3—4 м в поперечнике и с основной массой валунов размером до 1,5 м (рис. 7). Пространство между крупными глыбами заполнено мелкими валунами до 20—30 см в поперечнике и крупными галечниками. Заполняющим веществом служит гравийный и пепловый материал.

Формирование фаций самоотмстки и отмстки. В прямолинейных неветвящихся руслах, как и в других типах русел, вследствие вымывания мелких фракций в межениный период происходит укрупнение русловых отложений в 2—3 раза по сравнению с фракционным составом наносов, транспортируемых потоком. В результате в русловом аллювии часто формируются слои отложений, характеризующиеся наиболее грубым гранулометрическим составом (обычно крупные валуны до 0,5—1,0 м в поперечнике) и отсутствием даже в качестве заполнителя отложений мелких

* Определение содержания минералов проводилось во фракции 0,05—0,25 мм.

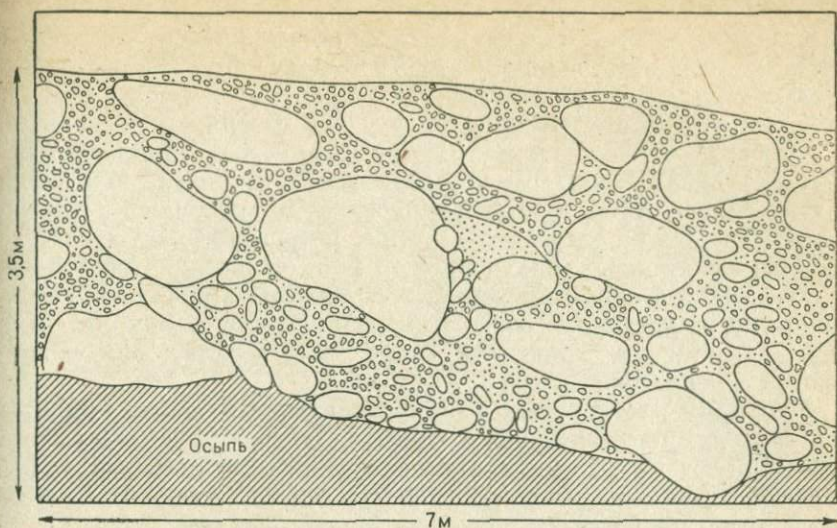


Рис. 7. Аллювий стречневой фации в основании 150-метровой террасы у устья р. Армхи в обрыве ее правого берега

фракций. Такого рода отложения, накопившиеся в специфической фациальной обстановке в процессе вымывания мелких фракций из руслового аллювия, можно отнести к фации *самоотмостки*, которая широко распространена и в других типах русел. При самоотмостке обычно не происходит движения наносов в форме рифелей или гряд. Поэтому косая слоистость для отложений этой фации не характерна. Самоотмостка обычно срывается во время паводков. Однако она, как правило, не разрушается при непродолжительном воздействии на нее потоком со скоростями течения, превышающими скорости, при которых происходила отмостка русла. Следовательно, при кратковременных увеличениях расходов воды и скоростей течения отложения фации самоотмостки существенно не переформируются.

Фация *отмостки* образуется в результате поступления в русло достаточно крупного обломочного материала преимущественно неаллювиального генезиса, который обычно слабо обрабатывается водным потоком и переносится на незначительное расстояние.

Отмостка русел аллювиальными отложениями может происходить ниже впадения притоков, которые вследствие более крутых уклонов продольного профиля часто приносят более крупные наносы, чем главная река до места их впадения [46]. Средний диаметр обломков такой отмостки уменьшается вниз по долине до впадения следующего притока. Наиболее крупная отмостка образуется в главной долине при выходе из боковых притоков селей, способных перемещать громадные валуны и глыбы. Отмостка русла крупными обломками, перемещенными рекой на очень короткие

расстояния, часто почти без окатки, может происходить также и в результате поступления крупного обломочного материала с разрывающихся осыпных склонов. Более грубая отмостка формируется в результате поступления в русло обвального материала.

Отделить отложения самоотмостки от отмостки, возникшей в результате попадания в русло обломочного материала притоков, селей, осыпей и обвалов, а в верховьях долин также и морен, обычно удается на основании изучения петрографического состава и степени окатанности валунов, слагающих отмостку. Кроме того, в отложениях фации отмостки часто встречаются мелкие обломки, попавшие в затишные зоны между крупными валунами. При формировании же отложений фации самоотмостки они сохраняются значительно реже.

Как пример отложений фации самоотмостки можно привести разрез верхнепалеоценовой террасы р. Касансай (Чаткальский хребет) высотой до 20 м, целиком сложенный крупными валунами хорошей и средней окатанности и грубыми галечниками, имеющими резко подчиненное значение. Мелкогалечный, песчано-гравийный и мелкоземистый материал здесь практически отсутствует.

б. Аллювий изгибающихся русел

В извилистых руслах гидродинамический режим горных потоков существенно отличается от прямолинейных. Как уже отмечалось, на поворотах русла возникает интенсивная одиночная поперечная циркуляция, при которой донное течение с влекомыми наносами направлено от вогнутого берега с большими глубинами к выпуклому берегу с меньшими глубинами. Это приводит к формированию плеса у вогнутого берега и прирусловой отмели (побочня) у выпуклого, где возникают новые гидродинамические обстановки, не характерные для прямолинейных русел.

Горные речные излуины и их отличия от меандр равнинных рек. Излучины горных рек коренным образом отличаются от типичных меандр равнинных рек. Если последние образуются только под влиянием внутренних циркуляционных течений водного потока без участия склонов долины, то излуины горных рек формируются главным образом под воздействием различного рода струенаправляющих перемычек (литологических, структурных, обвальных, селевых и т. п.), т. е. при ведущей роли внешних факторов. Именно неровности берега обычно нарушают симметричность различного типа циркуляционных течений, вызывая тем самым наращивание одного берега и размыв другого, что и приводит в конечном итоге к формированию излуин.

Меандры равнинных рек отличаются достаточно большой подвижностью и в процессе развития речных долин смещаются вниз по течению с прорывом шейки меандра и образованием стариц. Излучины же горных рек являются обычно фиксированными, они крайне редко прорываются и смещаются вниз по течению без обра-

зования стариц во много раз медленнее, чем меандры равнинных рек.

Х. А. Исмагилов [72] относит речные излучины, обусловленные геологическим строением и морфологией берегов, к ограниченному и вынужденному типам в отличие от свободных излучин, в образовании которых склоны долины не принимают участия.

Распределение наносов на изгибе русла и возникающие фациальные обстановки. В результате поперечной донной циркуляции транспортирующая способность горных потоков на изгибах русел больше, чем на прямолинейных участках. В прямолинейных руслах фракционный состав руслового аллювия примерно симметрично уменьшается от стрежня к обоим берегам, в то время как на излучинах происходит резко асимметричная сортировка обломочного материала по крупности у выпуклого и вогнутого берегов.

Крупность наносов, отложившихся у вогнутых берегов, может в 2—20 раз превышать их крупность у выпуклых берегов [175]. На р. Мзымте Н. И. Маккавеевым было отмечено, что на косе у вогнутого берега, к которому прижата сильная струя течения, слагающий ее аллювиальный материал значительно более крупный (средний диаметр 15,6 см), чем на косе, расположенной всего на 200 м ниже по реке у выпуклого берега, где средний диаметр обломочного материала не превышает 6,2 см.

А. Ф. Пашинский [139] специальными исследованиями распределения русловых аллювиальных отложений на р. Пезуапсе установил резкие различия скоростей течения в разных частях поперечного сечения потока в изгибах русла. Крупновалунный материал, по его данным, концентрируется у вогнутого берега, а у выпуклого формируются пологие, намывные прирусловые отмели (побочни), сложенные галькой с мелкими валунами.

Вогнутые берега обычно подмываются рекой, и русла имеют здесь наибольшие глубины (плёсы), а у выпуклых берегов, наоборот, происходит аккумуляция наносов часто с формированием побочней, которые, по мнению Е. Хиккина [247], являются достаточно стабильными образованиями, мало изменяющимися во время обычных паводков. На плёсах, особенно в паводковый период, часто возникают водовороты, резко увеличивающие размыв дна. Размывы выпуклых берегов возможны только тогда, когда на вогнутых берегах имеются выступы длиной не менее одной трети ширины русла.

На излучинах горных рек плёсы и перекаты выражены гораздо лучше и они являются более устойчивыми, чем на прямолинейных участках.

На одиночной излучине русла четко обособляются две новые фациальные обстановки, обусловленные особенностями гидродинамического режима: стрежень в плёсе у вогнутого берега с максимальными глубинами и скоростями течения, а также наиболее грубыми влекомыми наносами, и побочень (прирусловая отмель) у выпуклого берега, где размыв сменяется аккумуляцией нано-

сов, по крупности во много раз меньших по сравнению с наносами, перемещаемыми у вогнутого берега.

Побочневая фация. В формировании побочневой фации, или фации прирусловой отмели, принимают участие как продольные, так и поперечные течения, играющие важную роль при распределении наносов на поворотах русла. Движение наносов к побочню значительно усиливается при наличии порогов у вогнутого берега.

Местоположение побочня на излучине зависит от расходов воды, скоростей течения, глубины потока и шероховатости русла. При увеличении расходов воды или скоростей течения зона намыва побочня, а также зона размыва и максимальных глубин у вогнутого берега постепенно перемещаются от начала излучин к их средним и конечным частям. То же происходит и при уменьшении глубины потока или шероховатости русел.

Головные (расположенные вверх по течению) части побочней в большинстве случаев слагаются наиболее грубым обломочным материалом, приносимым продольными течениями. Вниз по излучине зона максимальных продольных скоростей смещается к вогнутому берегу, и побочень формируется уже главным образом за счет накопления наносов, перемещаемых поперечными циркуляционными течениями от вогнутого берега.

Как уже отмечалось, на изгибе русла к выпуклому берегу в начале поворота выносятся наиболее мелкие обломки, а среди обломков одинаковой формы и размеров — обломки с наименьшей плотностью. С увеличением крупности обломков или их плотности траектория их перемещения от размываемого вогнутого берега к выпуклому постепенно выполаживается, и они отлагаются на побочне уже в середине и конце поворота. Вследствие этого на побочнях горных рек, которые являются достаточно устойчивыми русловыми формами [192], может образоваться весьма интересная и в общем аномальная сортировка обломочного материала по крупности с увеличением размеров обломков от центральных, а иногда и головных частей побочней к их хвостовым участкам. Обычно же крупность наносов уменьшается от начала руслового образования к его концу в несколько раз. Углы наклона галек и валунов в приверхе побочня обычно меньше, чем в устье и центральной части.

Следует отметить, что на начальных участках поворота поперечные скорости еще направлены от выпуклого берега к вогнутому, где и происходит отложение донных наносов. Перемещение наносов к выпуклому берегу и формирование побочней начинается примерно в $20-30^\circ$ ниже по течению от начала излучины. Примерно здесь же шнуровое движение донных наносов, характерное для прямолинейных русел, нарушается и переходит в сплошное, что часто сопровождается отложением наносов с образованием гряд.

Характерным примером формирования отложений побочневой фации является современный побочень р. Зеравшан у сел. Дардар

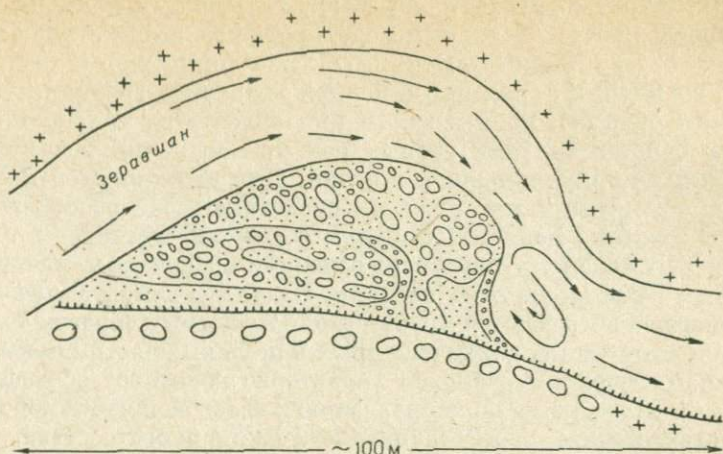


Рис. 8. Строение побочья на восточной окраине сел. Дардар

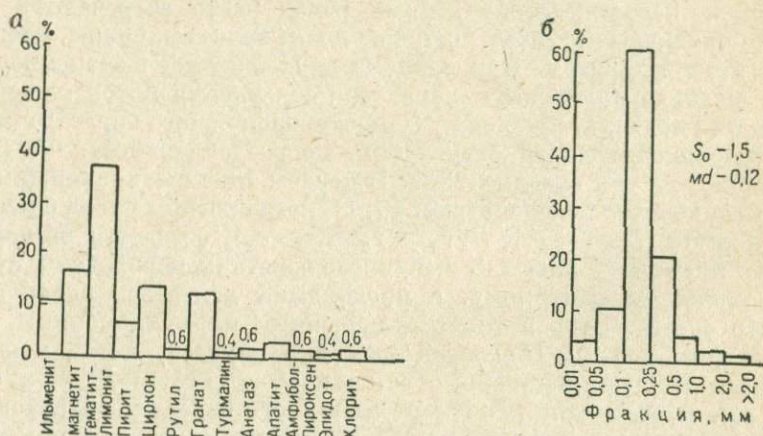


Рис. 9. Минеральный (а) и гранулометрический (б) состав песков современных побочневых отложений р. Зеравшан у сел. Дардар

(рис. 8) длиной до 80—90 м и шириной до 40 м. Наиболее грубые валуны (30—40 см в поперечнике) приурочены к наиболее пониженной краевой части побочья, примыкающей к руслу и часто заливаемой водой. В основном же побочень сложен средними и мелкими, реже крупными галечниками, пересыщенными разнозернистыми гравийными песками, которые в хвостовой и притеррасовой частях образуют самостоятельные скопления. Содержание минералов тяжелой фракции в этих песках очень невелико (0,01%), но среди них резко преобладают (82,2%) минералы с плотностью >4 (рис. 9). Гранулометрический состав песков характеризуется хорошей сортированностью ($S_0 1,5$) с резким преобладанием (66%)

фракции 0,1—0,25 мм (см. рис. 9, б). За побочнем ниже по течению прослеживается сильный водоворот, под воздействием которого на берегу формируются небольшие прирусловые валы до 12—20 см высотой, сложенные мелкой галькой и гравием.

Таким образом, побочневая фация образуется только на выпуклых берегах излучин горных рек при активном воздействии поперечных циркуляционных течений. Для нее характерен более мелкий обломочный материал по сравнению со стрежневой фацией. Отложения побочневой фации обычно представлены галечниками различной крупности (в основном средними и мелкими), гравием и разнозернистыми песками. Валуну и глыбы аллювиального генезиса встречаются крайне редко и главным образом только в их головных частях. Для гравийных и песчаных частиц примерно одинаковых формы и размеров характерно некоторое обогащение тяжелыми минералами по направлению к хвостовой части побочня, где иногда отмечается и укрупнение фракционного состава.

Концентрация тяжелых минералов в хвостовых частях побочней отмечалась также Л. В. Зориным [61] на р. Зее.

Фация перекатов. На горных реках часто встречаются не только одиночные изгибы, но также две и более излучины, следующие друг за другом. При наличии двух излучин в зависимости от их радиуса кривизны и характера сочленения поток из верхнего плёса подходит к нижнему (у противоположного берега) с разной гидродинамической структурой, подразделяемой Н. Ф. Дanelia [46] на три главных типа. В первом типе с сохранившимся циркуляционным течением (рис. 10, I), когда изгибы русла близки друг к другу ($L \leq (0 \div 1) B$; $r_1 > r_2$; $a_1 > a_2$), создается бесперекатный профиль. Наносы от выпуклого берега не переходят к противоположному выпуклому, а продолжают двигаться вдоль вогнутого берега. Второй тип с ослабленным циркуляционным течением (см. рис. 10, II) характерен для случаев, когда между изгибами есть прямолинейные вставки ($L \leq (1 \div 2) B$; $r_1 \leq r_2$; $a_1 \geq a_2$). В этом типе наносы от выпуклого берега не переходят на противоположный выпуклый берег, а перемещаются примерно по середине второго поворота, где начинает формироваться перекат. При достаточном удалении изгибов русла друг от друга прямой вставкой ($L \geq (6 \div 8) B$; $r_1 \leq r_2$; $a_1 \leq a_2$) образуется третий тип гидравлической структуры потока (см. рис. 10, III) без циркуляционных течений. Наносы в этом случае перемещаются вдоль выпуклых берегов и образуют перекааты.

В извилистых руслах в отличие от прямолинейных происходит уже более четкая дифференциация фациальных обстановок на плёсах и перекатах. Наиболее хорошо выраженные перекааты образуются на излучинах русел, отделенных друг от друга значительными прямолинейными участками, когда потоки имеют гидравлическую структуру третьего типа.

При увеличении расходов воды во время паводков в устойчивых руслах горных рек горизонт воды перед вогнутым берегом

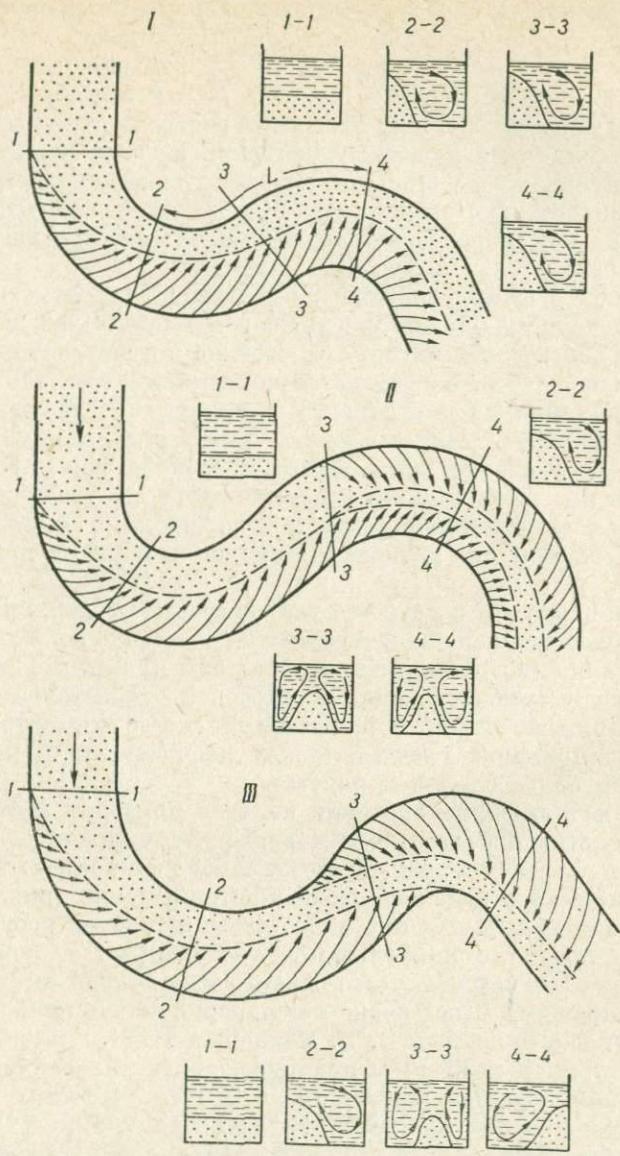


Рис. 10. Формирование плёсов и перекатов на двух излучинах, по Н. Ф. Далея:

I — бесперекатный профиль; *II* — наносы перемещаются вдоль выпуклых берегов. *1-1*, *2-2* и т. д. — линии профилей и разрезы по ним

существенно поднимается и подпирает перекат, где уклон поверхности воды уменьшается и донные скорости возрастают медленнее, чем средние. В то же время на двух соседних плёсах противо-

ложных вогнутых берегов уклоны, продольные скорости, поперечная циркуляция и размывы русла увеличиваются. В максимум половодья при высоких уровнях воды и больших расходах реки происходит подмыв переката со стороны нижнего плёса и наращивание его по высоте. При меженных расходах подпор и поперечная циркуляция на плёсах существенно падают, а на перекатах создаются большие уклоны и скорости течения, в особенности донные, значительно возрастают. Вследствие этого в межень происходит размыв перекатов и продукты их размыва частично заносят плёсы.

Отложения фации перекатов по своему гранулометрическому составу и облику близки к побочной фации, хотя слагающий перекаты обломочный материал, особенно в пристрежневой части, значительно грубее. Это сходство объясняется тем, что перекаты и побочни (прирусловые отмели) формируются главным образом под воздействием одних и тех же поперечных циркуляционных течений. Укрупнение обломочного материала перекатов обычно происходит в межень, когда донные скорости увеличиваются и начинается естественная самоотмостка русла с выносом более мелкого обломочного материала вниз по течению в прилежащие плёсы.

Фация перекатов в разрезах террас весьма сходна с побочной и может быть отделена от нее только в достаточно полных поперечных сечениях (по долинам притоков) как промежуточная между наиболее грубыми отложениями плёсов и относительно мелкими отложениями побочной. Фракционный состав отложений фации перекатов примерно средний между побочными и плёсовыми, но обычно более близок к первым.

Антидюнная форма влечения наносов приводит к формированию перекатов с более крутым верхним склоном, отложения которых в разрезах террас образуют сильно наклонную диагональную слоистость с падением слоев против течения (рис. 11).

Плёсовая фация. На плёсах во время паводков располагается стрежень потока с наибольшими продольными и поперечными скоростями. Здесь у вогнутого берега господствуют активные эрозионные процессы и возможно накопление только наиболее крупных валунов. По данным В. В. Ромашина [159], в плёсах р. Пезуапсе глубиной до 3—4 м при паводочных расходах возможны перемещения валунов диаметром 40—50 см. Поэтому плёсовая фация представлена наиболее грубыми валунами и гальками, которые поперечные циркуляционные течения не в состоянии переместить к противоположному выпуклому берегу. Крупность обломочного материала плёсовой фации, как правило, постепенно уменьшается от начала к концу излучины.

При спаде половодья гидродинамические условия на плёсах постепенно становятся более спокойными, и здесь может отлагаться относительно более мелкий влекомый обломочный материал. В межень на плёсах скорости течения и поперечная цир-

Рис. 11. Антидюнная ко-
слей слоистость в средне-
плейстоценовых конгло-
мератах V надпойменной
террасы р. Зеравшан ни-
же сел. Гусар

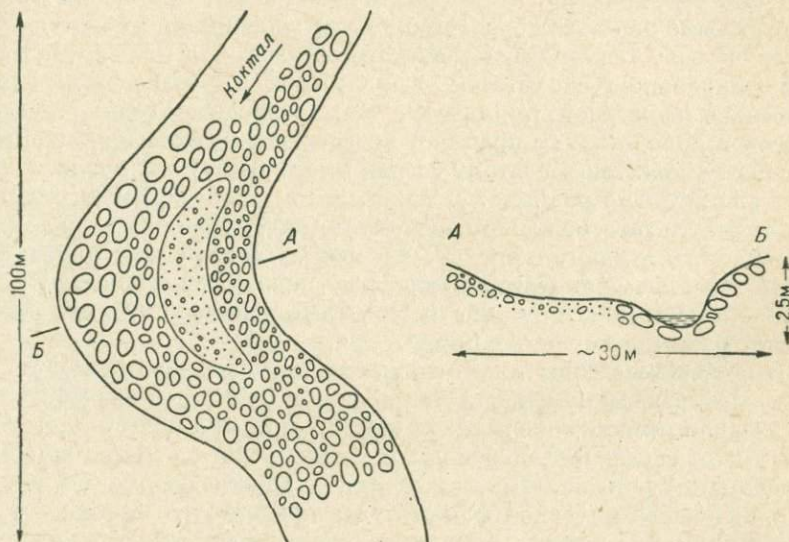
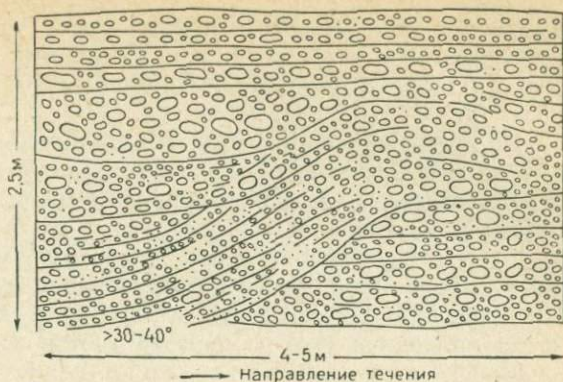


Рис. 12. Строение плёса на р. Коктал
АВ — линия профиля и разрез

куляция уже меньше, чем на перекатах, и в них становится воз-
можным отложение не только влекаемых, но даже частично и взве-
шенных наносов. Так, например, в плёсах р. Коктал (хр. Кара-
тау), пересыхающей летом, на поворотах русла грубозернистые
пески накапливаются не только в плёсовой ложине (рис. 12), где
в межень наблюдались стоячие лужи, питающиеся водой за счет
подземного долининого стока, но и на приплёсовой терраске, при-
уроченной к выпуклой стороне излучины. Здесь, по-видимому,
было тихое водоворотное течение, которое можно наблюдать на
поворотах в действующих потоках, а из самих плёсовых ям песок

вымывался как сильными продольными, так и поперечными циркуляционными течениями. При отмирании стока в межень в плёсовых лужах отстаивается маломощный наилок из песков и мелкоземов.

Во время нового паводка мелкие наносы вновь вымываются из плёсов и в них могут сохраняться только крупные обломки, соответствующие паводковой гидродинамической обстановке. Самый крупный обломочный материал отлагается во время наиболее мощных катастрофических половодий с руслоразрушающими расходами, когда происходят интенсивные переформирования русла. При меньших паводках грубый обломочный материал катастрофических паводков уже не переотлагается и остается на месте. На нем начинает откладываться относительно более мелкий обломочный материал, приносимый во время обычных паводков. Так как паводки, как правило, имеют различные расходы по годам, то соответственно на плёсах будет происходить накопление обломочного материала различного фракционного состава, что может привести к формированию слоистости, выраженной в чередовании слоев обломков различной крупности. В многоводные годы размывы плёсов в паводок, как правило, не компенсируются накоплением аллювия в межень, и поэтому за ряд многоводных лет русло может быть значительно размыто. В маловодные годы, наоборот, подъем дна в результате меженной аккумуляции будет больше размыва в паводок, и к концу периода маловодных лет глубина плёсов заметно уменьшается. Катастрофические паводки способны вынести весь обломочный материал из плёсов и интенсивно углублять русло за счет размыва коренных пород.

В ископаемое состояние отложения плёсовой фации могут перейти при резком изменении направления русла под воздействием каких-либо причин (обвал, сель и т. п.) или при общем постепенном уменьшении расходов воды с последующим отмиранием или смещением водотока. При смещении стрежня потока во время паводка разрез плёсовой фации будет представлен наиболее грубыми валунами, а при меньших расходах будет отмечаться некоторое уменьшение размеров обломков вверх по разрезу. В случае постепенного сокращения расходов воды уменьшение крупности обломочного материала вверх по разрезу должно быть еще более заметным. После смещения стрежня в плёсах возможна настолько спокойная гидродинамическая обстановка, что они могут превратиться в затишные зоны, где будут отлагаться даже мелкие взвешенные песчаные наносы. В качестве примера такого рода отложений плёсовой фации можно привести песчаники и мелкогалечные конгломераты, выполняющие древние эрозионные плёсовые понижения с относительной глубиной от 1—2 до 7—8 м, которые были вскрыты скважинами и карьерами у сел. Кампыррават на р. Карадарье. Эти своеобразные карманы песчаников и мелкогалечных конгломератов мощностью до нескольких метров залегают здесь в основании аллювиальных отложений голодностепского

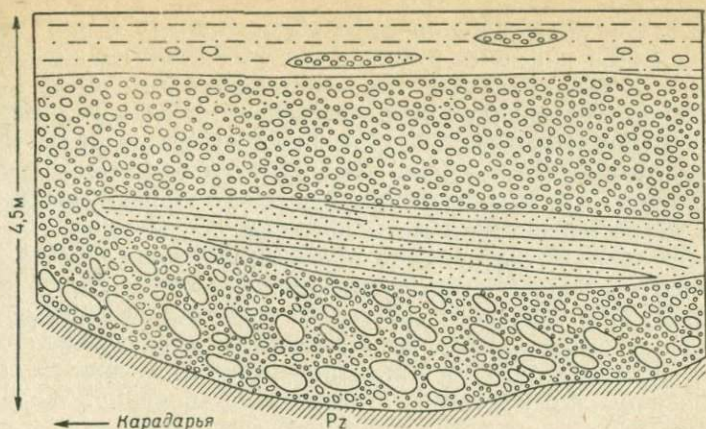


Рис. 13. Разрез карьера верхнеплейстоценовой террасы у сел. Кампыр-Рават (р. Карадарья)

комплекса, представленных в основном крупными галечниками и рыхлыми конгломератами.

В одном из карьеров у сел. Кампыррават на правом берегу р. Карадарья наблюдается уже иной разрез отложений плёсовой фации. На палеозойских сланцах в эрозионном плёсовом углублении здесь залегают валуны (до 30—40 см в поперечнике) и крупные галечники с песчано-гравийным заполнителем (рис. 13), отложившиеся при больших расходах воды, по всей вероятности, на стрежне главного русла. Вверх по разрезу размеры валунов и галек постепенно уменьшаются, что свидетельствует о сокращении расходов или, скорее всего, о смещении с плёса стрежня древнего потока. Над валунино-галечным слоем залегает крупная линза (до 1 м мощностью) мелкозернистых серых и зеленовато-серых песков с четкой, пологонаклонной слоистостью, отложившихся в затишных условиях, после того как плёс вышел из сферы действия основного русла. Выше линзы песков залегают плотные мелкие и средние галечники с небольшим количеством песчаного заполнителя, относящиеся к фации второстепенных проток. Они перекрываются горизонтально-слоистыми легкими светло-серыми сугесями с отдельными линзами и включениями галек, представляющими собой уже пойменные отложения.

Как характерный пример отложений плёсовой фации из известных автору разрезов можно привести обнажение верхнеплейстоценовой (III надпойменной) террасы р. Кумы в станице Бекешевской. Здесь на поверхности цоколя из черных глин прослеживается эрозионное понижение древнего плёса глубиной до 3 м, выполненного в нижней части крупными, плохо отсортированными галечниками до 10 см в поперечнике. Вверх по разрезу размеры галек значительно уменьшаются (до 2—3 см), что сопровождается заметным улучшением их сортировки и появлением гравийных

песков в качестве заполняющего материала. В самых верхних частях разреза плёсовых отложений серые разнозернистые пески образуют также вытянутые линзочки мощностью до 20—25 см. Над галечниковыми плёсовыми и русловыми отложениями залегают пойменные желтовато-серые тонкозернистые кварц-полевошпатовые пески с отчетливой горизонтальной слоистостью мощностью до 5—6 м. В верхней части разреза террасы пески постепенно сменяются суглинками мощностью 1,5—2 м.

Таким образом, плёсовая фация в зависимости от гидродинамического режима может быть представлена отложениями различного гранулометрического состава от крупных валунов, отлагающихся при высоких скоростях течения и интенсивных поперечных циркуляциях, до горизонтально-слоистых песчано-гравийных осадков, накапливающихся в относительно спокойной обстановке отмирающих плёсов. Отложения отмирающих плёсов, отражающие весьма специфичные затишные гидродинамические условия, следует выделить в самостоятельную субфацию.

Заканчивая описание аллювия изгибающихся русел, необходимо отметить, что усложнение гидродинамического режима, связанное с особенностями движения потока на поворотах русла, приводит к формированию новых фаций — побочной, плёсовой и перекаатов, не характерных для прямолинейных русел. Еще более сложные гидравлические ситуации возникают в разветвленных руслах, где также появляются соответствующие фации.

в. Аллювий разветвленных русел

На широких участках горных долин реки обычно дробятся на протоки и формируют аллювий разветвленных, или многорукавных, русел. При этом в горной части, как правило, четко обособляется основное русло с наибольшими расходами воды и наносов и боковые второстепенные протоки, а в предгорной зоне часто встречаются также русла, состоящие примерно из равнозначных протоков и рукавов.

Разветвленные, или распластанные, русла при одном и том же расходе обладают наибольшей удельной кинетической энергией и транспортирующей способностью по сравнению с другими типами русел [11].

Причины образования русловой многорукавности на горных реках. Русловая многорукавность является одним из распространенных типов руслового процесса на горных реках. Причины ее образования в горных условиях несколько отличаются от равнинных. На равнинных реках этот тип является усложнением ленточно-грядового, возникающего при перегруженности потока донными наносами. В горных же реках обычно нет условий для существования ленточно-грядового типа, требующего режима равномерного или близкого к нему движения. При пульсационном движении, характерном для горных рек, одна из причин формиро-

вания островной многорукавности — быстрое формирование крупной гряды, вызванное коротким, но резким увеличением расходов воды и наносов. После быстрого образования гряды следует такой же резкий спад, вследствие чего поток, управляемый руслом, созданным при увеличенных расходах, движется по наиболее пониженным местам гряды. Крупные гряды, сформированные галечно-валунным материалом, на спаде расходов воды разрушаются слабо. В это время на крупных грядах также образуются гряды меньшего размера и создается сложный рельеф, приводящий к формированию русловой многорукавности. Отдельные рукава при этом могут быть разной длины и направлены под различными углами (вплоть до прямого) к основному потоку.

При резком преобладании ширины потока над глубиной в нем возникает многократная поперечная циркуляция по ширине или двойная поперечная циркуляция по вертикали, которые, сосредоточивая и транспортируя влекомые наносы в зонах восходящих токов, способствуют расчленению потока на отдельные рукава [46]. Для горных потоков, по-видимому, более характерна двойная поперечная циркуляция по вертикали, возникающая в результате различного сопротивления берегов по глубине потока. Берега горных рек вследствие их различной шероховатости могут оказывать на поток воздействие такого рода.

При достаточно легко размываемых берегах мели и острова, разделяющие единый поток, возникают также и под воздействием двойной поперечной циркуляции со сходящимися донными и расходящимися поверхностными токами, характерной для потоков большей глубины. На излучинах сформировавшиеся острова постепенно перемещаются к выпуклому берегу и, причленившись к побочно, могут образовать пойму.

Деление русел на рукава часто происходит и перед перемычками различного рода, в особенности если они испытывают современные поднятия, вызывающие изменения продольного профиля. Так, перед тектоно-литологической перемычкой севернее г. Тырнауз (рис. 14) русло р. Баксан резко расширяется и делится на рукава, отделенные друг от друга островами длиной 30—40 м при ширине 5—12 м. Интересно отметить, что острова в основном состоят из песчаного материала и только в их головных частях прослеживаются галечниками. Появление большого количества мелкого материала на островах и образование за ними водоворотной зоны вызвано подпруживанием участка долины р. Баксан развивающейся перемычкой, в пределах которой отмечаются бурные пороги.

Гидродинамические особенности русел, делящихся на рукава, и фациальные обстановки в них. При отделении рукава в него попадает большая часть наносов, в особенности взвешенных, основного русла. Так как транспортирующая способность рукавов намного меньше главного потока, они обычно быстро заносятся и меняют свое направление. Наиболее интенсивное накопление

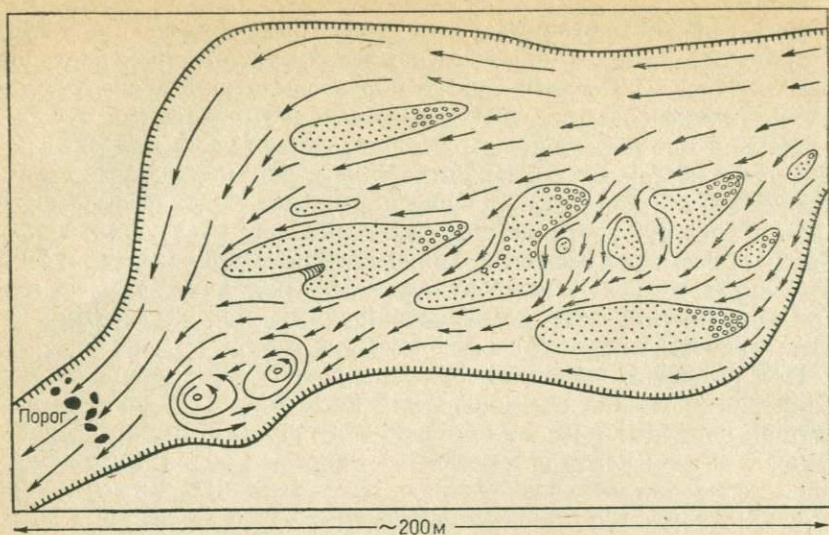


Рис. 14. Разветвление русла р. Баксан перед тектоно-литологической перемычкой севернее г. Тырнауз

наносов в рукавах происходит при спаде паводков, когда расходы воды постепенно уменьшаются и рукава часто превращаются в отмершие, отшнурованные протоки.

Деление потоков на рукава обычно сопровождается явлениями отжима струй и образованием водоворотных зон с более слабым круговым течением, где возможна аккумуляция сравнительно мелких наносов. Рукава редко бывают прямолинейными, и на их изгибах вследствие усиления поперечной циркуляции возникает резко асимметричная сортировка наносов по крупности у вогнутого (наиболее крупные) и выпуклого берегов.

Острова, а также отмели и побочни смещаются вниз по течению за счет размыва их головных частей и наращивания хвостовых. В головных частях размыву способствует то, что здесь на дно реки опускаются менее насыщенные наносами верхние слои воды, а также возникают два циркуляционных течения с донными струями, направленными в разные стороны. Эти течения, как правило, асимметричны, вследствие чего интенсивность размыва неодинакова со стороны главного русла и рукава. В концевых же частях, где собираются придонные струи, создаются благоприятные условия для аккумуляции наносов [8]. В хвостовых частях островов движущиеся циркуляционные струи направлены навстречу друг другу, что способствует отложению наносов.

Таким образом, в разветвленных руслах, делящихся на рукава, возникает весьма сложная гидродинамическая обстановка, характеризующаяся рядом специфических особенностей. Главная из

них — деление русла на рукава, в которые направляется большая часть наносов основного русла, это способствует проявлению аккумулятивных процессов. Участки горных рек с многорукавными руслами обычно находятся в перстративной, а местами в конструктивной динамической фазе аккумуляции аллювия.

Гидродинамические особенности разветвленных русел позволяют выделить следующие фациальные обстановки формирования аллювия: основного, или главного, русла с наивысшими скоростями течения и самыми крупными наносами; второстепенных проток со значительно меньшими расходами и слабым течением и более мелкими наносами, а также кос, островов и осередков, разделяющих протоки и заливающихся водой только во время паводков, часто малой обеспеченности. Эти обстановки хорошо отражаются в строении современного аллювия разветвленных русел, в особенности в распределении его по крупности обломочного материала. В соответствии с гидродинамическими обстановками выделяются и фации аллювия разветвленных русел. Формирование аллювия в главных руслах мало чем отличается от рассмотренных выше одорукавных русел и поэтому не рассматривается.

Фации кос и островов. Главными формами накопления аллювия разветвленных русел горных рек являются косы и острова. Первое, что бросается в глаза при их изучении — это отчетливое уменьшение крупности обломочного материала от головных к концевым частям.

Так, на р. Зеравшан на Айнинском участке долины наиболее возвышенные части островов и кос, выраженные в микрорельефе невысокими (до 0,5—1 м) валообразными, иногда пологогривистыми повышениями, почти всегда приурочены к головным, т. е. расположенным против течения, участкам кос и островов. Эти повышения, как правило, слагаются наиболее крупным галечниковым материалом размером 10—20 см с отдельными валунами до 30—40 см и более в поперечнике. Менее крупные галечники размером до 10 см, слагающие основную часть кос и островов, облекают возвышенные участки. Самые мелкие галечники, а также гравий и песок прослеживаются в хвостовых (по течению) частях кос и островов. Мелкий обломочный материал встречается в небольшом количестве и в головных частях островов, перед наиболее возвышенными участками, где он накапливается в результате подпруживания потока. Наиболее мелкие песчано-гравийные, а местами и супесчано-суглинистые отложения обычно приурочены к неглубоким (редко более 0,3—0,5 м) ложбинообразным понижениям микрорельефа кос и островов, представляющим собой отмершие протоки и сильно вытянутые, овальной формы западины.

Закономерное уменьшение обломочного материала от головных частей кос и островов к их хвостовым частям (рис. 15) наблюдалось автором совместно с В. М. Ряховским и на р. Карадарье (Восточная Фергана). Мелкозернистый материал здесь накопи-

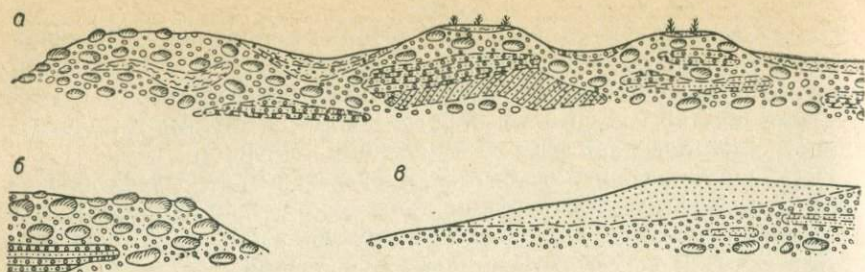


Рис. 15. Строение острова на р. Карадарье (Восточная Фергана):

а — поперечник через центральную часть острова; б — головная часть; в — хвостовая часть

вается в различного рода периодически отмирающих протоках и других понижениях.

Подобное строение островов и кос можно наблюдать на реках Арагви, Куре, Сулаке, Тереке, Бол. Зеленчуке (рис. 16, А), Теберде (см. рис. 16, В), Обихингоу (см. рис. 16, Г), Пяндже, Чу и других крупных горных реках, изучавшихся автором.

Аналогичное строение кос и островов сохраняется и на более мелких реках со значительно меньшими расходами воды и наносов. Так, широкое днище (около 250 м) одного безымянного притока р. Балан (Пакистан, горы Киртар) имеет бугристо-волнистую поверхность, состоящую из отдельных языков валунно-галечникового материала, разделенных многочисленными руслами, врезанными на 10—40 см (редко более) и заполняющимися водой только во время паводков. В межень небольшое количество воды отмечается только в одном-двух руслах. Самые повышенные головные участки островов и кос здесь также слагаются валунами до 20—40 см в поперечнике, а основная их часть — преимущественно крупными галечниками с редкими мелкими валунами; только в концевых частях кос и островов, а также в русловых понижениях отмечаются мелкие галечники и гравий, а местами в изолированных отстойниках — пятна суглинков. На крупных галечниках с единичными валунами по резкой границе залегают тонкие микрогоризонтально-слоистые суглинки буровато-серого цвета без примеси галек или гравия. Суглинки мощностью до 25—30 см перекрываются мелкими галечниками с большим содержанием гравия. Валунный материал до 40, редко 50 см в поперечнике прослеживается также в основном русле, где он перемещается только во время паводков.

Интересно отметить, что ниже по течению за моноклиальной грядой, сложенной крепкими меловыми известняками, прослеживается шлейф песчано-гравийного материала почти без примеси галек и валунов длиной около 500 м и шириной до 70—75 м. Это типичный пример формирования современной фации природных экранов.

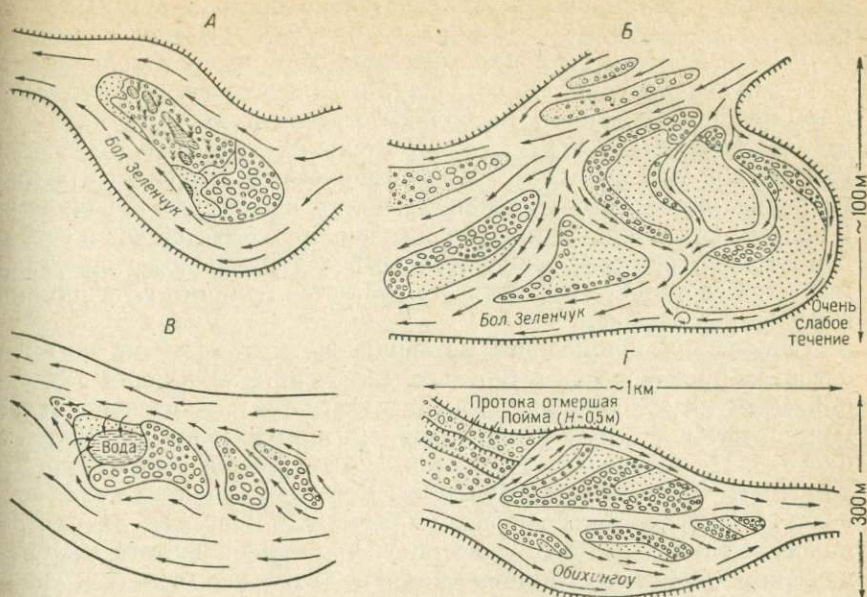


Рис. 16. Особенности строения аллювия разветвленных русел:

А — остров на р. Бол. Зеленчук; Б — уменьшение крупности обломочного материала островов от главного русла к второстепенным протокам; В — отстойник за крупным островом на р. Теберде; Г — разветвленное русло р. Обихингоу у сел. Дашты-Гурт

Уменьшение крупности обломочного материала от головных частей к хвостовым частям кос и островов является закономерным и наблюдалось нами на многих горных реках. Оно отмечалось и другими исследователями. Д. И. Абрамовичем [2] на р. Сулак установлено, что, например, головные части кос, островов и осередков обычно слагаются крупными валунами, а концевые участки — только мелкими валунами и крупной галькой. По данным В. Ф. Талмаза и А. Н. Крошкина [175], на горных реках Киргизии фракционный состав от головных частей русловых образований к их концу уменьшается в 1,5—3 раза, а при наличии крупных валунов в головной части — в 10—100 раз.

На р. Пезуапсе (Кавказ) средние размеры обломков, достигающие в головных частях островов $0,5 \times 0,4 \times 3$ м, уменьшаются в хвостовых до $0,05 \times 0,02 \times 0,01$ м [139].

На р. Мзымте в приверхах кос и островов крупность аллювия в 1,3—2 раза больше по сравнению с ухвостьями [163].

Иногда в хвостовых частях островов горных рек встречаются весьма своеобразные бухточка-отстойники, ограниченные раздваивающимися окончаниями валуно-галечниковых островов (см. рис. 16, В), играющими роль природных экранов. В таких отстойниках, где течение весьма замедленное, часто обратное, отлагаются тонкий песчаный материал и даже мелкоземы. Вне зоны действия острова-экрана вниз по течению песчаные отложения

сменяются галечниковыми, но значительно более мелкими по составу по сравнению с галечниками головных участков островов.

Резкие отличия гидродинамических обстановок в головных и хвостовых частях кос и островов, отражающиеся в крупности формируемого аллювия, позволяют выделить отложения головных и хвостовых частей в самостоятельные субфации. Субфация головных частей кос и островов формируется в наиболее активной гидродинамической обстановке и обычно представлена валунами и крупными галечниками. Субфация хвостовых частей кос и островов формируется уже в значительно более спокойной гидродинамической обстановке и чаще всего слагается мелкими галечниками с песками и гравием.

Сортировка обломочного материала по крупности на косах и островах происходит и в поперечных сечениях. В стадии подводной мели на намываемой стороне отлагается значительно более мелкий материал, чем на размываемой, примыкающей к основной протоке. На островах сохраняется асимметричная сортировка обломочного материала по крупности. Береговые участки кос и островов, приуроченные к основным продольным протокам, слагаются наиболее грубым валунно-галечниковым материалом, который в поперечном сечении по направлению к второстепенным протокам сменяется относительно более мелкими обломками, вплоть до гравия и песков (см. рис. 16, Б).

Кроме кос и островов, возвышающихся над поверхностью воды, в разветвленных руслах имеются также различные подводные мели и осередки, сложенные преимущественно галечниковым и валунным материалом. Очень часто на мелях или осередках отдельные обломки выступают из воды и замедляют течение потока. Осередок разобщает единый горный поток на две отдельные протоки, но в отличие от острова это разделение не является полным, и часть воды переливается через мель из одной протоки в другую. На осередке происходит резкое изменение направления потока, сопровождающееся уменьшением скорости течения, формированием небольших водоворотов и обратных течений. Замедление течения вызывает отложение более мелкого обломочного материала. Изучение подводных мелей и осередков на р. Бол. Зеленчук и других горных реках показало, что они, как правило, имеют асимметричное строение. С подмываемой стороны почти весь мелкий обломочный материал сносится бурным потоком вниз по течению и он откладывается только в промежутках между крупными гальками и валунами. На верхней части осередка мелкозернистые осадки также обычно не задерживаются. Их отложение происходит только с намываемой стороны осередка, где образуется затишная зона с замедленным течением. При последующих паводках осередок может быть перемещен, песчаные отложения размывы или захоронены под галечниками, отложившимися в новых руслах. Так происходит образование линз песков, гравия и мелких галечников, характерных для многорукавных русел.

Фацция проток. Крупность обломочного материала, отлагающегося в протоках, зависит от размеров последних и их ориентировки по отношению к основному руслу. Примерно в равных по величине рукавах наиболее крупные наносы отлагаются в продольных протоках с быстрым течением, расположенных почти параллельно или под небольшим углом к основному руслу. При больших углах отхода рукавов (порядка $40-50^\circ$), в так называемых диагональных протоках течение заметно ослабевает и крупность отлагающегося в них обломочного материала значительно уменьшается. Еще более мелкие фракции наносов накапливаются в поперечных протоках, расположенных иногда почти под прямым углом к основному руслу. Течение в таких протоках резко замедляется, и в них создаются условия для накопления мелких галечников, а часто также гравия и песков. Наиболее мелкий тонкопесчаный, а иногда и мелкоземистый материал отлагается в небольших озерах и лужах, часто остающихся на поверхности кос и островов.

Когда острова разделены диагональными и поперечными протоками, накоплению мелкого материала в их экранированных концевых частях может способствовать также гидродинамическое подпруживание поперечных проток более крупными продольными протоками с сильным течением (рис. 17, А). В результате гидродинамического подпруживания за островами образуются затишные зоны с круговым течением, и нарастание островов в этом случае происходит только за счет мелкого песчаного материала, так как галечники сюда уже не перемещаются.

Главное русло при резком изменении направления может создать гидродинамический подпор и в достаточно крупных продольных протоках (рис. 17, Б). На участке такого подпора, наблюдавшегося нами в верховьях р. Теберды, течение в протоке резко замедляется, меняя свое направление и образуя водоворотные зоны. Поэтому здесь становится возможным осаждение относительно более мелких наносов. К острову, прилегающему к зоне подпора, приурочена песчаная отмель. Гидродинамическое подпруживание главным руслом второстепенных продольных проток,

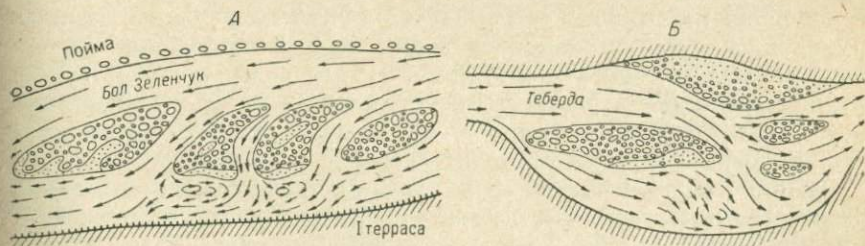


Рис. 17. Гидродинамическое подпруживание в горных потоках:

А — образование затишных зон за островами при пересечении проток сильной боковой струей; Б — подпруживание боковой протоки основным потоком р. Теберды

где течение резко замедлялось, наблюдалось нами также на р. Кштут, ниже устья притока Амшут, в верховьях р. Зеравшана и во многих других местах.

На реках второй группы аллювий разветвленных русел часто является более грубым по сравнению с аллювием рек третьей группы, так как он накапливается в более узких долинах и при больших уклонах. Уменьшение крупности обломочного материала от головных частей кос и островов к хвостовым здесь обычно менее ярко выражено. Так, на притоках Зеравшана реках Кштут, Фандарье и др. острова и косы слагаются в основном валунами и крупными галечниками, размеры которых меняются незначительно. Однако мелкие галечники, а также гравий и пески встречаются только в хвостовых частях островов и кос.

По данным А. В. Кожевникова [84], на малых реках Крыма и Карпат русла редко ветвятся более чем на два рукава со своими схемами внутренних циркуляций и скоростями течения. На стыке потоков, где скорости течения ослаблены, возникает остров, сложенный русловыми накоплениями. Образовавшиеся рукава редко бывают равными по величине. В результате главное русло углубляется энергичнее и между ним и второстепенным возникает перепад в уровнях, который может достигать 0,5—0,75 м. Второстепенное русло в межень и малые паводки начинает заноситься валунисто-галечным или песчано-галечным материалом, глубина его уменьшается, основная масса воды устремляется в более глубокое русло, еще более углубляя его и увеличивая разницу в положении уровней воды в руслах. Русло, уровень воды в котором оказывается более высоким, обладает меньшим уклоном, материал в нем перемещается медленнее и это во время паводков создает возможность для намыва песка и гальки на тыловую часть отмели, наращивая мощность аллювия фации боковых проток. Заносимое русло постепенно отмирает, в то же время главное русло энергично размывает отмель с внешней стороны, образуя крутосклонный или отвесный уступ.

Во время крупных паводков, когда большие массы обломочного материала, переносимые потоком, устремляются в главное русло, сток по нему в какой то момент становится затрудненным и основная масса воды устремляется в один из ранее запесенных рукавов, в одно из наиболее значительных понижений горной поймы, создавая новую ситуацию. При делении потока на два русла перепады в гипсометрическом положении русел, занос одного из них и формирование отмелей путем намыва со стороны второстепенного русла становятся обычным явлением.

Общие закономерности формирования современного аллювия разветвленных русел. На основании анализа распределения гранулометрического состава отложений, наблюдаемого в межень, в общем виде можно представить примерно следующую картину формирования аллювия разветвленных русел. Во время максимума половодья бурные паводковые воды, мчащиеся с наибольшей ско-

ростью, заполняют все дно долины, неся и перерабатывая огромное количество крупного и мелкого материала, который почти нигде не отлагается и выносится вниз по течению. Лишь единичные наиболее крупные валуны и глыбы могут отложиться в местах со сравнительно более медленным течением, но и они также постоянно смещаются вниз по долине. На спаде паводка расходы, скорости течения и транспортирующая способность водных потоков постепенно уменьшаются, вследствие чего начинает осаждаться более мелкий, но еще довольно крупный галечный материал, который чаще всего будет задерживаться в местах скопления самых крупных валунов и глыб, облекая их и образуя отмели и острова.

Формированию островов и отмелей в широких руслах способствуют активные поперечные циркуляционные течения. При дальнейшем уменьшении паводковых расходов единое бурное русло распадается на самостоятельные рукава, разделенные островами, сложенными крупным материалом. В рукавах и протоках, которые захватывают большую часть наносов основного русла, при замедлении течения становится возможным отложение мелкогалечного и гравийно-песчаного материала. В межень период, сразу после окончания паводка, большая часть рукавов и проток отмирает, превращаясь в сильно вытянутые, замкнутые и полузамкнутые озера, в которых может оттаиваться тонкий мелкозернистый материал. Мелкозернистые осадки (мелкая галька, песок и гравий, а также иногда супеси и суглинки) заполняют и все оставшееся пространство между более крупными обломками.

Таким образом, анализ условий формирования современного аллювия разветвленных, или многорукавных, русел позволяет выделить в нем следующие основные фации: 1) основных, или главных, русел, где накапливается наиболее крупный валуно-галечниковый материал, сходный по составу и строению с таковыми одорукавных русел; 2) второстепенных проток, подразделяющихся на продольные, диагональные и поперечные, в которых отлагается более мелкий (в 2—3 и более раз) обломочный материал по сравнению с материалом главного русла; крупность отлагаемого в них материала уменьшается от продольных проток к поперечным; 3) отмерших, отшнурованных проток, превращающихся в межень в озера и лужи, где накапливается самый тонкий мелкоземистый материал; 4) кос и островов с характерной для них сортировкой обломочного материала, с убывающей крупностью от головных частей к хвостовым и от главных проток в сторону второстепенных.

В фации островов и кос можно выделить субфации головных и хвостовых частей, резко отличающихся как по крупности, так и по минеральному составу отложений.

Особенности распределения минералов тяжелой фракции в различных фациях разветвленных русел. Отмеченные выше гидродинамические условия формирования аллювия в руслах, делящихся на рукава, в какой-то мере отражаются и на минеральном составе

песков, являющихся заполнителем между крупными обломками или образующими самостоятельные скопления.

Для выявления закономерностей распределения минералов тяжелой фракции в зависимости от гидродинамической обстановки в разных по размерам руслах и протоках, а также на поверхности кос и островов было проведено детальное шлихное опробование небольшого участка р. Карадарьи выше сел. Кампыррават.

Здесь четко были выделены главное русло с максимальными расходами и скоростями течения, крупная продольная протока с достаточно сильным течением и второстепенные мелкие диагональные протоки с наиболее слабым течением. На островах и косах отмечается довольно сложный микрорельеф, представленный многочисленными ложбинами стока, выполненными относительно мелким обломочным материалом, и разделяющими их гривистыми водоразделами, сложенными крупными обломками.

Шлихное опробование было проведено сразу после окончания весенне-летнего паводка, когда обсохшие русла и ложбины не были переработаны субаэральными процессами. Пробы отбирались по отдельным характерным формам микрорельефа.

Полученные результаты позволяют наметить следующие основные закономерности распределения минералов тяжелой фракции: 1) процентное содержание минералов тяжелой фракции в головных частях островов почти в два раза больше, чем в низовых; 2) на косах максимальные содержания тяжелой фракции в основном также приурочены к их головным и реже средним частям; 3) в пределах второстепенных диагональных проток, отходящих от главного русла, содержание тяжелой фракции почти в три раза больше, чем в аналогичных протоках, отходящих от продольной протоки; 4) в верховых частях второстепенных проток содержание тяжелой фракции значительно выше, чем в устьевых участках.

Процентное содержание минералов тяжелой фракции в одинаковых формах микрорельефа на суженном низовом участке долины значительно больше по сравнению с широким верховым. В главном русле непосредственно перед сужением долины процентное содержание тяжелой фракции заметно уменьшается, что, вероятно, вызвано ослаблением основного течения в результате подпора суживающей перемычкой. Кроме того, выявляется приуроченность наиболее тяжелых минералов (хромшпинелидов, гематита и др.) к главному руслу, а также к головным частям островов и более легких минералов группы гранатов к второстепенным протокам и хвостовым частям островов.

На р. Зеравшан автором вместе с Б. Е. Акишиным проведено детальное литологическое изучение песков из различных фаций современного аллювия разветвленных русел. Анализ более 400 образцов позволил выявить весьма характерные закономерности в распределении минералов тяжелой фракции. Наибольшее их содержание (5—7, иногда 9%) отмечается в главных руслах. Минеральный состав тяжелой фракции довольно разнообразен, но

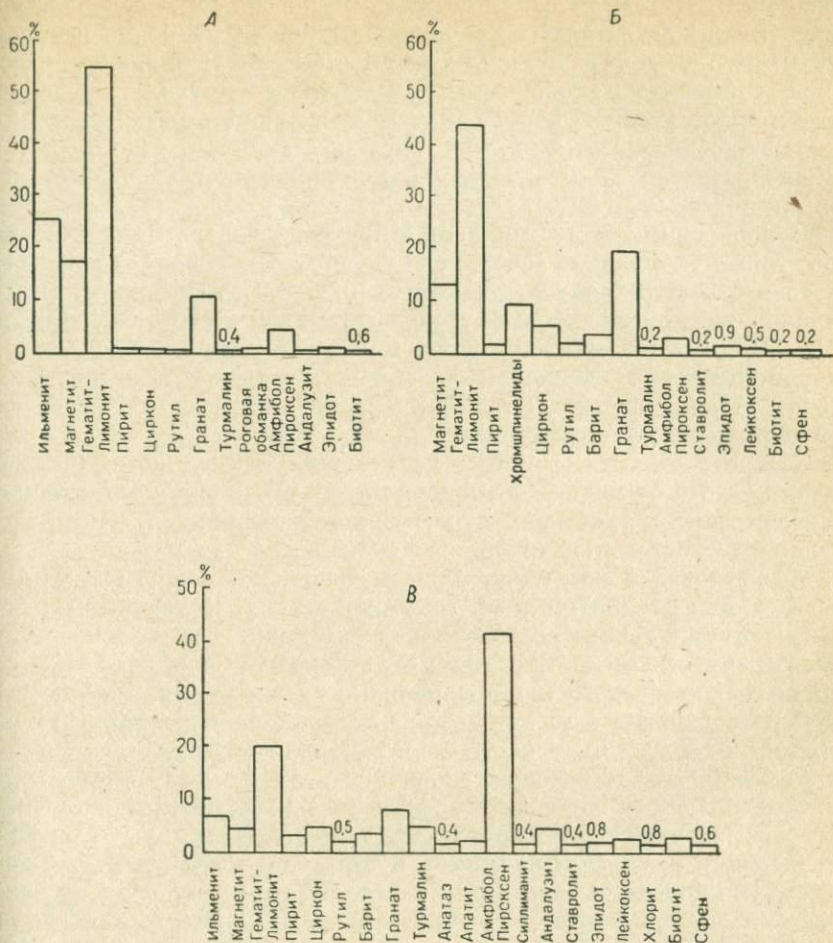


Рис. 18. Характер распределения минералов тяжелой фракции в фациях аллювия разветвленных русел (на примере р. Зеравшан):

А — минеральный состав песков фации основных протоков, Б — то же, конечных частей кос и островов, В — то же, головных частей кос и островов

главными минералами являются гематит и лимонит, ильменит, магнетит, а также гранат, амфиболы и пироксены (рис. 18, А). Минералы легкой фракции представлены кварцем (25—65%), карбонатами (15—35%), полевыми шпатами (5—10%) и иногда другими минералами с очень низким процентным содержанием. Встречаются также обломки пород (20—45%).

Во второстепенных протоках самое большое содержание минералов тяжелой фракции (0,2—0,9%) отмечается в крупных продольных протоках. Содержание минералов, плотность которых

более 4,0, изменяется от 40 до 85%, но преобладают содержания более 70%. Среди тяжелых минералов наиболее широкое распространение имеют гематит и лимонит (до 40—45%), а также амфиболы и пироксены (до 30—40%). Содержание других минералов значительно меньше. В минералах легкой фракции резко преобладает кварц (20—35%), за ним следуют полевые шпаты (до 5—10%) и карбонаты (до 5—8%). Встречаются также многочисленные обломки пород (40—60%).

В поперечных и диагональных протоках содержание минералов тяжелой фракции сокращается до сотых долей процента, лишь в отдельных случаях достигая 0,2—0,3%. Содержание минералов с плотностью более 4,0 колеблется в среднем от 65 до 90—95%. Наиболее широко развиты гематит и лимонит (50—80%), второстепенное значение имеют ильменит (до 15%), магнетит (до 8—10%) и гранаты (до 12%). Другие минералы встречаются в незначительных количествах.

Следует отметить, что при достаточной длине протоки от ее начала (место отделения от основного русла) к концу содержание тяжелой фракции обычно существенно сокращается, хотя минеральный состав практически не изменяется.

На островах и косах наибольшее содержание (1,5—2%) тяжелой фракции отмечается в их головных частях. Основной особенностью минерального состава тяжелой фракции в головных частях крупных кос и островов на р. Зеравшан является значительно более низкий (по сравнению с различными протоками) процент содержания минералов с плотностью более 4,0. Он колеблется от 25 до 70, редко 80% и в большинстве случаев составляет 35—60%. Это связано, вероятно, с тем, что при резком торможении потока у головных частей острова или косы происходит массовое выпадение всех минералов тяжелой фракции. Отложившись между крупными валунами и гальками в короткий период максимума половодья, они уже не подвергаются дальнейшему воздействию потока, который мог бы вымыть легкую часть минералов тяжелой фракции.

На небольших островах и осередках на узких участках долины р. Зеравшан и особенно на его крупных притоках (реки Кштут и Шинг), заливающихся в паводок на значительно более длительное время, содержание минералов с плотностью более 4,0 увеличивается до 80—95%. Такая же закономерность отмечалась выше и для р. Карадарьи.

На р. Зеравшан в головных частях кос и островов наиболее широкое распространение имеют амфиболы и пироксены (30—50%), гематит и лимонит (15—40%), магнетит (5—20%) и ильменит (до 6—7%). Процентное содержание других минералов значительно меньше (см. рис. 18, В).

К концевым частям островов (ухвостьям) содержание тяжелой фракции сокращается до 0,1—0,6%, а часто и до сотых долей процента. Однако в отличие от головных частей в тяжелой фрак-

ции начинают резко преобладать (60—85%) минералы с плотностью более 4,0 (см. рис. 18, *Б*), среди которых максимальные содержания (до 45%) имеют гематит и лимонит. Это, очевидно, связано с тем, что ухвостья являются самыми низкими участками островов и кос, которые заливаются даже при небольших периодических увеличениях расходов, весьма характерных для горных рек. Частое даже слабое гидродинамическое воздействие потоков способствует выносу наиболее легких минералов (амфиболов, пироксенов и т. д.) тяжелой фракции, в особенности пластинчатых и удлиненно-призматических.

В легкой фракции на всех участках кос и островов резко преобладают обломки различных пород и кварц, подчиненное значение имеют полевые шпаты и карбонаты.

В гранулометрическом составе гравийно-песчаного заполнителя современных валуново-галечниковых отложений разветвленных русел также можно отметить ряд весьма характерных особенностей. Исследование одного из участков долины р. Зеравшан (район сел. Даштыкозы) показало, что наиболее грубый ($Md - 2,0$) и плохо отсортированный ($S_0 - 4,5$) заполнитель прослеживается в аллювии основных русел (рис. 19, *а*), менее грубый (Md от 0,5 до 0,8) и более отсортированный ($S_0 -$ от 3,2 до 3,7) песчано-гравийный материал отмечается в крупных продольных протоках (см. рис. 19, *б*). В диагональных и в особенности поперечных протоках крупность песчаного заполнителя, который местами образует и самостоятельные скопления, еще более уменьшается ($Md -$ от 0,1 до 0,3), а степень сортировки увеличивается (см. рис. 19, *в*). Наиболее тонкий и хорошо отсортированный материал с резким (до 60%) преобладанием частиц от 0,05 до 0,1 мм отстаивается в отмирающих протоках (см. рис. 19, *г*).

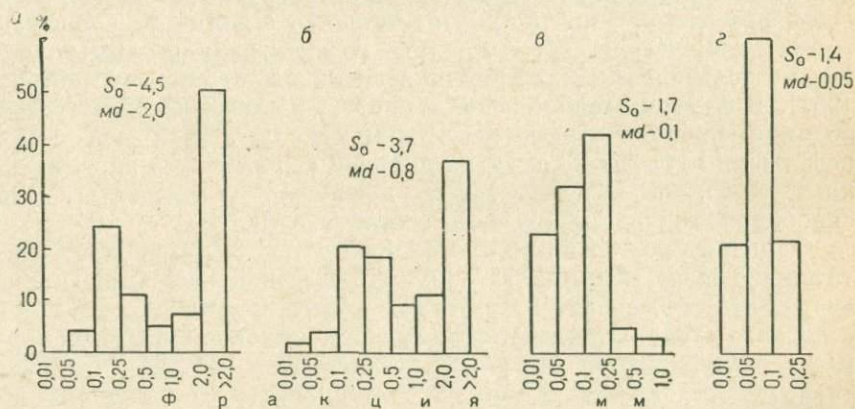


Рис. 19. Гранулометрический состав гравийно-песчаного заполнителя современных валуново-галечниковых отложений разветвленных русел р. Зеравшан: а — основных русел, б — продольных проток, в — поперечных проток, г — отмирающих проток

Существенные различия в гранулометрическом составе песчано-гравийного материала отмечаются между головными и хвостовыми частями островов и кос. Если в головных частях Md колеблется от 0,3 до 0,7, то к ухвостьям он уменьшается до 0,1—0,15. Сортированность песков хвостовых частей, где они часто образуют самостоятельные скопления, намного выше головных.

Таким образом, литологические исследования современного аллювия рек Карадарьи и Зеравшана (с притоками Кштут и Шинг) показали, что минеральный состав аллювия разветвленных русел, так же как и гранулометрический находится в тесной связи с гидродинамической обстановкой в процессе накопления. Максимальные процентные содержания минералов тяжелой фракции отмечаются в наиболее грубом аллювии основных русел и головных частей островов и кос. Различные протоки и ухвостья, сложенные значительно более мелким, нередко гравийно-песчаным материалом, характеризуются гораздо меньшим содержанием тяжелых минералов. Это хорошо согласуется с экспериментальными данными [148, 67].

Характерные разрезы аллювия разветвленных русел и их фациальная и палеогидродинамическая интерпретация. Аллювий многорукавных русел имеет весьма широкое распространение в разрезах террас горных рек, которые большей частью распространены в наиболее крупных расширениях долин, где существовали благоприятные условия для формирования такого рода аллювиальных отложений.

Отложения фации главного русла представлены слоями, мощность которых обычно не превышает 2—4 м; это наиболее грубый валуно-галечниковый материал, большей частью приуроченный к основанию разрезов террас, но встречающийся также и в их верхних частях. Для фации основных русел характерно черепитчатое залегание валунов и галек (в особенности плоских) с короткой осью, ориентированной ко дну по течению, а длинной — поперек направления потока. Угол наклона галек и валунов обычно довольно большой и имеет прямую зависимость от скорости потока [267]. В фациях второстепенных протоков, а также кос и островов обломки залегают практически горизонтально (или под очень небольшими углами ко дну), их длинная ось вытянута параллельно течению, что обеспечивает их лучшую обтекаемость в более спокойной гидродинамической обстановке [88].

Фации второстепенных протоков слагаются, как правило, значительно более мелкими галечниками и редко валунами, крупность которых зависит от размеров протоков и угла их отхода от основного русла. Отложения фации кос и островов в разрезах террас характеризуются пестрым литологическим составом с линзовидным чередованием материала по крупности от валунного до песчано-гравийного.

Приведем несколько характерных разрезов. По правому берегу р. Баксан у сел. Кызбурун в обрыве высокой поймы на коренных песчаниках залегают следующие отложения (снизу):

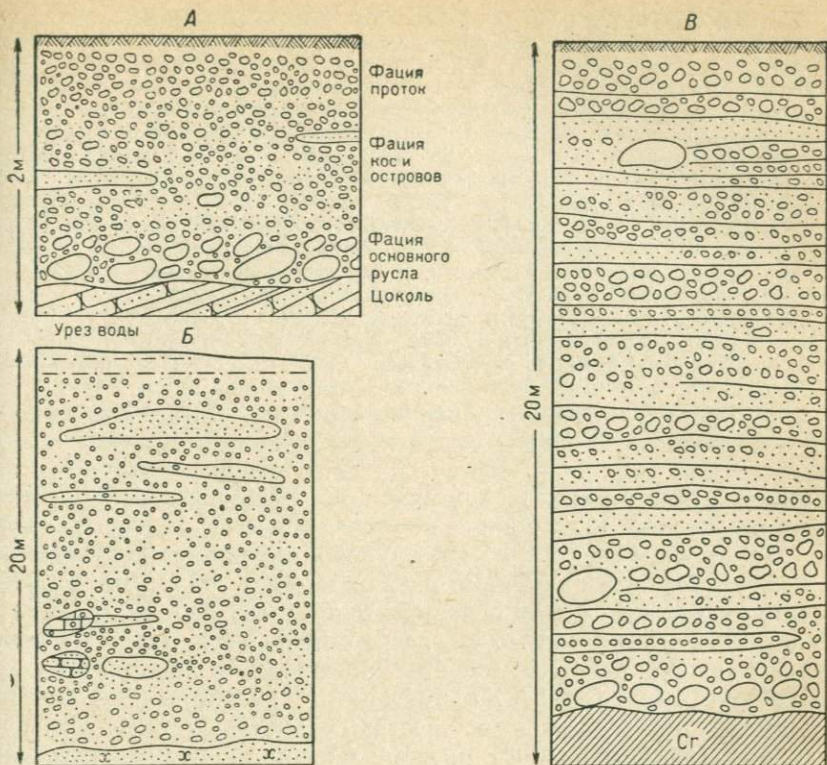


Рис. 20. Типичные разрезы аллювия разветвленных русел:

А — высокой поймы р. Баксан у сел. Кызбурун; Б — верхнеплейстоценовой террасы р. Кумы у сел. Красный Восток; В — II надпойменной террасы р. Баксан

1. Слой валунов размером от 10—20 до 40—50 см средней и хорошей окатанности (рис. 20, А). Пространство между валунами заполнено крупными и мелкими гальками. Песок как заполняющее вещество полностью отсутствует. Мощность слоя, относящегося к типичной фации основного русла, возможно самоотметки, так как вымыт весь мелкий песчано-гравийный материал 0,5—0,7 м
2. Мелкие, реже средние галечники размером до 3—5 см, редко более с заполняющим веществом из разнозернистых песков, которые часто образуют самостоятельные линзы. В галечниках прослеживается слабо выраженная горизонтальная и линзовидная слоистость. Эти галечники, вероятно, представляют собой отложения фации кос и островов 1,6 м
3. По четкой, но не резкой границе залегают средние галечники с заполнителем из мелкой гальки и гравия, характеризующиеся отсутствием песков. Их можно отнести к фации второстепенных проток 0,6 м

На р. Куме у сел. Красный Восток на цоколе из меловых песчаников, в обрыве 20-метровой верхнеплейстоценовой террасы обнажаются (снизу):

1. Крупные галечники, преимущественно известняков (95%) различной окатанности с включением плохо окатанных глыб известняков и песчаников до 0,5 м в поперечнике. За глыбами прослеживаются небольшие линзы разнородных песков фации природных экранов. Изменение гидродинамической структуры потока привело также к аномальной, разнонаправленной ориентировке мелких галек за такого рода глыбами (см. рис. 20, Б). Мощность этих отложений, относящихся к фации основных русел и крупных продольных проток 7—7,5 м

2. Мелкие (2—3 см) галечники с четкой горизонтальной, местами линзовидной слоистостью, обусловленной чередованием прослоев галек различной крупности. В галечниках прослеживаются сильно вытянутые линзы хорошо отсортированных, кварц-полевошпатовых тонкозернистых песков до 0,3—0,5 м мощностью. Эти отложения относятся к фации островов и кос, а также мелких поперечных и диагональных проток 10—12 м

Типичные отложения аллювия многорукавных русел можно наблюдать на р. Балап юго-восточнее г. Кветта (Пакистан), где у выхода из ущелья в обрыве 20—22-метровой верхнеплейстоценовой террасы обнажается пестрая по литологическому составу слоистая толща, состоящая из чередующихся прослоев (мощностью от 10—15 до 40—60 см) крупных галечников размером 5—10 см с отдельными валунами размером до 40—50 см, представляющими собой отложения основных проток (см. рис. 20, В), мелких галечников размером 1—3 см, часто с большой примесью гравия, отложившихся во второстепенных протоках, и крупных сильно вытянутых линз горизонтально-слоистых гравийных песков, по видимому отлагавшихся в хвостовых частях кос и островов. Гальки и валуны на 90% представлены темно-серыми известняками, в небольших количествах наблюдаются мергели, кремни и песчаники. Окатанность крупных галек и валунов обычно плохая, мелких галечников — средняя.

Характерные отложения разветвленных русел с фациями различного рода проток, где гальки наклонены короткой осью по течению, и фациями кос и островов с характерными для них линзами песков и гравия, в которых гальки преимущественно ориентированы плоской стороной горизонтально, можно наблюдать в разрезе III надпойменной террасы р. Талас у сел. Аксай, в обнажении верхнеплейстоценовой террасы р. Шинг (левый приток р. Зеравшан) выше сел. Суфииен и во многих других местах.

Как весьма характерный пример фации основного русла можно привести разрез I надпойменной верхнеплейстоценовой террасы р. Талас ниже сел. Орловка. Здесь над урезом воды обнажаются (снизу):

1. Грубый валунник, состоящий из валунов и глыб до 0,5—0,6 м в поперечнике (рис. 21) с преобладающими размерами 0,2—0,4 м темных кристаллических известняков, гранитов, песчаников и других пород. Намечается ориентировка уплощенных валунов короткой осью по течению. Заполняющим веществом являются галька и гравий. Эти отложения — типичная фация основных русел 3,5—4 м

2. По резкой границе залегают средние и мелкие галечники (2—6 см) с отдельными крупными гальками (до 7—8 см) и сильно вытянутыми линзами грубозернистых гравийных песков. Прослеживается очень четкая горизонтальная слоистость, выраженная в чередовании прослоев с различной крупностью отложений. Они, вероятно, сформировались в фациальной обстановке разветвленных русел 0,6 м

3. По резкой границе залегают супеси светло-палевые, легкие, сильно песчаные с неясной горизонтальной слоистостью. Вверх они постепенно переходят в темно-серые суглинки. Эти тонкие образования отлагались уже на пойме при осаждении взвешенных наносов 0,8 м

В разрезах террас аллювий разветвленных русел нередко перекрывается более грубыми валунно-галечниковыми отложениями основных русел. Как характерный пример можно привести разрез верхнеплейстоценовой террасы р. Зеравшан на левом берегу у сел. Суфиен. Здесь в естественном обрыве обнажаются (снизу)

1. Средне- и мелкогалечные (2—5 см) конгломераты с четкой горизонтальной, а местами косою слоистостью, обусловленной чередованием слоев с различной крупностью обломочного материала (рис. 22). Крупные гальки представлены палеозойскими песчаниками и сланцами, кварцем и гранитоидами. Среди более мелких галек встречаются также темно-серые известняки. Мелкие обломки по сравнению с крупными окатаны хуже, так как, по-видимому, перемещались во взвешенном состоянии и подверглись меньшему истиранию. Большинство галек лежит плоской стороной горизонтально. Заполняющим веществом являются разнозернистые пески и гравий. Видимая мощность около 1 м

2. Крупная линза песков желтовато-серого цвета, мелкозернистых, глинистых, с волнистой и горизонтальной слоистостью. В песках встречаются линзы и катыши глины, а также гравий и отдельные мелкие гальки, которые в верхней части образуют небольшие линзочки мощностью до 10 см и длиной до 1 м от 20—30 см до 1 м

3. По резкой карманообразной границе залегают валунные конгломераты с валунами до 30—40 см в поперечнике и преобладающим размером 10—15 см. Валунные хорошей и средней окатанности, по петрографическому составу аналогичные конгломератам слоя 1, ориентированы короткой осью по течению. Прослеживается довольно четкая горизонтальная слоистость, выраженная в чередовании слоев различной крупности. Заполняющее вещество представлено мелкими гальками, гравием и песком. Видимая мощность 1 м

Первые два слоя представляют собой типичные отложения многорукавных русел с линзой песков, вероятно образовавшейся в хвостовой части косы или острова. Линзы глины, по-видимому, являются отложениями отмерших протоков. В отдельных протоках они были размывы и сохранились в разрезе только в виде катышей. Верхний слой валунных конгломератов представляет собой отложения основных русел. Чередование в разрезе более крупных и мелких галечников и валунов, возможно, отражает смену паводкового и меженистого гидродинамического режимов.

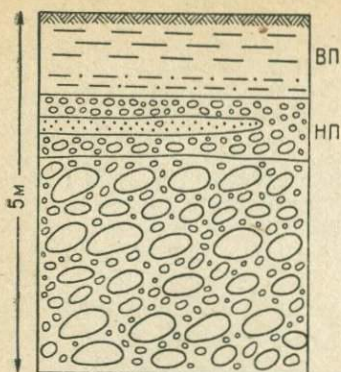


Рис. 21. Разрез I надпойменной террасы
р. Талас у сел. Орловка.

ВП — высокая пойма; НП — низкая пойма

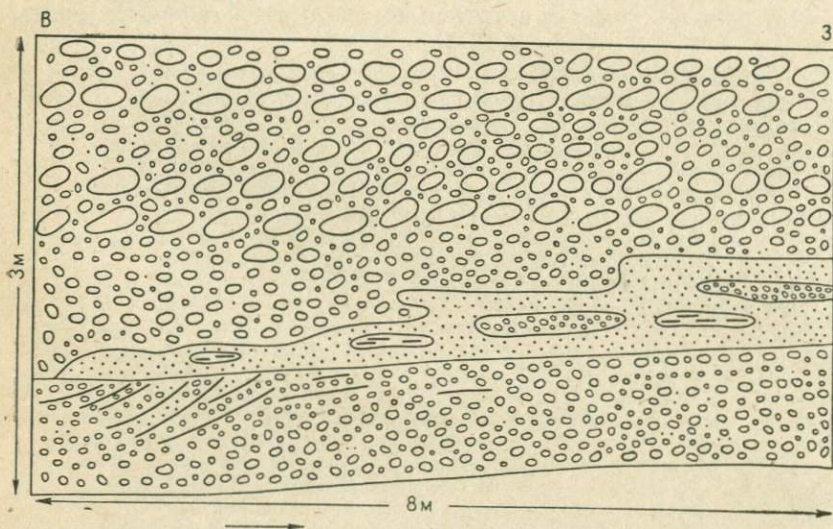


Рис. 22. Разрез верхнеплейстоценовой террасы по левому берегу р. Зеравшан у сел. Суфиен

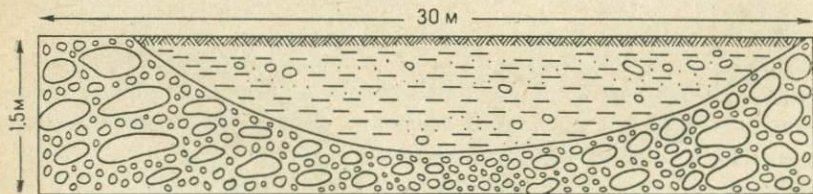


Рис. 23. Отложения фации отмерших протоков в разрезе высокой поймы
р. Яссы

Как пример отложений фации поперечных периодически отмирающих (полуотшнурованных) проток можно привести разрез высокой поймы р. Яссы (Ферганский хребет) у устья притока р. Бештерек. Здесь в валунно-галечниковые русловые отложения вложены палево-серые супеси неясно слоистые, макропористые, легкие, сильно песчанистые с отдельными включениями преимущественно мелкой гальки (рис. 23). В реликтовом микрорельефе поймы вложению супесей соответствует слабо выраженное очень пологое понижение, ориентированное перпендикулярно долине р. Яссы.

Следует отметить, что на узких участках горных долин в аллювии разветвленных русел отложения фации островов и кос могут не содержать линз песчано-гравийного материала и целиком слагаться галечниками различной крупности. Как характерный пример можно привести разрез 40-метровой верхнеплейстоценовой террасы р. Тал (Ферганский хребет), текущей в узкой U-образной долине. Здесь в основании разреза хорошо выделяются аллювий основных русел, представленный наиболее грубыми валунно-галечниковыми отложениями, и аллювий второстепенных продольных и диагональных проток, слагающийся более мелким галечниковым материалом. Крупность обломочного материала в слоях отложений основных русел и второстепенных проток практически не изменяются вдоль разреза террасы как вниз, так и вверх по течению. В то же время в верхней части разреза отчетливо наблюдается резкое изменение крупности обломков в отдельных слоях от валунов до мелкой и средней гальки. Оно, по-видимому, вызвано тем, что эти отложения представляют собой фацию островов и кос. Наиболее грубый валунный материал отлагался в их головных частях, за которыми в эрозионной тени накапливались более мелкие обломки. Однако большие скорости течения в узкой долине не создали благоприятных условий для накопления песков и гравия в хвостовых частях кос и островов.

В широких долинах при прочих равных условиях фации кос и островов обычно содержат крупные линзы песков и гравия, часто в смеси с мелкими галечниками. Как пример можно привести разрез 35-метровой верхнеплейстоценовой террасы р. Ассы (северный склон Кавказского хребта) выше ст-цы Слепцовской. Здесь в толще слоистых галечников с отдельными валунами до 30 см в поперечнике прослеживаются вытянутые до 3—5 м линзы песчано-гравийного материала мощностью до 20—50 см, переходящие по простираению в галечники различной крупности.

Сходный разрез можно наблюдать и на р. Гизельдон у сел. Верхняя Саниба, где между слоями грубогалечного аллювия основных русел (рис. 24) залегают линзовидно-слоистые пески и гравий, чередующиеся с прослоями и линзами мелких галечников. Мощность этих отложений, типичных для фации кос и островов, 2,7—3 м.

В этом разрезе интересны также селевые отложения мощностью до 3—3,5 м, представленные неокатанными и полукатанными

валунами до 1 м и более в поперечнике, залегающими в суглинистой массе. Они перекрываются средне- и мелкогалечными отложениями второстепенных проток мощностью 1,8 м.

Слоистые толщи галечников с чередованием слоев различной крупности и многочисленными линзами песка и гравия, относящиеся к фации кос и островов, отмечаются в террасах р. Зеравшан у селений Демнора, Вальгонд, Исиз, Айни, Хайриват и во многих других местах. Так, у сел. Хайриват (рис. 25) на правом берегу над дорогой обнажаются (снизу):

- | | |
|-----------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|---------|
| 1. Отложения древней осыпи с крупностью угловатых обломков до 60 см | 8,5 м |
| 2. Средне- и мелкогалечные конгломераты с преобладающим размером галек 3—7, редко 10—12 см. Часто наблюдается изменение размеров галек по простиранию. В конгломератах прослеживается четкая горизонтальная и пологонаклонная, местами линзовидная слоистость, обусловленная чередованием слоев с различной крупностью обломочного материала и хорошо подчеркиваемая вытянутыми линзами грубозернистых гравийных песков мощностью до 30—40 см. Отложения этого слоя являются типичными для фации островов и кос | 7 м |
| 3. Четко горизонтально-слоистая толща чередующихся между собой прослоев коричневато-серых легких суглинков и зеленовато-серых крупно- и среднезернистых песков. Эти отложения сформировались в результате подпруживания потока древними осыпями-обвалами | 3 м |
| 4. По резкой волнистой границе залегают конгломераты, аналогичные слою 2. На контакте с нижележащим слоем прослеживается прослой из полуокатанных глыб и валунов до 40—50 см в поперечнике, представляющий собой древнюю отмостку русла, предохранившую от размыва нижележащие рыхлые песчано-суглинистые отложения | 3,5 м |
| 5. По резкой границе с неровной поверхностью залегает толща, состоящая из угловых, совершенно неокатанных обломков песчаников с темно-коричневой корочкой пустынного загара, сцементированных пепельно-серыми суглинками. Размер обломков от 1—2 до 30—40 см в поперечнике, преобладающий 3—7 см. Среди общей массы неокатанных обломков встречаются хорошо и средне окатанные гальки различных размеров. Этот слой представляет собой типичную осыпную отмостку. Река не смогла полностью размывать интенсивно поступающий с разрушающихся склонов осыпной обломочный материал, который и создал естественную отмостку русла | 7 м |
| 6. Конгломераты, аналогичные слою 2 и относящиеся к фации кос и островов | 7 м |
| 7. Крупногалечные валунные конгломераты с размером валунов до 20—40 см из хорошо- и среднеокатанных галек и валунов светло-серых гранитов, темно-коричневых песчаников, известняков и реже некоторых других пород. Заполняющим веществом является мелкая галька того же состава. В основании слоя прослеживаются редкие неокатанные валуны размером до 50 см, образующие отмостку. Слой можно отнести к фаши основных русел | 2,5—3 м |

В разрезах террас различный состав русловых отложений в какой-то мере отражает гидродинамическую обстановку древних

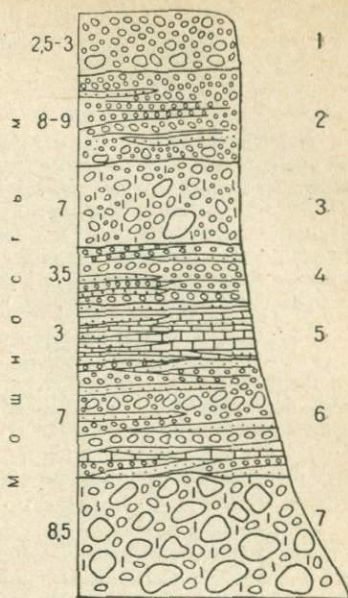
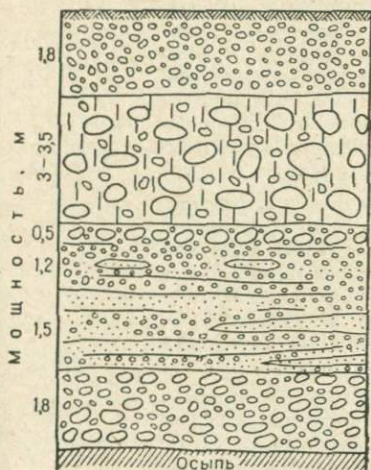


Рис. 24. Разрез террасы р. Гизельдон у сел. Верхняя Саниба

Рис. 25. Обнажение среднеплейстоценовой 200-метровой террасы на правом берегу р. Зеравшан. Цифры справа — номера слоев

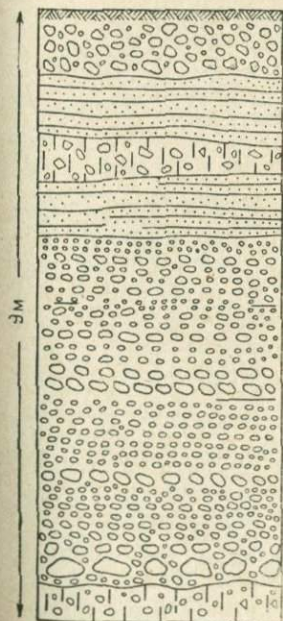


Рис. 26. Разрез верхнеплейстоценовой террасы на правом берегу р. Зеравшан у сел. Урмитан

русел и, в частности, кинетичность потоков. Как характерный пример можно привести разрез верхнеплейстоценовой террасы на правом берегу р. Зеравшан у западной окраины сел. Урмитан (снизу):

1. На древних осыпных отложениях по резкой карманообразной границе залегают крупные (до 1—1,5 м в поперечнике) полукатанные глыбы местных палеозойских песчаников, пространство между которыми заполнено валунами и гальками пестрого петрографического состава и гораздо лучшей окатанности (рис. 26). Этот слой представляет собой типичные отложения фации осыпной отмостки, вероятно, накопившиеся при бурном гидродинамическом режиме (число Фруда > 1) 1—1,2 м
2. Аллювий фации разветвленных русел с четким разделением слоев по крупности обломочного материала. Выделяются отложения фации основных русел из хорошо окатанных валунов почти без примеси более мелких обломков, слой из средних однородных галечников размером 3—7 см, отлагавшихся во второстепенных протоках, а также пестрые галечники разных размеров с отдельными мелкими валунами, которые можно отнести к фации кос и островов 5—5,5 м
3. Пески зеленовато-серые, тонкозернистые с четкой горизонтальной слоистостью, хорошо подчеркиваемой тонкими прослоями светло-палевых алевроитов. Отложения эти можно отнести к собственно подрудной субфации, сформировавшейся в зоне действия подпора древней обвальной перегораживающей перемычки. В их средней части прослеживаются древние осыпные отложения (до 1 м мощностью) из неокатанных обломков до 30 см в поперечнике, цементированных светло-серыми суглинками 3—3,5 м
4. Русловой аллювий, представленный валунами и гальками темных известняков (80%), песчаников, гранитов, кварца и др.

Общая мощность разреза около 9—10 м, в нем четко выделяются слои, отложившиеся в различной гидродинамической обстановке — подрудной, озерной и бурных потоков. На основании исследований Н. А. Михайловой и Д. Н. Набатова [124] можно предположить, что достаточно однородные валунные слои фации основных русел без существенной примеси мелких обломков формировались в бурных потоках с числом Фруда ≥ 1 , слои из средних обломков примерно одинаковой крупности (фация второстепенных протоков) — при более спокойном режиме потоков с числом Фруда от 0,5 до 1, а слои из смеси крупных и мелких обломков (главным образом фации кос и островов) отлагались в потоках с наименьшей кинетичностью с числом Фруда $\leq 0,5$.

Таким образом, в разрезах плейстоценовых и голоценовых террас различных рек Кавказа, Средней и Южной Азии, так же как и в современном аллювии, достаточно четко выделяются основные фации аллювиальных отложений разветвленных русел. Это позволяет в какой-то мере восстановить и гидродинамическую обстановку во время их формирования.

г. Влияние струенаправляющих и суживающих перемычек на формирование руслового аллювия

Струенаправляющие и суживающие перемычки вызывают весьма существенные изменения гидродинамических характеристик горных потоков, приводящие к формированию специфических фаций подпруживания и природных экранов. Кроме того, гидродинамические обстановки формирования современного аллювия на суженных участках перемычек и прилегающих к ним расширенных участках русла резко отличаются друг от друга.

Особенности формирования современного руслового аллювия у струенаправляющих перемычек. Изменение гидродинамического режима у струенаправляющих перемычек, представляющих собой различного рода выступы берегов, как уже отмечалось выше, вызывает весьма ощутимое воздействие на характер отложения наносов. Прежде всего струенаправляющие перемычки, как правило, в той или иной степени отжимают основное течение к противоположному берегу, куда перемещаются стрежень потока и стрежневая фация. Смещение стрежня, особенно при легкоразмываемых берегах, нередко приводит к формированию небольших излучин, в пределах которых происходит существенное изменение гидродинамической структуры потока.

При натекании горного потока на струенаправляющую перемычку, а также на повороте русла часто образуется восходящее сбойное течение, в зоне действия которого происходит аккумуляция наносов [96].

Подпрудная обстановка у струенаправляющих перемычек и формирование фации подпруживания. На подходе к струенаправляющим перемычкам образуется подпор, сопровождающийся повышением горизонтов воды и уменьшением продольных скоростей течения, что приводит к осаждению здесь более мелких наносов по сравнению с другими частями русла. В результате этого формируется своеобразная фация подпруживания струенаправляющих перемычек, образующаяся в результате смещения основного течения к противоположному берегу.

Для формирования фации подпруживания струенаправляющих перемычек наиболее благоприятны выступы берега, отклоненные против течения и встречающиеся в природных условиях довольно редко. В этом случае поток резко искривляется, и вся река прижимается к головной части выступа, где образуются максимальные глубины и интенсивная поперечная циркуляция, препятствующая движению крупных донных наносов в пространство между выступом и берегом. Здесь накапливаются наиболее мелкие песчаные отложения фации подпруживания струенаправляющих перемычек.

В других случаях фация подпруживания обычно формируется в верховой водоворотной зоне (см. рис. 4) с замедленным круговым течением, которая характерна для резких, узких и далеко

выступающих выступов берега и не образуется перед широкими выступами мягких очертаний. Формирование фации подпруживающих струенаправляющих перемычек крайне редко происходит также у выступов берега, ориентированных по течению.

Гранулометрический состав отложенной фации подпруживающих струенаправляющих перемычек довольно разнообразен — от разнозернистых, обычно плохо отсортированных песков и гравия до галечников, относительно более мелких по сравнению со стрежневыми.

Небольшой подпор, образующийся при натекании потока на струенаправляющую перемычку, сказывается и на минеральном составе аллювия, особенно на содержании минералов тяжелой фракции. Так, например, на р. Зеравшан ниже сел. Даштыкозы, в 25 м выше по течению от литологической струенаправляющей перемычки, где ее подпруживающее влияние еще не ощущалось, содержание минералов тяжелой фракции в современном русловом аллювии (прибрежная фация) составляло 3,86%, причем в ней преобладали минералы с плотностью более 4,0 (рис. 27, Б). Однако в 15 м выше той же перемычки, в зоне обратного водоворотного течения, содержание тяжелой фракции уменьшается до 0,18% и в ее составе резко возрастает роль минералов с плотностью менее 4,0 (см. рис. 27, А). По направлению к перемычке заметно уменьшается и крупность песчаного заполнителя. Аналогичная картина наблюдалась на р. Зеравшан и во многих других местах.

Воронки размыва, возникающие при обтекании потоком струенаправляющих перемычек, являются своеобразными плёсами, в которых могут отлагаться весьма специфические отложения. Как уже отмечалось, положение и величина воронок размыва в боль-

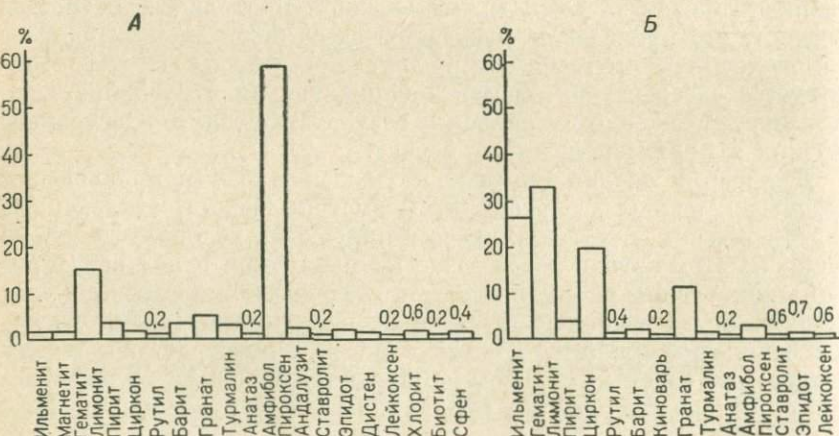


Рис. 27. Минеральный состав современного руслового аллювия р. Зеравшан у струенаправляющей перемычки ниже сел. Даштыкозы:

А — в 15 м выше по течению от перемычки, Б — в 25 м выше перемычки

шой степени зависят от размеров, формы, ориентировки, угла естественного откоса и шероховатости струенаправляющих перемычек. При уменьшении углов наклона естественных откосов струенаправляющих перемычек или увеличении их шероховатости глубина размыва и размеры воронок значительно сокращаются. Большой частью воронки размыва формируются у окончаний береговых выступов или на небольшом удалении от них, и только при ориентировке струенаправляющих перемычек по течению под углами с берегом 90—120° они перемещаются к основанию выступов.

В воронках размыва, образующихся под воздействием струенаправляющих перемычек, как и в плёсовых понижениях дна русла, во время паводков происходит интенсивный размыв и отмстка наиболее грубым обломочным материалом [25], нередко более крупным, чем в основном русле (большой частью валунным или крупногалечниковым). Наиболее интенсивная естественная отмстка происходит при размыве отложений различного гранулометрического состава [253], в частности современного и более древнего горного аллювия. При движении внутри воронки размыва крупные обломки могут постепенно измельчаться и выноситься за ее пределы. На спаде паводков вследствие уменьшения скоростей течения из воронок размыва будет вымываться все более мелкий обломочный материал. В межень они часто являются застойными зонами с весьма замедленным течением, где может происходить отложение сравнительно тонких песчаных осадков.

В современном русле р. Зеравшан песчаные отложения, формирующиеся в воронках размыва у струенаправляющих перемычек, характеризуются сравнительно высоким содержанием тяжелой фракции (0,3—0,8%), в составе которой резко преобладают (> 80%) минералы с плотностью > 4,0. Для песков характерна хорошая отсортированность (S_0 от 1,3 до 1,5) и очень высокое (> 60%) содержание фракции 0,1—0,25 мм.

Выполнение воронок размыва, формирующихся у струенаправляющих перемычек, обломочным материалом с уменьшающейся крупностью вверх по разрезу наблюдалось нами и на многих других горных реках. Так, например, на р. Мула (Киртарский хребет) в воронке размыва коренного ложа, образовавшейся у резкого выступа пласта крепких меловых известняков длиной до 2,5—3 м, в период зимней межени шурфом был вскрыт следующий разрез (снизу):

- | | |
|-----------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|-----------|
| 1. Дно воронки выполнено средне- и хорошо окатанными валунами и крупными гальками размером от 5—10 до 20—30 см, по составу преимущественно известняковыми и песчаниковыми. Степень окатанности валунов и галек значительно выше по сравнению с русловой фацией, что, по-видимому, вызвано истиранием обломков при вращательном движении в воронке размыва . . . | 0,6—0,7 м |
| 2. Выше из разреза постепенно исчезают валуны, а размеры галек уменьшаются до 3—7 см. В галечниках прослеживается неясная горизонтальная слоистость | 0,4—0,5 м |

3. Разрез венчается серыми разнозернистыми гравийными песками с довольно четкой горизонтальной и весьма пологонаклонной слоистостью

0,7 м

Фации подпрудживания нередко формируются перед конусами выноса притоков, представляющими собой своеобразные суживающие или струенаправляющие перемычки. Так, на р. Сулак песчано-глинистые отложения фации подпрудживания наблюдаются в Чиркейском расширении перед конусом выноса притока р. Оргу-Кал.

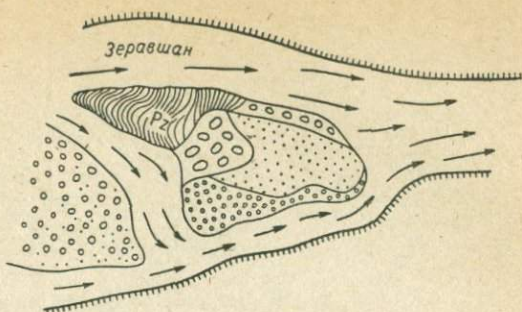
Струенаправляющие перемычки на горных реках довольно часто бывают представлены скальными выступами коренных пород, а также крупными глыбами или их скоплениями, расположенными в средних частях русла. Эти природные экраны не только изменяют направление течения, но и делят поток на два обычно коротких рукава. У их основания с верховой стороны обычно образуется валец с горизонтальной осью, вызывающий размыв дна и формирование воронки размыва [46], где на спаде паводка могут накапливаться более мелкие отложения подпрудной фации.

Следует отметить, что подпрудные фации не являются характерными для струенаправляющих перемычек и встречаются спорадически у крупных и резких выступов берега, в особенности если они ориентированы против направления течения.

Затишная гидродинамическая обстановка ниже струенаправляющих перемычек и формирование фации природных экранов. Экранирующее воздействие струенаправляющих перемычек по сравнению с подпрудживающим гораздо более значительное, вследствие чего фации природных экранов являются для них весьма характерными и имеют широкое распространение как в современном, так и в древнем аллювии. Расстояние за струенаправляющими перемычками, на которые распространяется экранирующее воздействие и где в образующихся «мертвых» зонах возможно накопление мелких осадков фации экранов, зависит от их размеров, формы, ориентировки к направлению течения и т. п. Большое значение имеет радиус кривизны струенаправляющих перемычек. При прочих равных условиях (длине, шероховатости и т. п.) резкие и узкие выступы берега оказывают значительно большее экранирующее влияние по сравнению с более широкими плавными выступами.

Ю. А. Билибиным [21] было подмечено, что в русле реки за крупными валунами образуется конус «эрозионной тени», где течение отсутствует или направлено в обратную сторону. В таких местах происходит накопление аллювия, сложенного значительно более мелким обломочным материалом по сравнению с прилегающими, неэкранированными участками русла. Насколько велика роль природных экранов в накоплении горного аллювия, видно из того, что даже на узких участках русла, где река течет единым стремительным потоком, за экраном могут отлагаться аллювиаль-

Рис. 28. Накопление мелкого материала за скалой коренных пород в зоне Исизской перемычки



ные отложения с большим количеством мелкозернистого материала.

Примером может служить накопление современных отложений фаций природных экранов за небольшой скалой, выступающей в русле р. Зеравшан в районе Исизской перемычки. Несмотря на большие скорости и бурность потока, за ней образовался остров, сложенный валунами, галечниками и в значительной степени песками и гравием (рис. 28).

В результате значительных водоворотных течений ниже струенаправляющих перемычек содержание минералов тяжелой фракции в отложениях фации природных экранов по сравнению с подпрудными значительно выше и колеблется на р. Зеравшан от 0,5—0,7 до 1,5—2%. Минеральный состав тяжелой фракции довольно разнообразный, но, как правило, преобладают минералы с плотностью более 4,0, в особенности гематит и лимонит. Гранулометрический состав песчаных отложений фации природных экранов характеризуется достаточно высокой сортировкой (S_0 от 1,4 до 1,7) и высоким содержанием фракций 0,1—0,25 и 0,25—0,5 мм.

На Северном Кавказе на р. Чегем в районе сел. Актопрак в русле прослеживается выступ крепких юрских песчаников, ориентированный под косым углом к руслу и образующий естественную береговую шпору. За этой струенаправляющей перемычкой даже при бурном течении потока отлагаются мелкие песчаные отложения фации природных экранов.

На р. Куме у сел. Красный Восток за крупным известняковым валуном треугольной формы, ориентированным перпендикулярно к направлению течения (рис. 29, а), отчетливо видна «мертвая» зона с обратным круговым течением, где происходит накопление тонкопесчаных отложений фации природных экранов. Они формируют подводную косу за валуном, а также отлагаются в небольшой береговой бухточке овальной формы, по-видимому, образовавшейся под воздействием водоворотных течений, нередко развивающихся у основания струенаправляющих перемычек.

На р. Асса у ст-цы Нестеровской за струенаправляющей перемычкой, образованной небольшим выступом высокой поймы (рис. 29, б), на границе с транзитной струей потока четко видны

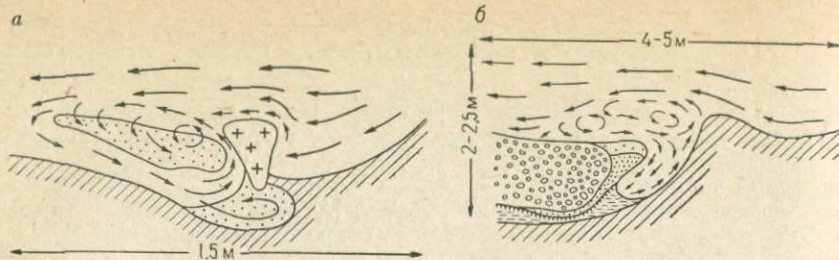


Рис. 29. Формирование фации природных экранов:

а — за крупным валуном на р. Куме у сел. Красный Восток; б — за выступом поймы р. Асса у ст-цы Нестеровской

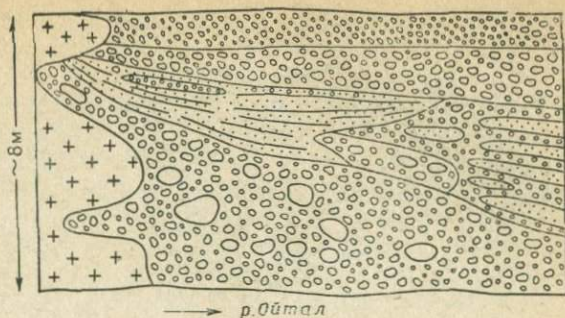
водоворотная зона с круговым обратным течением и небольшая заводь, где движение воды едва заметно и происходит накопление тонких иловатых осадков. Большая часть небольшой экранированной отмели слагается мелкими галечниками, отложенными во время паводка, когда вследствие более высоких скоростей течения «мертвая» зона за перемычкой была значительно меньше, а возможно, из-за малых размеров выступа вообще отсутствовала. На спаде паводка при уменьшении скоростей контур обтекания постепенно увеличивался и коса росла вверх по течению за счет накопления мелко- и тонкозернистых песков. В отмершей небольшой протоке отложился уже суглинистый наилок, который продолжал формироваться в бухточке, расположенной непосредственно за небольшим выступом берега.

Большое количество весьма характерных струенаправляющих перемычек прослеживается на р. Аксу при ее выходе из западных отрогов Таласского хребта, где она течет в узком каньоне глубиной около 200 м. Они образованы крупными (до 4—6 м и более) обвалившимися глыбами крепких конгломератов, которые резко изменяют направление течения всего или части потока, нередко образуя перед собой небольшие подпруженные участки с водоворотными течениями, где может накапливаться песчано-гравийный и мелкогалечный материал. За глыбами (ниже по течению) местами отмечаются небольшие языки мелких отложений фации природных экранов.

Фации природных экранов часто формируются ниже конусов выноса боковых притоков, выходящих в русловую зону главной долины. На р. Сулак примером такого рода фации природных экранов может быть преимущественно песчаная отмель с примесью мелкоземов, образовавшаяся за конусом выноса бокового притока, ниже Ахталинского ущелья.

Характерные примеры фации природных экранов струенаправляющих перемычек в разрезах террас. Типичные отложения фации природных экранов можно наблюдать на р. Чегем у сел. Актопрак. Здесь в обрыве правого берега (ниже по течению) за выступом

Рис. 30. Отложения фации природных экранов в разрезе террасы р. Ойтал



цоколя из юрских песчаников и сланцев прослеживается линза горизонтально-слоистых песков с прослоями гравия длиной до 5 м и мощностью до 1,5—1,7 м, залегающая среди крупных русловых галечников I надпойменной террасы.

На р. Ойтал (Алайский хребет) в 1,5 км ниже одноименного селения за цоколем из палеозойских пород в разрезе верхнеплейстоценовой террасы (рис. 30) прослеживается линза песков мощностью до 1 м и длиной до 5—6 м, относящихся к типичной фации природных экранов. Пески темно-серые, разнородные, кварц-полевошпатовые с большим количеством цветных минералов. Для них характерна четкая пологонаклонная и горизонтальная слоистость. Ниже по течению линза песков переходит в толщу чередующихся между собой слоев гравия, крупнозернистых песков и мелкой гальки. Примерно на расстоянии 20—25 м экранирующее воздействие заканчивается, и весь разрез террас р. Ойтал представлен крупными галечниками и валунами.

Песчаные и песчано-гравийные горизонтально-слоистые отложения фации природных экранов за скальными выступами коренных пород отмечаются на р. Зеравшан ниже сел. Айни, выше сел. Дашты-Козы, ниже сел. Вешаб и во многих других местах в разрезах всех террас.

Формирование подпрудно-экранированных отложений. При наличии двух или более струенаправляющих перемычек, расположенных одна от другой на небольшом расстоянии, когда следующий по течению выступ берега находится в зоне влияния предыдущего, характер натекания потока и отложения наносов у низового выступа, экранированного расположенным выше, существенно меняется. Вследствие отклонения основного потока к середине русла первой перемычкой гидродинамическое воздействие на вторую перемычку значительно ослабляется. Глубина и площадь воронки размыва, а также крупность отлагающихся наносов у низовой перемычки по сравнению с верховой существенно уменьшаются. Между перемычками образуется подпрудно-экранированная зона с резко ослабленным течением, которое вдоль берега часто имеет обратное направление. В результате этого в пространстве между двумя перемычками, обычно представляющем собой

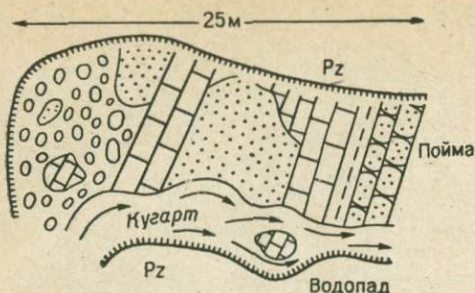


Рис. 31. Формирование отложенной фации подпруживания у струенаправляющих перемычек на р. Кугарт

небольшие бухточки разной формы и размеров, отлагаются мелкие, большей частью песчаные наносы, крупность которых постепенно увеличивается от берега к основной транзитной струе потока.

Эти весьма специфические накопления, обычно мелкие по фракционному составу, образующиеся в результате экранирующего воздействия верхней перемычки и подпруживающего влияния нижней, можно выделить в подпрудно-экранированные отложения, в которых фации подпруживания и природных экранов практически не отделимы друг от друга. К ним можно отнести отложения многочисленных бухточек, часто встречающихся на горных реках.

Наиболее широкое распространение струенаправляющие перемычки имеют тогда, когда горный поток пересекает вкрест простирания коренные отложения с различной устойчивостью пластов. Резкие выступы наиболее крепких пород чаще всего и создают серию струенаправляющих перемычек.

Так, например, на р. Кугарт (Ферганский хребет) у устья р. Кызылсу прослеживаются две расположенные друг за другом струенаправляющие перемычки (рис. 31), ориентированные почти перпендикулярно к течению и сложенные крепкими палеозойскими известняками. Пространство между перемычками представляет собой ослабленную зону дробления по разлому, четко прослеживающемуся в береговом обрыве. Фация подпруживания у первой перемычки представлена сравнительно небольшим пятном крупнозернистых гравийных песков, приуроченных к ее основанию. Подпрудно-экранированные отложения занимают практически все пространство между перемычками до транзитного потока. Они представлены песками более мелкого фракционного состава с четкой горизонтальной слоистостью. Следует отметить, что р. Кугарт имеет здесь очень стремительное течение и у нижней перемычки начинается водопад.

На р. Пшиш (Западный Кавказ) у сел. Ходыженск несколько резких узких выступов крепких известняков образуют серию струенаправляющих перемычек, которые, возвышаясь (описан момент наблюдения) на 30—40 см над поверхностью воды, сильно замедляли течение потока. Перед этими перемычками, ориентиру-

ванными почти перпендикулярно к руслу, накапливаются отложения фации подпруживания, с уменьшающейся крупностью у каждой последующей (вниз по течению) перемычки.

Подпрудно-экранированные отложения встречаются и в разрезах террас. Так, на р. Шинг выше одноименного селения в 3,5 км в разрезе среднеплейстоценовой террасы, как бы «зажатом» между двух скальных выступов коренных палеозойских пород, где в период накопления аллювия существовала бухточка треугольной формы, вдающаяся в берег на 3—4 м, прослеживается типичный разрез подпрудно-экранированных отложений. Они представлены толщей чередующихся между собой горизонтально-слоистых палево-суглинков и песков с мощностью прослоев 5—10 см; мощность толщи 4,5—5 м. Местами наблюдается волнистая и спиралевидная слоистость, возникшая, по-видимому, как в результате подводного оползания, так и под воздействием кругового движения воды в древней бухточке.

Некоторые особенности формирования аллювия ниже порогов и водопадов. Свообразными струенаправляющими перемычками являются пороги, изменяющие направление потока не в горизонтальной, а в вертикальной плоскости. При внезапном увеличении глубины, характерном для порогов, за ними образуется застойная зона со слабым обратным циркуляционным течением, где могут накапливаться мелкозернистые отложения фации природных экранов. Выше и в особенности ниже порогов часто формируются довольно глубокие воронки размыва, где на спаде паводков и в межень могут накапливаться довольно мелкие осадки вплоть до песчаных. Образование воронок размыва перед порогами обычно происходит тогда, когда пороги представлены какими-либо выступами дна, а не резкими перепадами глубин русла, образующими ступени в продольном профиле.

Углубления дна горных рек у порогов, носящие название карманов, западин, исполиновых котлов и т. п., образуются в результате максимального воздействия потока на дно реки в половодье. При спаде паводковых вод и уменьшении живой силы потока из эрозионных углублений вымывается уже не весь обломочный материал, часть наиболее крупных обломков выстилает их дно. С дальнейшим сокращением расходов крупность влекомых наносов постепенно уменьшается, что приводит к накоплению в воронках размыва все более мелких обломков. По окончании паводков и в межень эрозионные углубления дна могут заполняться взвешенными наносами большей частью песчаных фракций, которые обычно и заканчивают их полное выполнение обломочным материалом. При новом паводке происходит размыв отложившихся осадков, но некоторая часть их, особенно в глубоких эрозионных котлах, обычно сохраняется. При общем уменьшении расходов воды (вследствие изменения климатических условий, перестройки гидросети и т. п.) или изменении направления и положения основного русла отложения воронок размыва у порогов могут

перейти в ископаемое состояние. Кроме того, пороги постепенно размываются рекой, высота их снижается, и они отступают вверх по течению. В связи с этим происходит и изменение гидродинамических условий в сторону уменьшения живой силы потока. При отступании порога та часть воронки размыва, которая постепенно перестает подвергаться непосредственному воздействию падающих струй, быстро заполняется аллювиальным материалом часто мелких разностей. Эти относительно менее крупные отложения воронок размыва могут быть перекрыты грубым русловым аллювием, который как естественная отмостка будет предохранять их от размыва.

Иногда, большей частью в руслах с периодическим стоком, пороги бываю сложен сравнительно легко размываемыми породами, которые при быстром размыве могут отложиться за порогом в экранированной зоне со слабым циркуляционным течением, образовав весьма специфическую субфацию *местного размыва экрана*. Такого рода отложения наблюдались нами на р. Зеравшан у западной окраины сел. Гузар. Здесь за выходом цоколя, сложенного красноцветными глинами неогена (рис. 32), прослеживается крупная линза косослоистых суглинков красно-бурого цвета, явно представляющих собой переотложенные коренные глины. В суглинках, а также в вышележащих серых галечниках встречаются

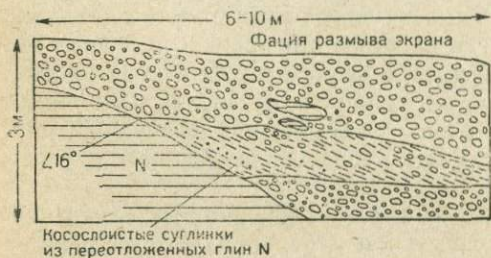


Рис. 32. Отложения субфации размыва экрана в разрезе верхнеплейстоценовой террасы р. Зеравшан ниже сел. Гузар

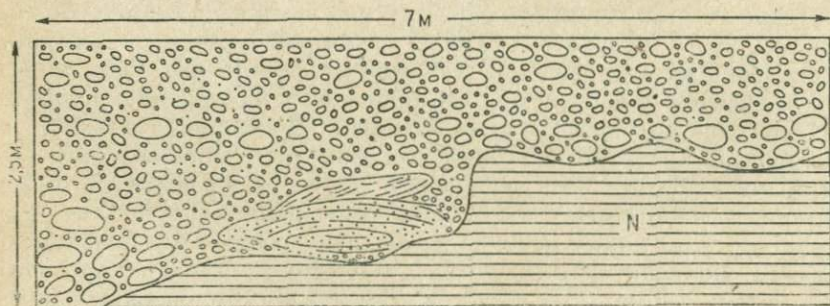


Рис. 33. Отложения субфации природного экрана у восточной окраины сел. Суфиен в разрезе верхнеплейстоценовой террасы р. Зеравшан

катыши различных размеров из красных неогеновых глин. Какого-либо принесенного транзитного материала в субфации размыва природного экрана не наблюдается.

В отдельных случаях за выступами, сложенными сравнительно легко размываемыми породами, можно наблюдать отложения фации природных экранов, образовавшиеся как из транзитных наносов, так и в результате размыва самого экрана. В качестве характерного примера можно привести обнажение верхнеплейстоценовой террасы р. Зеравшан у восточной окраины сел. Суфиен. Здесь за природным экраном, сложенным плотными сильно песчанистыми, красноцветными глинами неогена, прослеживается линза зеленовато-серых кварц-полевошпатовых песков с весьма характерной линзовидной слоистостью (рис. 33), выраженной в чередовании прослоев средних и мелких разностей. Над ними также в зоне действия экрана залегает линза из переотложенных неогеновых глин. На неогеновый цоколь и отложения фации природных экранов ложатся русловые валунные конгломераты.

Особые условия формирования аллювия возникают под водопадами, довольно часто встречающимися на горных реках, в особенности второй группы. Падающая струя обычно оказывает очень сильное эрозивное воздействие на дно, формируя наиболее глубокие и крупные воронки размыва.

Размеры воронок размыва соответствуют максимальным паводковым расходам, когда весь или почти весь обломочный материал выбрасывается из них в русло. Как указывалось, размыв воронок прекращается тогда, когда максимальная пульсационная скорость восходящей струи у горизонта воды в воронке равна гидравлической крупности частиц, слагающих в данный момент ее дно и образующих самоотмокту. Во время паводков на дне воронки отлагаются лишь крупные обломки, которые могут быть выброшены из нее только после их измельчения вследствие движения внутри воронки. Гидродинамическое воздействие ниспадающей водопадной струи на спаде паводков будет постепенно уменьшаться, и размеры обломков, выносимых из воронки размыва, будут все меньше и меньше. В конце половодья и в межень сила водоворотных течений в воронке размыва становится настолько мала, что она часто заносится уже песчано-гравийным материалом.

Описанный выше процесс выполнения воронок размыва под водопадами весьма специфическими аллювиальными отложениями подтверждается и рядом разрезов. Наиболее интересный и полный разрез отложений, накопившихся в воронке размыва под пересыхающим летом водопадом, наблюдался нами на Малом Балхане и саяе Торонглы. Воронка размыва глубиной около 2—2,5 м выполнена галечниками и песками с отчетливой горизонтальной, а местами и спиралевидной слоистостью. Нижняя часть разреза представлена галечниками с небольшим количеством гравийно-песчаного материала. Вверх по разрезу размеры галечников уменьшаются, а количество и мощность песчаных и гравийных прослоев

постепенно увеличиваются. Самые верхние части (50 см) разреза целиком слагаются хорошо отсортированными тонкозернистыми песками с четкой горизонтальной слоистостью.

Накопление песков вплоть до мелкозернистых в меженный период наблюдалось нами в эрозионных углублениях под водопадами на многих притоках р. Зеравшан, а также и на других реках.

Если с течением времени расходы воды в горной реке будут увеличиваться, произойдет дальнейший размыв воронки и ее углубление. В случае же уменьшения расходов воронка размыва будет заноситься наносами все более мелкого гранулометрического состава, которые могут перейти в стабильное захороненное состояние. Сохранение отложений в воронках размыва под водопадами возможно также при изменениях направления и смещении русел горных рек.

Отложения, выполняющие воронки размыва, образованные падающей струей, можно отнести к весьма специфической субфации водопадов, для которой обычно характерно уменьшение крупности обломочного материала вверх по разрезу.

Формирование фации подпруживания перед суживающими перемычками. Суживающие перемычки, главным образом литологические и структурно-литологические, а также экзогенные, кроме сужения русел часто оказывают на горные потоки подпруживающее и экранирующее влияние, в особенности во время паводков. В меженное время у суживающих перемычек, как правило, не наблюдается сколько-нибудь существенных изменений гидродинамической структуры потоков, кроме некоторого увеличения скоростей и глубины. При повышении горизонтов и расходов воды происходит подпор, приводящий к уменьшению уклонов и скоростей воды непосредственно выше суживающей перемычки. Падение скоростей вызывает сокращение, а иногда и почти полное прекращение расходов донных наносов в пределах перемычек во время паводков. Наносы интенсивно отлагаются на подпертом участке, расположенном непосредственно выше перемычки, и практически перестают поступать в ее пределы. Лишь при спаде паводков, когда на подпертом участке начинает восстанавливаться свободный скоростной режим, в пределах суживающих перемычек расходы наносов быстро возрастают. Впервые такой режим донных наносов на участках суживающих перемычек был описан Д. А. Абрамовичем [2] для Чиркейского ущелья на р. Сулак. Накопление отложений фации подпруживания происходит преимущественно в паводочный период и не только в руслах, но и на поймах.

Такого рода подпруженная пойма наблюдалась нами на р. Кугарт (Ферганский хребет), где перед структурно-литологической суживающей перемычкой выше сел. Дмитриевка она слагается преимущественно песчаными отложениями фации подпруживания (рис. 34).

Перед крупными выступами суживающих перемычек на залитой поверхности горной поймы могут образоваться зоны с резко замедленным обратным циркуляционным течением, при котором возможно отложение части взвешенных наносов. Так, например, на р. Зеравшан у сел. Иоры перед суживающей перемычкой по правому берегу во время максимума ледникового паводка на залитой пойме наблюдалась крупная заводь с относительно медленным круговым течением (рис. 35), в которой отлагались пески вплоть



Рис. 34. Подпруженная пойма на р. Кугарт (Ферганский хребет)

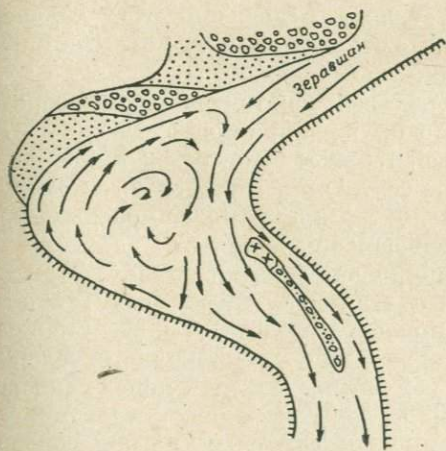


Рис. 35. Формирование современных отложений фации подпруживания в узком ущелистом русле (р. Зеравшан у сел. Иоры)

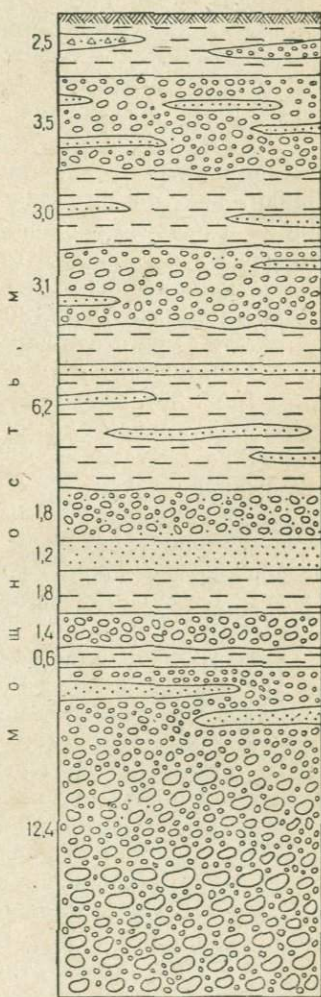


Рис. 36. Разрез среднеплейстоценовой террасы р. Зеравшан у сел. Хайриват

до тонкозернистых. Интересно отметить, что здесь же у левого берега за небольшим выходом скальных пород в русле образовался экранированный узкий вытянутый остров, сложенный песчано-галечниковыми отложениями.

Накопление песчано-гравийных горизонтально-слоистых отложений фации подпруживания на р. Зеравшан прослеживается перед суживающей литологической перемычкой у сел. Риомут, выше сел. Лянглиф и во многих других местах.

Минеральный состав песков современных отложений фации подпруживания характеризуется весьма малым (0,01—0,1%) содержанием тяжелой фракции, в которой, как правило, преобладают (60—90%) минералы с плотностью более 4,0. Для гранулометрического состава характерно высокое содержание фракции 0,5—0,1 и 0,1—0,25 мм и достаточно плохая сортировка (S_0 от 2 до 4).

Подпрудные отложения часто встречаются и в террасах р. Зеравшан. Так, например, у сел. Хайриват, на левом берегу р. Зеравшан в разрезе среднеплейстоценовой террасы, расположенном непосредственно выше структурно-литологической суживающей перемычки, прослеживаются слои палео-серых плотных горизонтально-слоистых суглинков мощностью до 6 м с прослоями разнозернистых зеленовато-серых песков, которые встречаются также и в виде самостоятельных прослоев и крупных линз среди галечников (рис. 36). Ниже и выше по течению от перемычки в разрезах этой террасы слои суглинков и песков почти не встречаются. Появление достаточно мощных слоев суглинков, по-видимому, также связано с тем, что Хайриватский разрез находится не только перед суживающей перемычкой, но и за крупным выступом палеозойских пород, который оказывал определенное экранирующее воздействие во время формирования отложений этой террасы. Поэтому эти суглинисто-песчаные отложения лучше отнести к подпрудно-экранированной фации.

Слои горизонтально-слоистых зеленовато-серых грубозернистых гравийных песков фации подпруживания мощностью до 6—7 м в разрезе среднеплейстоценовой террасы отмечаются также перед суживающей перемычкой выше сел. Айни. Аналогичные подпрудные отложения прослеживаются и в разрезах более молодых верхнеплейстоценовых террас Зеравшанской долины.

Типичные подпрудно-экранированные отложения, сформировавшиеся в глубокой древней бухте между двумя структурно-литологическими перемычками, можно наблюдать на р. Мургаб в разрезе верхнеплейстоценовой террасы ниже одноименного селения. Здесь за экраном из крупных верхнепалеозойских пород непосредственно на коренные отложения ложатся хорошо отсортированные мелкозернистые темно-серые пески с очень четкой горизонтальной и пологоволнистой слоистостью мощностью до 1,5—2 м. Выше залегают светло-палевые алевриты плотные, однородные с очень тонкой горизонтальной слоистостью, подчеркиваемой прослоями различных оттенков желтого и коричневатого-желтого цвета

за счет ожелезнения по плоскостям напластования. Мощность алевритов меняется от 2—3 до 5—7 м. Разрез венчается средними и мелкими галечниками с неясной горизонтальной слоистостью, которые можно отнести к аллювию разветвленных русел.

На р. Сулак у сел. Верхний Чирюрт прослеживается суживающая структурно-литологическая перемычка, представляющая собой моноклиналиную гряду из крепких сарматских песчаников и известняков. Перед перемычкой находится обширная пойма, сложенная в основном суглинками, которые выше по течению почти полностью замещаются галечниками. Ниже перемычки пойма, а также многочисленные острова и косы слагаются только галечниковым материалом. Суглинистая пойма, несомненно, образовалась в результате подпруживания во время паводков, что вызвало интенсивное выпадение взвешенных наносов. Появление в разрезах галечниковых террас р. Сулак суглинков мощностью до 5—6 м непосредственно перед этой суживающей перемычкой также, вероятно, обусловлено ее подпруживающим влиянием во время паводковых расходов.

На р. Куре у сел. Жинвали перед суживающей литологической перемычкой на поверхности поймы прослеживаются горизонтально-слоистые песчаные отложения фации подпруживания, распространяющиеся выше перемычки на 10—12 м при ширине до 5—6 м.

Отложения фации подпруживания могут формироваться и перед «периодическими» суживающими перемычками, образованными селями, осыщами, конусами выноса притоков и т. п., легко размываемыми рекой, но вновь возникающими на том же месте.

Так, на р. Арагви выше сел. Пассанаури прослеживается весьма характерная селевая суживающая перемычка, перед которой произошло накопление иловатых мелкозернистых песков фации подпруживания. Селевая перемычка вызывает здесь резкий изгиб основного русла, которое гидродинамически подпруживает второстепенные протоки, значительно замедляя их течение. Это приводит к отложению в протоках относительно более мелких по сравнению с ниже- и вышележащими участками влекомых и взвешенных наносов. На р. Пяндж между г. Хорог и сел. Рушан перед суживающими перемычками, образованными крупными конусами выноса боковых притоков, часто прослеживаются песчаные отложения фации подпруживания мощностью до 3—3,5 м.

Подпрудные отложения перед «периодическими» суживающими перемычками нередко встречаются и в разрезах террас. Так, по правому берегу р. Зеравшан, западнее сел. Хушикат, в узкой ущелистой долине с крутыми склонами, покрытыми движущимися осыщами, в толще древних осынных отложений, представленных разнообразными по величине (от 1—2 до 20—30 см) почти неокатанными обломками палеозойских песчаников и сланцев, скрепленными дресвяно-суглинистой массой, прослеживаются аллювиальные пески, средне- и мелкозернистые, темно-серые, горизонтально-слоистые, кварц-полевошпатовые с большим количеством цветных

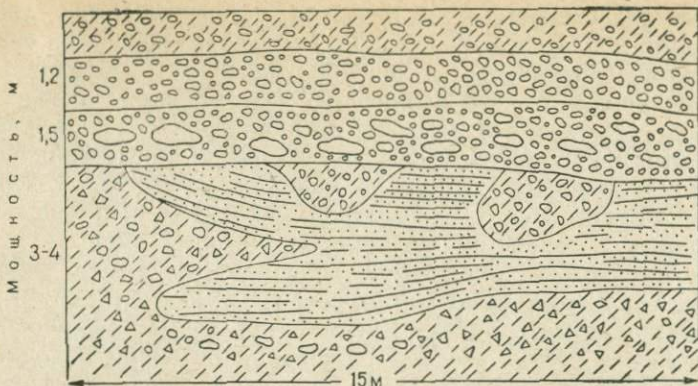


Рис. 37. Обнажение аллювиально-гравитационных отложений на правом берегу р. Зеравшан западнее сел. Хушикат

минералов, залегающие в виде крупных линз (рис. 37). Совершенно очевидно, что эти линзы образовались в результате подпруживания р. Зеравшан древними осыпями. От последующего размыва они были защищены слоем отмостки мощностью до 1,5 м, сложенной крупными полуокатанными валунами, переотложенными из осыпей на очень короткое расстояние. Слой отмостки перекрывается отложениями разветвленных русел, представленными хорошо окатанными средними и мелкими галечниками. Выше по разрезу аллювиальные отложения сменяются осыпными.

Особенности формирования руслового аллювия на участках суживающих перемычек. В пределах самих суживающих перемычек из-за уменьшения ширины русел скорости и глубины горных потоков резко увеличиваются. В частности, донные скорости, играющие решающую роль в перемещении влекомых наносов, при сужении русел могут возрастать в 2—3 раза. Это приводит к значительному повышению транспортирующей способности потоков в пределах перемычек. Приток наносов сверху по течению часто не обеспечивает наносами возросшую транспортирующую способность потоков в стесненных руслах, что вызывает укрупнение фракций естественной отмостки или размыв дна. Крупность влекомых наносов, формирующих русловой аллювий, в сужениях перемычек значительно увеличивается по сравнению с крупностью наносов в прилегающих расширениях, где часть наносов, перемещаемых в узком русле, будет откладываться. Такой пример мы имеем на горных реках Азербайджана [187]. На р. Мзымта на расширенных участках средняя крупность руслового аллювия примерно составляет 10—15 см, а в сужениях перемычек она увеличивается до 22—55 см [164]. Аналогичные данные имеются и по многим другим рекам.

В стесненных руслах перемычек может формироваться в основном только самый грубый валунно-галечниковый аллювий

прямолинейных однорукавных русел, намного более крупный по сравнению с русловым аллювием расширенных участков, расположенных выше и ниже перемычек.

Д. Н. Абрамович [2] установил, что в ущельях перемычек, в частности в Ахатлинском ущелье на р. Сулак, крупные валуны истираются до галек. Следовательно, русловой аллювий ниже перемычек до получения новых порций крупного обломочного материала из притоков или со склонов может слагаться более мелкими обломками по сравнению с материалом на участках, расположенных выше перемычек.

При сужении бурных горных потоков часто образуются гидравлические прыжки, которые вызывают энергичный размыв дна в начале сужения. Здесь формируются достаточно глубокие ямы размыва, которые в межень могут быть занесены более мелкими, иногда даже песчаными осадками.

Формирование фации природных экранов ниже суживающих перемычек. В расширениях русла, расположенных по течению за суживающими перемычками, обычно происходит свободное растекание потока, которое часто сопровождается образованием гидравлических прыжков и водоворотных зон с медленным вращательным движением воды. Эти зоны в большинстве случаев располагаются непосредственно за природными экранами перемычек в месте расширения русла, но при определенных условиях они могут быть смещены на некоторое расстояние вниз по течению. Их размеры как при одностороннем (к одному берегу), так и при двустороннем (к обоим берегам) увеличении ширины русла во многом зависят от степени расширения потока. Когда ширина русла увеличивается в 1,5—2 раза, то размеры водоворотных областей обычно небольшие. При расширениях в 3—4 раза и более их ширина и длина резко возрастают и появляются дополнительные водоворотные зоны, располагающиеся ниже по течению. Следовательно, самые благоприятные условия для формирования фации природных экранов ниже суживающих перемычек создаются при наибольших расширениях русла, когда «мертвые» зоны достигают максимальных размеров.

На всех изученных нами горных реках непосредственно за суживающими перемычками часто наблюдались заводи или расширения русла с круговым и обратным течением. В результате резкого изменения направления течения и падения скоростей за перемычкой в «мертвых» зонах происходит отложение части взвешенных и наиболее мелких фракций влекомых наносов, которые и формируют мелкие гравийно-песчаные осадки фации природных экранов.

Во время крупных паводковых расходов водовороты за перемычками часто обладают значительной эрозионной силой и могут размывать не только накопившиеся здесь аллювиальные отложения фации экранов, но и коренное ложе реки. Это приводит к формированию воронок размыва. Их глубина имеет прямую зависимость

от разницы между максимальной глубиной стесненного перемычковой русла и средней глубиной нестесненного русла при расходе, близком к средне-многолетнему. В процессе формирования воронок размыва часто образуются местные обратные уклоны дна, что вызывает уменьшение длины водоворотных областей, а следовательно, сокращает площадь накопления осадков фации экранов. Увеличение шероховатости также уменьшает длину водоворотных областей и скорость обратных течений. Вследствие этого на грубых валунах и глыбах могут отлагаться (при прочих равных условиях) более мелкие отложения фации экранов, чем на галечниках с меньшими выступами.

При внезапном расширении русел ниже суживающих перемычек нередко наблюдается явление «сбоя», когда поток периодически отклоняется то к одному берегу, то к другому. Это вызывает перемыыв и лучшую сортировку руслового аллювия, который большей частью относится к отложениям однорукавных русел. Однако вследствие «сбоя» формирование отложений однорукавных русел ниже суживающих перемычек может происходить в аномально широкой зоне, резко суживающейся ниже по течению, где сбойного отклонения русел уже не происходит.

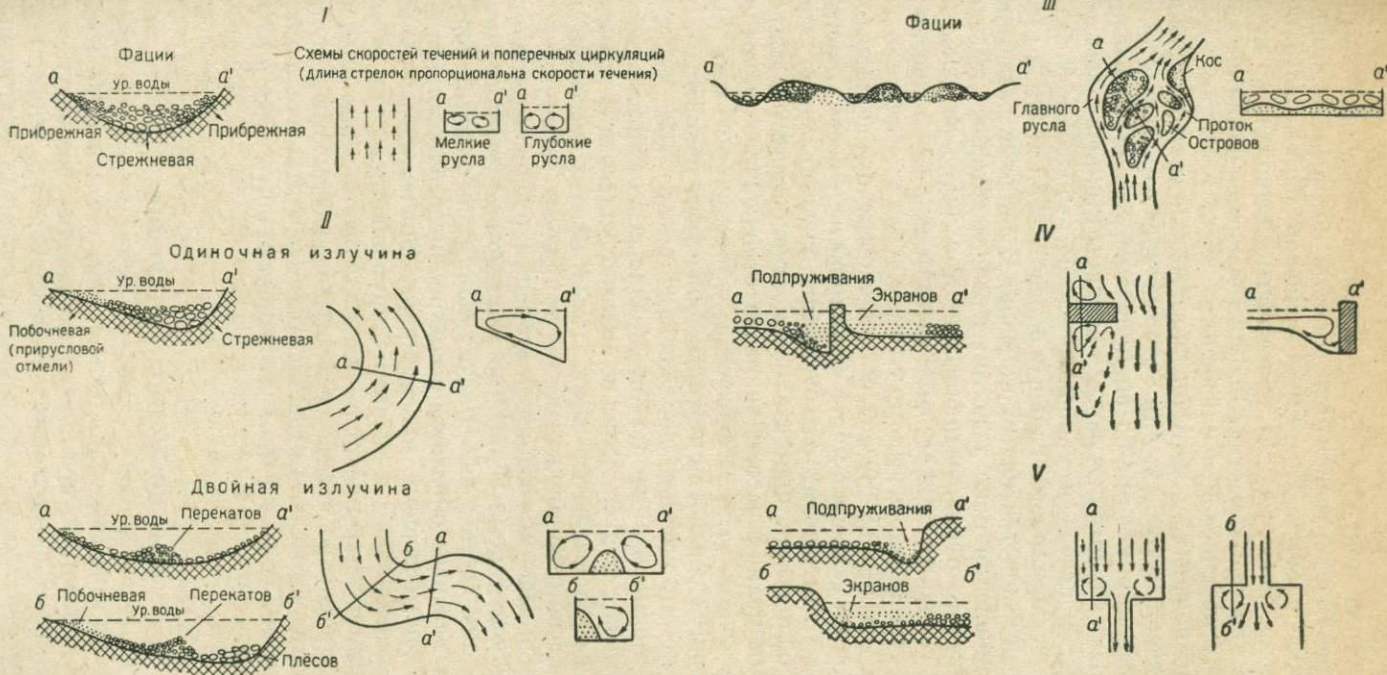
Довольно часто, особенно при меженных расходах, ниже суживающих перемычек происходят разветвление потока и накопление аллювия многорукавных русел.

Заканчивая описание руслового аллювия горных рек, можно сделать следующие выводы.

1. Формирование руслового аллювия определяется в первую очередь гидродинамическими особенностями потоков, на которые влияют многие факторы. Главными являются расходы воды и уклоны русел.

2. Наиболее простая гидродинамическая обстановка характерна для однорукавных прямолинейных русел, где формируется только грубый инстративный аллювий со слабой фациальной дифференциацией. В нем выделяются только две фации — стрекневая и прибрежная, отделяющиеся друг от друга по гранулометрическому составу и характеру ориентировки валунов и галек, в особенности уплощенных (табл. 2). Стрекневую фацию иногда можно подразделить на две субфации — аккумулятивных гряд и межгрядовых понижений, отличающихся по крупности обломочного материала.

3. Изменение гидродинамических условий на излучинах горных рек, обусловленное развитием интенсивных поперечных циркуляций, вызывает формирование в извилистых руслах новых фаций — плёсовой, побочной и перекатов, не характерных для однорукавных прямолинейных русел. Плёсовая фация, образующаяся в самой активной гидродинамической обстановке, слагается наиболее грубым валунно-галечниковым материалом, и только субфация отмирающих плёсов может быть представлена песчано-гравийными осадками. В формировании побочной фации



Фациальные обстановки и формирование аллювия в различных типах русел горных рек.

I — прямолинейные однорукавные русла; II — извилистые однорукавные русла; III — разветвленные русла; IV — русла со струенаправляющими перемычками; V — русла с суживающими перемычками

большая роль принадлежит поперечным циркуляционным течениям, транспортирующая способность которых во много раз меньше продольных. Поэтому побочная фа́ция складывается уже значительно более мелким обломочным материалом, вплоть до песков в хвостовых частях. Фа́ция перека́тов является переходной между побочной и плёсовой.

4. Ещё более сложные гидродинамические ситуации возникают в разветвленных руслах, для которых характерны многократные поперечные циркуляции по ширине и вертикали. В разветвленных руслах, характеризующихся активным проявлением аккумулятивных процессов и наибольшим многообразием фа́циальных обстановок, формируется главным образом не инстративный, а перстративный и констративный аллювий. В аллювии разветвленных русел, наиболее широко развитом в разрезах террас, выделяются фа́ция главного русла, различных протоков, островов и кос (с субфа́циями головных и хвостовых частей), достаточно резко отличающихся по литологическому составу.

5. Во всех типах русел, в особенности одорукавных, при определенных условиях могут формироваться весьма специфические фа́ции самоотмстки и отмстки, представленные наиболее грубыми обломками. Фа́ция самоотмстки образуется в процессе вымывания мелких частиц из ранее отложенного руслового аллювия, а фа́ция отмстки возникает в результате перемещения и некоторой переработки крупных обломков, попавших в русло из боковых притоков или со склонов долины.

6. На формирование руслового аллювия значительное влияние оказывают струнаправляющие и суживающие перемычки, у которых откладываются своеобразные, преимущественно мелкозернистые фа́ции подпрудживания и природных экранов.

7. Все выделенные фа́ции и субфа́ции руслового горного аллювия отличаются не только по гранулометрическому, но и по минеральному составу песчаного заполнителя валуников и галечников, главным образом по содержанию минералов тяжелой фракции, достигающему максимальных значений в стрежневой фа́ции и минимальных в фа́ции подпрудживания.

8. Формирование руслового аллювия горных рек происходит преимущественно во время паводков, в особенности катастрофических, когда отмечаются наиболее интенсивные русловые переформирования. Только фа́ция самоотмстки образуется и в меженьный период.

2. ПОЙМЕННЫЙ АЛЛЮВИЙ

В долинах горных рек кроме островов, отмелей и кос, переформирующихся почти во время каждого паводка, встречаются также и участки «настоящей» поймы, являющиеся уже более стабильными образованиями и часто покрытые травяным и древесно-кус-

тарниковым покровом. На них может появляться зачаточный мало-мощный покров пойменного аллювия, имеющего в горной зоне ограниченное распространение. Пойменный аллювий образуется за счет отложения взвешенных наносов, форма движения которых качественно отличается от формы перемещения влекомых наносов руслового аллювия. Для пойменного аллювия не свойственны аккумулятивные формы, возникающие при движении донных наносов, и гидродинамическая обстановка его формирования характеризуется довольно спокойным режимом.

а. Строение горных пойм и основные факторы, определяющие характер отложения взвешенных наносов

Происхождение и типы горных пойм. Первая попытка выяснить происхождение пойм на горных реках была сделана А. П. Нечаевым [132] на примере рек Приамурья. По его мнению, основой для развития поймы являются развивающиеся в русле галечно-валунные отмели, т. е. генетически поймы горных рек являются образованиями однородными с поймами равнинных рек. Однако, как правильно отмечает Р. С. Чалов [191], весьма существенные различия в основных закономерностях русловых процессов на горных и равнинных реках вызывают резкие изменения в формировании и характере морфологии горных и равнинных пойм.

На основании изучения ряда горных рек Западной Грузии Р. С. Чалов в зависимости от характера речных долин выделил следующие, различные по генезису пойменные образования: *скелетные, побочные и проточно-островные*, которые распространены и в других районах. Скелетные поймы образуются на выходах наиболее прочных коренных пород и россыпях глыб обвального происхождения. Они встречаются в узких ущельях рек второй группы и на суженных участках перемычек рек третьей группы, дно которых почти целиком занято руслом, и лишь изредка появляются небольшие узкие полосы поймы (шириной в несколько метров и протяженностью несколько десятков метров). Такие поймы обычно являются цокольными, образуясь на выступах коренных пород, наиболее устойчивых по отношению к эрозии. В том случае, когда выступы прикрыты мысом или крупной глыбой от натиска течения, на их поверхности в результате экранирования может аккумуляроваться мелкозернистый материал, являющийся субстратом для растительного покрова.

Однако большее распространение имеют скелетные поймы, возникающие на конусах небольших горных обвалов, часто встречающихся в условиях ущелий. Крупные глыбы, попадающие в русло, не все уносятся потоком и, перегораживая часть его, могут образовать каменистую россыпь. Во время паводка при затоплении россыпи на ней оседает часть влекомых потоком галечников и более мелких наносов, которые заполняют пространство между камнями и выравнивают поверхность. Такие глыбовые россыпи представляют собой своеобразные суживающие, или струе-

направляющие, перемычки, у которых в результате подпруживания и экранирования могут возникать местные условия аккумуляции аллювия, вызывающие формирование небольших валунных кос. Появление на россыпях и причленившимся к ним косам растительного покрова означает образование участка поймы. Вследствие того, что материал россыпей обычно не сортирован и скопление глыб очень беспорядочное, поверхность скелетных пойм обычно взбугренная, угловатая с амплитудой колебания отметок до 1—1,5 м.

Довольно часто свалившаяся при обвале крупная глыба попадает в середину русла, и за ней вследствие экранирования происходит аккумуляция аллювия и образуется длинная, но узкая валунная коса, превращающаяся в островок, разделяющий русла на рукава. Если в русло попадает несколько таких глыб, а островки затем причлениются к берегу, то формируется своеобразная островная пойма с положительными элементами рельефа в виде узких длинных грив.

Побочные поймы характерны для более широких долин с извилистыми руслами, где на выпуклых берегах излучин формируются валунно-галечниковые отмели — побочки, которые и являются основой для развития поймы. Превращение побочней в пойму происходит путем зарастания растительностью наиболее высоких их частей. Поверхность побочневой поймы относительно ровная, постепенно снижающаяся в сторону русла, близ которого она постепенно переходит в лишнюю растительности голую поверхность галечно-валунной отмели. В тыловой части поймы часто перекрывается отложениями осыпей и конусов выноса, вследствие чего уклон к руслу становится весьма существенным.

Образование побочневых пойм обычно происходит на выпуклых берегах — излучинах, а также за струенаправляющими перемычками (выступы берега и т. п.) в зоне «скоростной тени» из-за отклонения основного течения потока к противоположному берегу. Побочки преобразуются в пойму как вследствие постепенного расширения самой прирусловой отмели, так и в результате причлениения нового побочня, отделенного от берега побочневой протокой.

Поймы, формирующиеся за перемычками различного рода, обладают рядом специфических особенностей и могут быть выделены в особый тип *экранированных пойм* с характерным для них аномальным увеличением крупности обломочного материала вниз по течению.

Как пример экранированных пойм можно привести пойменный сегмент, образовавшийся между двумя крупными выступами коренных пород на р. Зеравшан ниже устья притока р. Кштутдаг. На рис. 38, отражающем максимум ледникового паводка, сегмент зачаточной экранированной поймы с обеих сторон обтекается протоками со значительно более медленным течением по сравнению с главным руслом. Только его головная часть, наиболее близко расположенная к основному течению и еще слабо подвергающаяся

экранирующему воздействию, состоит из крупных галечников и валунов, а все остальное пространство слагается в основном гравийными песками и мелкими галечниками. Наблюдается уменьшение крупности обломочного материала вниз по течению, а также в направлении от основного русла к правому берегу. От главного русла сегмент экранированной поймы отделен формирующимся осередком, частично выходящим из воды. Течение воды, переливающейся через него из боковой протоки в основное русло, очень слабое, что вызывает накопление на осередке не только галечниковых, но и песчаных отложений. В межень вода сохраняется только в главном русле, а осередок соединяется с пойменным сегментом, который, в свою очередь, причленяется к коренному берегу. Экранирующее воздействие выступов крепких палеозойских пород привело к аномально мелкому, преимущественно песчано-гравийному составу отложений экранированной поймы.

Экранированные поймы могут образоваться при слиянии двух примерно одинаковых рек, когда выступ коренных пород между ними является экраном. Примером этого является место слияния рек Сурхоб и Обихингоу, где прослеживается обширный треугольной формы участок экранированной поймы, сложенный песками и мелкими галечниками.

В значительных расширениях днищ горных долин рек третьей группы размеры побочной значительно больше и достигают в ширину нескольких десятков, а в длину 150—300 м и более. У сформировавшегося участка поймы часто образуются новые побочки, которые нередко отделяются от поймы узкой ложбиной или протокой. На равнинных реках такого рода протоки обычно называют побочными. Так как побочки горных рек являются малоподвижными образованиями, а иногда и вообще длительное время сохраняют постоянное положение, то по мере зарастания их наиболее повышенных частей они превращаются в пойму, а побочная протока, отмирая, начинает играть роль пойменной ложбины. Последние во время прохождения паводковых расходов могут концентрировать в себе значительное количество воды, и вдоль них нередко происходят промывы поймы, углубляющие и расширя-

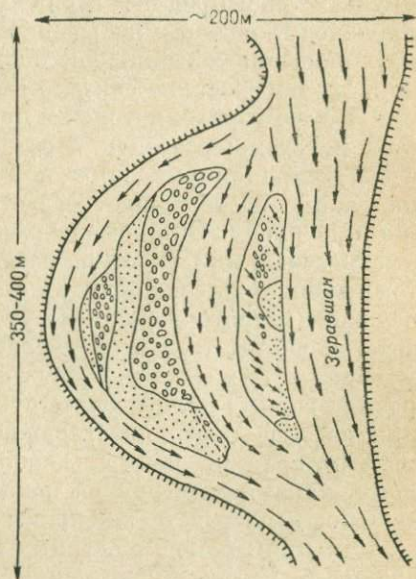


Рис. 38. Экранированная зарождающаяся пойма на р. Зеравшан ниже устья притока Кштутдаг

ющие ложбину. При благоприятных гидравлических условиях в эти ложбины может переместиться и сама река.

Пойма такого типа характеризуется поверхностью, изборожденной системой сравнительно узких, но достаточно глубоких ложбин, разделенных широкими ровными участками. Р. С. Чалов [191], чтобы подчеркнуть значение побочневых проток в формировании поверхности побочневой поймы на относительно широких участках горных долин, предлагает такие поймы называть проточно-побочневыми.

Проточно-островные поймы развиваются только в наиболее крупных расширениях горных долин и в предгорной зоне, где происходит резкое уменьшение уклонов, вызывающее аккумуляцию наносов, тенденцию к блужданию и развитие боковой эрозии. Их образование связано в основном с аккумулярующей деятельностью горных потоков и происходит, как и на равнинных реках, по схеме: осередок — остров (причленившийся к берегу за счет отмирания рукава) — пойменный массив. Проточно-островная пойма соответствует разветвленному или разветвленно-извилистому руслу. Она обычно разделена на изолированные пойменные массивы или участки, расчлененные системой широких проток, по ширине соизмеримых с основным руслом. Поверхность ее осложнена многочисленными сухими полузаросшими ложбинами, действующими только в паводки.

Поймы горных рек могут образовываться также в расширениях горных долин, формирующихся в результате подпруживания потоков перед перегораживающими и суживающими перемычками. Такие поймы можно выделить в тип *подпруженных пойм*, характеризующихся накоплением тонкого обломочного материала непосредственно перед перемычками.

Как пример подпруженных пойм можно привести расширение долины р. Кугарт (Ферганский хребет), являющейся типичной рекой второй группы. Между устьями притоков Кызылсу и Аксу здесь прослеживается структурно-литологическая суживающая перемычка, сложенная крепкими палеозойскими песчаниками. Перед ней имеется расширение шириной 60—70 м и длиной 80—90 м (см. рис. 31), занятое по обоим берегам сегментами поймы, заросшей растительностью. Валунно-галечные отложения, слагающие основную часть поймы перед перемычкой, в результате подпруживания сменяются песчано-галечниковыми и песчаными.

На р. Кубани перед сужением русла в структурной перемычке Скалистого хребта наблюдается подпруженная пойма, представляющая собой значительный массив песков, поросших ивняком. Такая же пойма имеется перед литологической суживающей перемычкой на р. Зеравшан ниже сел. Хушикат. Здесь в результате подпруживания по обоим берегам (в особенности по левому) сформировалась обширная пойма длиной 600—700 м (рис. 39), в строении которой наряду с галечниками и валунами большая роль принадлежит гравийно-песчаным отложениям.

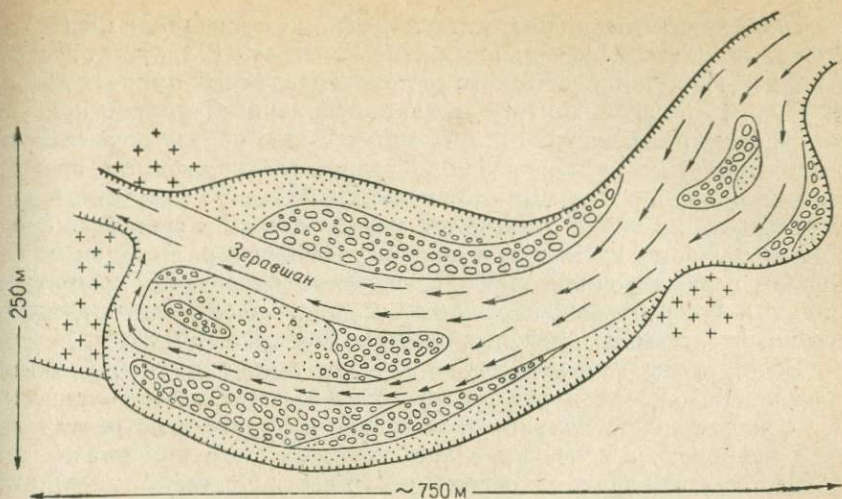


Рис. 39. Подпруженная пойма р. Зеравшан у сел. Хушикат

Различные по площади участки подпруженных пойм можно наблюдать почти во всех горных долинах, если в них имеются суживающие или перегораживающие перемычки.

Влияние растительности на отложение наносов на пойме. Переход различных русловых образований в пойму начинается с их закрепления растительным покровом (в основном древесно-кустарниковым) в наиболее возвышенных и защищенных от активного воздействия горного потока местах, которые Н. П. Костенко [91] предлагает называть «зарождающейся» поймой. По данным В. В. Ромашина [157], на р. Псеуапсе (южный склон Кавказа) из-за обилия тепла и влаги за 3—4 года поднимается поросль тополей высотой в человеческий рост. В прирусловой зоне поймы возраст деревьев обычно не превышает 20—30 лет, что указывает на интенсивную перемываемость пойменных отложений. Более старые деревья (80—100 лет) встречаются только на внутренних участках пойменных массивов, реже подвергающихся размыву.

Присутствие растительности на поверхности даже узких горных пойм намного повышает шероховатость паводочного русла, и гидродинамическая обстановка потоков, заливающих пойму во время паводков, существенно меняется по сравнению с обстановкой основного русла. По данным А. В. Карашева [76], коэффициент шероховатости на залесенных поймах может достигать 0,200, тогда как в руслах горных рек он обычно не превышает 0,067—0,080. В большинстве случаев в пределах пойм горные потоки переходят из бурного состояния в спокойное, и в результате резкого уменьшения скоростей течения на пойме происходит отложение не только влекомых, но и взвешенных наносов.

Влияние растительности на характер отложения наносов на поверхности поймы детально изучено Л. Бертуа [237] на р. Луаре. Анализы гранулометрического состава в различных пунктах поймы р. Луары показали, что даже за небольшими только недавно укоренившимися кустиками ниже по течению образуются «языки» тонкозернистых песков различной длины, окруженные гравийными или грубопесчаными отложениями. В местах отсутствия растительности на пойме отлагаются мелкие гальки и гравий со средним диаметром 11—15 мм, а вблизи участков с растительным покровом осадки становятся более мелкими со средним диаметром 0,65 мм. На участках, заросших кустарниками, средний диаметр частиц отлагаемых наносов обычно не превышает 0,3 мм.

Было также замечено, что наиболее тонкие илистые осадки, прослеживающиеся в различного рода западинах, периодически заливаемых водой, сохраняются только на участках с растительным покровом, а в незакрепленных местах даже при низких паводках они замещаются гравийными или крупнопесчаными осадками.

В долине р. Зеравшан на одном из участков поймы ниже сел. Матча было установлено, что за кустами тамариска медианный диаметр песков не превышает 0,01 мм, тогда как на открытых местах он колеблется от 0,15 до 0,12 мм. Содержание минералов тяжелой фракции ниже (по течению) кустов тамариска достигает только 0,005%, в то время как на прилегающих, незаросших участках оно колеблется от 0,02 до 0,08%.

Таким образом, в отличие от непрерывно переформирующихся кос, островов и побочней паводочного русла участки «настоящей» поймы почти всегда покрыты густой лесной, кустарниковой и травяной растительностью, которая существенно влияет на отложение осадков на поверхности поймы.

Микрорельеф поймы и его влияние на отложение наносов. На характер накопления осадков большое влияние оказывает также и микрорельеф поймы. В нем четко выделяется приречная пониженная зона с различными по размерам периодическими, а иногда и постоянно действующими сквозными или полуотшнурованными протоками, и внутренняя повышенная зона, являющаяся своеобразным микроводоразделом. Глубина проточных ложбин обычно колеблется от 0,2—0,3 до 1—1,5 м.

На обширных проточно-островных поймах кроме протоков, ответвляющихся от главного русла, много дендритовых протоков, начинающихся на пойме и образовавшихся вследствие стока с поверхности поймы паводковых вод. Их можно назвать ложбинами слива.

Повышенные водораздельные участки внутренней зоны, заливаемые только в максимум половодья, как правило, слагаются галечниками и валунами различной крупности со значительной примесью песчано-гравийного материала, который нередко формирует разобщенный покров. После спада паводка на них местами

сохраняется и мелкоземистый наилок. Богатая растительность способствует формированию здесь почвенного горизонта.

Интересно также отметить, что на характер формирования пойменного наилока большое влияние оказывает крупность подстилающих отложений. Так, например, на проточно-островной низкой пойме р. Зеравшан у сел. Пакшиф непосредственно на галечниковых русловых отложениях залегают грубозернистые кварцполевошпатовые пески с мелкими гравийными зернами темных сланцев и известняков. Выше они постепенно становятся менее крупными, вплоть до тонкозернистых хорошо отсортированных, сверху они обычно покрыты тонким (до 1—2 мм) супесчаным наилоком. Наибольшей мощности (20—30 см) пески достигают на участках, покрытых густыми кустарниковыми зарослями. В местах с отдельными кустами и на участках без растительного покрова их мощности колеблются от 2—3 до 10—12 см.

Для побочной поймы р. Зеравшан ниже сел. Матча, сложенной в основном валунами отложениями, характерно другое строение разобщенного покрова пойменных песков мощностью 20—25 см. Между валунами и непосредственно над ними лежат пески тонкозернистые. Выше они постепенно переходят в среднезернистые, а самый верхний слой мощностью 2—3 см представлен грубозернистыми гравийными песками, местами перекрытыми тонким супесчаным наилоком. Такое увеличение крупности песков вверх по разрезу можно объяснить тем, что в начале паводка тонкозернистые пески накапливались в застойных зонах «эрозионной» тени между валунами. Постепенно заполняя межвалунное пространство, они снижали шероховатость, что при равных расходах приводило к увеличению скорости течения и отложению более крупных наносов с максимальными размерами на поверхности. Тонкий наилок образовался на самом спаде половодья при отмирании пойменного потока.

Следовательно, крупность русловых отложений поймы влияет на характер формирования пойменной фации. На галечниковых поймах отмечается уменьшение крупности песков вверх по разрезу, а на валунных может быть и обратная закономерность.

6. Особенности формирования пойменного аллювия на различных типах горных пойм и его основные фации

Формирование пойменного аллювия на скелетных поймах. Формирование аллювия на поймах различных типов характеризуется рядом специфических особенностей, что приводит к существенным различиям в их строении. В основании разрезов скелетных пойм обычно залегают крупноглыбовые отложения обвальноссыпного, селевого или ледникового происхождения, а в цокольных поймах также и крепкие коренные породы. Выше, как правило, прослеживается маломощный довольно пестрый покров

валунно-галечниковых отложений с мелкими линзами песков и гравия и редко мелкоземов. Мелкий материал накапливается главным образом в результате экранирования и подпруживания у крупных выступов глыб на поверхности поймы или под воздействием береговых выступов, образующих струенаправляющие перемычки.

Во время максимума половодья на узких скелетных поймах господствует бурный русловой режим единых и лишь местами разветвляющихся потоков, которые могут почти полностью размыть аллювий, ранее отложенный на поверхности поймы. Однако высокая шероховатость, обусловленная крупными валунами и глыбами, часто защищает пойму от размыва, так как придонный слой с замедленным течением играет роль своеобразной водяной подушки, по которой стремительно несутся верхние бурные слои воды. Между выступами глыб в придонной зоне с ослабленным течением может происходить накопление галечникового, а иногда песчано-гравийного материала, постепенно выравнивающее микро-рельеф поверхности скелетной поймы. Этот процесс усиливается при спаде паводков, когда выступы глыб и скопления валунов разделяют единый бурный поток на отдельные рукава, и на поверхности поймы начинает преобладать гидродинамический режим разветвленных русел со значительно меньшими скоростями течения.

Отложения паводковых потоков, существующих в пойменных ложбинах обычно достаточно длительное время, целесообразно выделить в *пойменно-русловую фацию* (фацию пойменных русел), подчеркнув тем самым их переходной характер от собственно русловых к пойменным отложениям. Аллювий фации пойменных русел формируется в основном за счет накопления влекомых наносов и частично взвешенных.

Пойменный аллювий, образующийся главным образом за счет выпадения взвешенных наносов в виде зачаточного, разобщенного, весьма маломощного покрова разнозернистых, часто гравийных песков и редко мелкоземов, формируется только на спаде паводков, когда он начинает отлагаться в отмирающих, осушающихся протоках. Содержание минералов тяжелой фракции в этих песках обычно невелико и составляет всего лишь сотые доли процента. Так, в верховьях р. Зеравшан ниже сел. Дихисор содержание тяжелой фракции в песках мощностью 10—25 см, отложившихся на поверхности скелетной поймы, колеблется от 0,01 до 0,03%. Среди минералов тяжелой фракции резко преобладают минералы с плотностью $>4,0$ (рис. 40, а). Для гранулометрического состава характерно высокое содержание частиц размером 0,01—0,1 мм (см. рис. 40, б).

При уменьшении расходов воды и скоростей течения на спаде паводков интенсивно выпадающие взвешенные наносы заполняют пустоты между отдельными валунами и гальками, образуя песчано-глинистый цемент, который Е. В. Шанцер [216] рассматривает как генетический аналог пойменного аллювия равнинных рек.

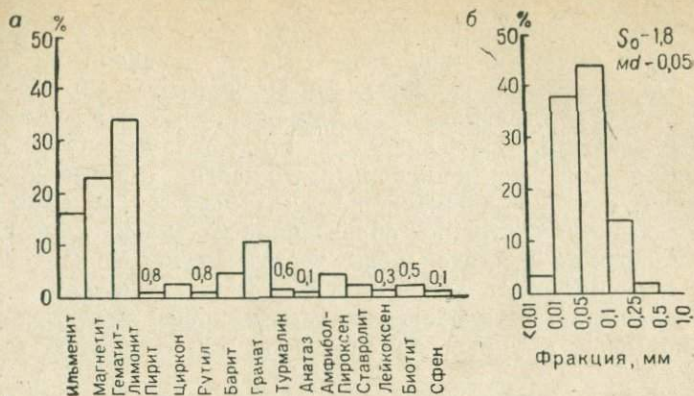


Рис. 40. Минеральный (а) и гранулометрический (б) состав песков с поверхности скелетной поймы р. Зеравшан ниже сел. Дихсор

Особенности строения и формирования побочневых и проточно-побочневых пойм. Нижняя часть разреза побочневых и проточно-побочневых пойм слагается над урезом воды отложениями фации прирусловых отмелей (побочней), которые характеризуются рядом специфических особенностей. Обычно это разнообразные (в зависимости от гидрологических условий) по размерам, хорошо отсортированные и окатанные галечники и мелкие валуны с большим количеством песков и гравия, являющихся заполняющим веществом. Так как побочневые поймы почти всегда намного шире скелетных, то в результате распластывания паводкового потока при его резком расширении, часто сопровождающемся делением на рукава, гидродинамическая обстановка здесь значительно спокойнее, чем на скелетных поймах.

Если на поймах равнинных рек полые воды, как правило, имеют слишком малые скорости, чтобы заметно деформировать свое ложе, то на горных поймах всех типов расчленение поверхности паводковыми потоками, обладающими большой эрозионной силой, происходит весьма интенсивно. Движение паводковых вод на поймах рек равнинных областей пассивно приспособляется к уже готовым формам микрорельефа [216]. На горных поймах в первые фазы половодья также сначала заливаются отрицательные формы разнообразных эрозионных понижений приречной зоны. Особенно ярко это выражено на побочневых и проточно-побочневых поймах с характерными для них крупными и достаточно глубокими побочневыми протоками. Однако при повышении уровня паводковых вод, когда на пойме начинает господствовать сначала режим разветвленных русел, а во время максимума режим единого бурного потока, первичный рельеф поймы может быть переработан в различной степени, вплоть до полного нивелирования побочневых ложбин и выработки нового микрорельефа,

соответствующего гидродинамическим особенностям паводкового русла. Интенсивному переформированию поверхности поймы благоприятствует большая продолжительность паводков на горных реках. Образующиеся русловые формы успевают хорошо развиваться и прийти в равновесие с гидродинамическим режимом паводковых потоков. В это время по залитой поверхности поймы, особенно в наиболее пониженных ее частях (приречная зона), происходит активное движение влекомых наносов, нередко в виде различных аккумулятивных образований (рифелей, гряд и т. п.). При сокращении расходов воды часть наносов может откладываться и формировать отложения фации *приречной зоны поймы*, представленные преимущественно галечниковым материалом, значительно менее крупным по сравнению с материалом главного русла.

На спаде половодья начинается процесс постепенного отмирания проток, сопровождающийся выпадением взвешенных наносов и накоплением в них сравнительно мелких, преимущественно песчаных пойменных осадков. Как уже указывалось, рукава перехватывают значительную часть взвешенных наносов главного русла и их содержание в протоках пойм обычно велико. В пойменных протоках сначала выпадают наиболее крупные фракции, а затем с уменьшением скорости течения и более мелкие. При достаточной длине в них происходит полное осаждение взвешенных наносов, и в главное русло из проток попадает совершенно чистая вода. Благодаря большой инфильтрации в галечниковые отложения поймы протоки часто не соединяются вновь с главным руслом, а слепо заканчиваются пологими неглубокими понижениями, где могут отстаиваться даже самые тонкие пелитовые фракции взвешенных наносов, образующих фацию *сезоннозаиляющихся понижений*. Когда в конце паводков большинство даже крупных проток теряет связь с основным руслом, они также превращаются в изолированные вытянутые, часто разобщенные озера и лужи, являющиеся отстойниками мелкоземов. В проточно-побочневых и побочневых поймах наиболее крупные отстойники образуются при отмирании побочневых проток, которые часто превращаются в серповидные заливы с почти стоячей водой. Отложения фации *сезоннозаиляющихся понижений* горной поймы в какой-то мере являются фациальными аналогами отложений вторичных водоемов поймы равнинных рек, выделяемых Е. В. Шандером [216].

Таким образом, на пониженных участках пойм побочневого и проточно-побочневого типов во время паводков преобладает гидродинамический режим разветвленных русел и формируются фации пойменных русел и приречной зоны, перекрывающие и частично замещающие ранее отложенные осадки побочневой фации основного русла. На повышенных участках внутренней зоны поймы, редко заливаемых паводковыми водами и, как правило, покрытых наиболее густой растительностью, может происходить накопление почти сплошного, большей частью маломощного по-

крова песчаных или мелкоземистых отложений пойменного аллювия. Для этих участков характерен уже довольно выровненный микрорельеф, и заливающие их обычно на небольшую высоту (первые десятки сантиметров) паводковые воды не образуют русловых ложбин, предопределенных первоначальным рельефом поймы, а текут единым распластанным потоком с относительно спокойным течением. Создающаяся гидродинамическая обстановка приводит к осаждению в таких местах взвешенных наносов в максимум половодья, когда на более низких участках приречной зоны поймы господствует русловой режим и отлагаются преимущественно влекомые наносы.

На высоких уровнях поймы, даже слабо заросших растительностью, в зависимости от состава взвешенных наносов обычно формируется почти сплошной покров песков, гравия или мелкоземов фации внутренней зоны мощностью до нескольких десятков сантиметров. Он может быть частично размыв при очень высоких катастрофических паводках малой обеспеченности.

В качестве характерного примера можно привести строение проточно-побочневой поймы р. Зеравшан против сел. Шурча. Здесь прослеживается хорошо выраженный сегмент проточно-побочневой поймы (рис. 41, А) длиной около 500 м и шириной до 200 м, отделенный побочневой протокой (залитой водой на спаде ледникового паводка) от более высокого уровня поймы. На высокой пойме, слабо заросшей растительностью, прослеживается покров мелкозернистых темно-серых кварц-полевошпатовых песков. Содержание тяжелой фракции в них составляет 0,01% с преобладанием минералов с плотностью более 4,0. Гранулометрический состав песков характеризуется высоким содержанием фракций 0,01—0,05 и 0,01—0,1 мм и полным отсутствием частиц размером более 1 мм. Мощность покрова довольно изменчива и колеблется от 0,2 до 0,6 м.

Высокая пойма характеризуется пологогривистым микрорельефом, причем гривы из-за слабого закрепления растительным покровом подвергаются интенсивной эоловой переработке и разделены на отдельные мелкие песчаные бугорки. Местами в весьма пологих слабо выраженных западинах сильно вытянутой или овальной формы на песках прослеживается тонкий (в несколько миллиметров) суглинистый наилок, отстаивающийся в лужах и озерах во время окончания паводков. Этот маломощный наилок в значительной степени предохраняет пески от эоловой переработки. В побочневой протоке глубиной 0,3—0,5 м в момент наблюдения дно слагалось различными по крупности галечниками с большим содержанием песков и гравия.

На самом сегменте проточно-побочневой поймы четко выделяются наиболее пониженные участки отмерших побочневых протоков, которые часто представляют собой узкие серповидные заливы глубиной до 1,5 м и более узкие и прямолинейные наложенные ложбины до 0,5—1 м глубины. В одном таком заливе длиной

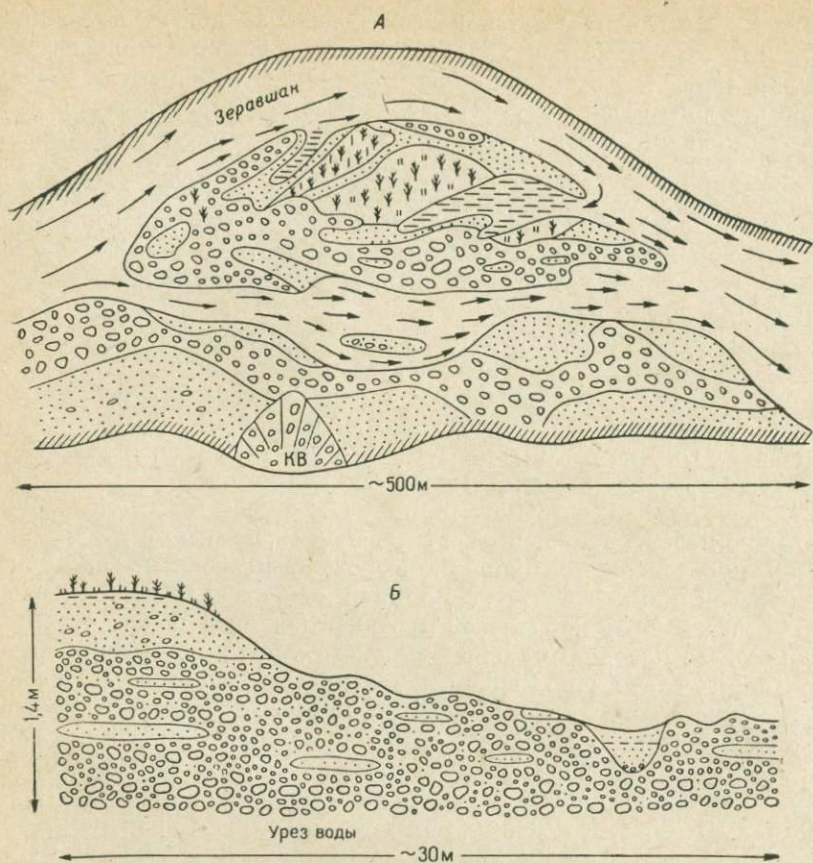


Рис. 41. Строение побочной поймы р. Зеравшан против сел. Шурча:
А — план, Б — разрез

около 100 м при ширине 20—23 м течение почти полностью отсутствует и происходит накопление тонкопесчаного сильно иловатого материала с четкой горизонтальной слоистостью, отлагающегося на поверхности галечников.

Мелкие наложенные протоки выполнены мелкозернистыми, часто иловатыми песками, накапливающимися на русловых галечниках во время спада полых вод в относительно спокойной гидродинамической обстановке постепенного уменьшения расходов и скоростей течения, вплоть до отмирания стока и превращения проток в изолированные усыхающие стоячие водоемы.

Более повышенные части поймы (средний уровень), почти не покрыты растительностью, характеризуются микрорельефом отмерших разветвленных русел и слагаются с поверхности разно-

образными галечниками и мелкими валунами с относительно редкими вытянутыми пятнами песков.

На самом высоком, внутреннем («водораздельном») уровне поймы, густо заросшем кустарниками и травой, прослеживается почти сплошной покров неясно горизонтально-слоистых, тонко- и мелкозернистых, часто иловатых песков с включениями гравия и мелкой гальки; мощность их от 0,2 до 0,6 м.

В одном из обнажений поймы р. Зеравшан у сел. Шурча можно наблюдать следующий разрез проточно-побочевой фации (см. рис. 41, Б). Верхний слой мощностью 0,4 м представлен тонко- и мелкозернистыми песками фации внутренней зоны поймы. Ниже по резкой волнистой границе залегает характерный слой галечников, чередующихся с прослоями разнозернистых кварц-полевошпатовых песков, залегающих в виде линз мощностью до 10—15 см. Содержание тяжелой фракции достигает в них 0,13%, причем минеральный состав фракции довольно разнообразен (гематит, лимонит 34,5%, амфиболы и пироксены 21%, циркон 6% и др.). Крупность песков по сравнению с верхними покровными значительно увеличивается главным образом за счет резкого (до 60%) возрастания содержания фракции 0,1—0,25 мм. Это увеличение связано с сокращением содержания фракции 0,01—0,05 мм до 2—3%.

Общая мощность слоя, представляющего собой типичные отложения фации приречной зоны поймы, не превышает 0,7—0,8 м. Под ним по довольно четкой границе залегают хорошо окатанные и отсортированные крупные галечники и мелкие валуны, относящиеся к побочевой фации. В правой части рис. 41, Б видна отмершая протока, выполненная иловатыми темно-серыми мелкозернистыми песками с четкой горизонтальной слоистостью. Их можно отнести к фации сезоннозайляющихся понижений. —

По данным А. В. Кожевникова (личное сообщение), формирование проточно-побочевой поймы хорошо прослеживается на р. Теревля (Закарпатье). При выходе в Синевирскую котловину ее поток формирует крупные выпуклые побочни высотой до 1,5 м с уклоном к тыловому шву от 3 до 6°. Тыловые швы подчеркнуты отмершими побочными протоками, врезанными в побочни, особенно у их низовых частей. Ниже по реке побочни становятся все более плоскими, и в разрезе можно наблюдать их последовательное прислонение друг к другу, в результате которого сформировалась проточно-побочевая пойма. Из-за энергичного врезания р. Теревля на этом участке наращиваемые сегменты поймы располагаются на все более низких уровнях.

Обширные пологие галечные побочни, разделенные ложбинами разной степени выраженности, наблюдаются на р. Сочинка несколько выше с. Пластунки. Высокая пойма этой реки является также проточно-побочевой, и на ней четко прослеживаются сегменты причленившихся друг к другу побочней, разделенных отмершими протоками, хорошо выраженными в рельефе поймы.

Подобное строение побочней или прирусловых отмелей отмечается А. В. Кожевниковым [84] в речных долинах Крыма (реки Салгир, Альма, Кача), Закарпатья (реки Тисса, Уж, Латорица), на северном склоне Карпат (реки Прут, Онур, Старый). Иногда второстепенные русла, идущие по ложбинам, разделяющим отмели, углубляются, подрезают один из склонов побочня, и границы между сегментами, составляющими прирусловые пространства, становятся весьма отчетливыми. В некоторых долинах северного склона Карпат прирусловые отмели подобного типа особенно обширны и побочневые фации представлены преимущественно валунным материалом, как правило, прекрасно окатанным. Таковы долины рек Прута, Быстриц и особенно Ломницы — одной из наиболее многоводных рек района, обладающей обширным водосборным бассейном в залесенных отрогах хр. Горган.

Формирование пойменного аллювия проточно-островных пойм.

В разрезах наиболее обширных проточно-островных пойм в большинстве случаев выделяется верхний слой горизонтально-слоистых песков, а иногда супесей и суглинков фации внутренней зоны поймы и нижний, представленный пестрыми отложениями приречной зоны и пойменных русел. Пески внутренней зоны поймы на р. Зеравшан характеризуются малым содержанием (0,01—0,05%) тяжелой фракции, в которой преобладают минералы с плотностью более 4,0 (гематит, магнетит, лимонит и др.). В отложениях фации пойменных русел содержание минералов тяжелой фракции в песках значительно увеличивается. Если в песках внутренней зоны поймы резко преобладают фракции $< 0,1$ мм, то отложения пойменных русел характеризуются высоким содержанием частиц $> 0,1$ мм.

Проточно-островные поймы соответствуют разветвленным или разветвленно-извилистым руслам и образуются за счет присоединения к берегу многочисленных островов. Их поверхность, как правило, расчленена большим количеством сухих полузаросших проток, действующих только во время паводков.

Плоские гальки и валуны на повышенных участках поймы залегают плоской стороной горизонтально или под очень малыми углами и ориентированы длинной осью по направлению течения. Гальки другой формы большей частью имеют беспорядочную ориентировку. В крупных продольных протоках плоские валуны и гальки наклонены короткой осью по течению и залегают подобно черепице. На изгибах проток часто формируются плёсы, где при отмирании стока на спаде половодья образуется озерко и на грубые валунные отложения накладываются тонкозернистые глинистые пески мощностью до 30—40 см. Их можно отнести к субфации периодически отмирающих плёсов пойменных проток.

В начальную стадию половодья полые воды в первую очередь заливают многочисленные ложбины приречной зоны, и на пойме возникает гидродинамический режим разветвленных русел. В пойменных протоках начинаются русловые деформации (фор-

мирование гряд, плёсов и перекаатов, побочней и т. п.), интенсивность которых при увеличении расходов постепенно возрастает. Режим разветвленного руслового потока может сохраниться на пойме даже и в максимум половодья, и только во время высоких паводков вся поверхность поймы при наивысших расходах заливаётся водой. В это время на наиболее высоких участках внутренней зоны проточно-островной поймы, часто примыкающих к коренному склону или более древним террасам, становится возможным накопление взвешенных наносов, которые в процессе осаждения на пойме могут частично переходить во влекомые наносы. Здесь формируются песчаные или супесчано-суглинистые отложения фации внутренней зоны, образующие обычно маломощный (первые десятки сантиметров) и разобщенный покров.

Обширные разливы ледникового паводка (июль), покрывающие всю поверхность проточно-островной поймы, наблюдались нами на р. Обихингоу. На повышенных участках внутренней зоны поймы, заросшей густыми кустарниками, течение было резко замедленное и происходило отложение глинистых песков.

На спаде половодья на проточно-островных поймах вновь устанавливается режим разветвленных русел, характеризующийся постепенным уменьшением интенсивности русловых процессов по мере сокращения расходов воды. При окончательном спаде полых вод в пойменных ложбинах в условиях отмирания стока в стоячей или почти стоячей воде начинается осаждение наиболее тонких взвешенных наносов, формирующих отложения фации сезоннозаиляющихся понижений.

Интересно отметить, что на поверхности голоценовых и плейстоценовых террас в расширениях горных долин очень часто прослеживается реликтовый микрорельеф очень сложно переплетающихся ветвящихся русел, четко дешифрирующихся по аэро-снимкам относительно более светлым фототонном, обусловленным выполнением ложбин песчано-суглинистыми отложениями, имеющими обычно более светлую окраску по сравнению с окраской галечников и конгломератов, слагающих террасы. Это свидетельствует о широком развитии проточно-островных пойм и в эпохи формирования террас различного возраста.

Фация прирусловых валов. В некоторых местах на горных реках поймы отделяются от русла береговыми валами, протягивающимися на довольно значительное расстояние. Так, на р. Яссы (Ферганский хребет) у устья р. Ойтал прослеживается прирусловой вал высотой до 1 м, ограничивающий узкий участок поймы (рис. 42, А, Б), где накапливаются пески и легкие супеси. При дальнейшем расширении поймы эти валы уже могут оказаться и достаточно удаленными от берега. Такого рода прирусловые валы высотой до 1—1,7 м и длиной до 30—50 м, сложенные валунами и крупными галечниками без примеси песков и гравия, наблюдались нами на пойме р. Яссы как непосредственно вдоль берега современного русла, так и на внутренних участках почти до

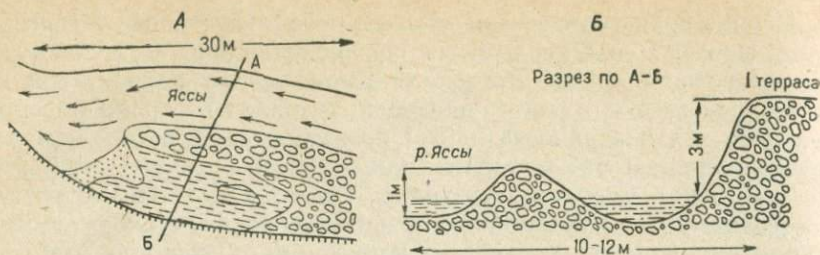


Рис. 42. Прирусловой вал на р. Яссы у устья р. Ойтал и разрез через него

тылового шва. Между валами прослеживаются сухие, заросшие травой протоки, заполняющиеся водой, по-видимому, только во время крупных паводков и сложенные мелкими галечниками и песками.

Следует отметить, что прирусловые валы на горных реках в отличие от равнинных являются редкими образованиями.

Зависимость пойменного наилока от состава взвешенных наносов. Характер наилока, формирующегося на поймах всех типов, имеет прямую зависимость от фракционного состава взвешенных наносов. Если во взвешенных наносах преобладают тонкие пелитовые фракции, то и на пойме происходит формирование суглинистого или супесчаного покрова. В случае преобладания более крупных фракций накапливаются пески различной зернистости. Так, на р. Пезуапсе, где взвешенные наносы состоят в основном из тонких фракций, на пойме прослеживается покров суглинков мощностью до 0,5 м [157].

На р. Кубани ниже впадения в нее р. Уруп и на р. Тереке у сел. Казбеги на пойме образуется суглинистый покров, так как в составе взвешенных наносов этих рек на отмеченных участках содержание песчаных фракций не превышает 4—5% [38].

На реках Западной Киргизии, также характеризующихся тонким составом взвешенных наносов, на поймах большей частью формируется супесчано-суглинистый покров. Так, в разрезе высокой поймы проточно-побочного типа р. Кольтор на средне- и мелкогалечном аллювии пойменно-русловой фации залегают четко горизонтально-слоистые светло-серые суглинки (рис. 43, а) с сильно вытянутыми линзами мелких галечников, по петрографическому составу аналогичных нижележащему русловому аллювию. Мелкая галька и гравий встречаются также и в виде многочисленных отдельных включений. В разрезе побочной поймы р. Шамси (рис. 43, б) коричневатые-серые суглинки с включением большого количества галек ложатся на крупногалечные и мелкогалечные отложения побочной фации.

На реках Зеравшан, Пяндж, Асса, Терек и многих других в пределах горной зоны, где взвешенные наносы в основном представлены песчаными фракциями, на пойме часто накапливаются горизонтально-слоистые пески мощностью от нескольких десятков сантиметров до 1—2 м.

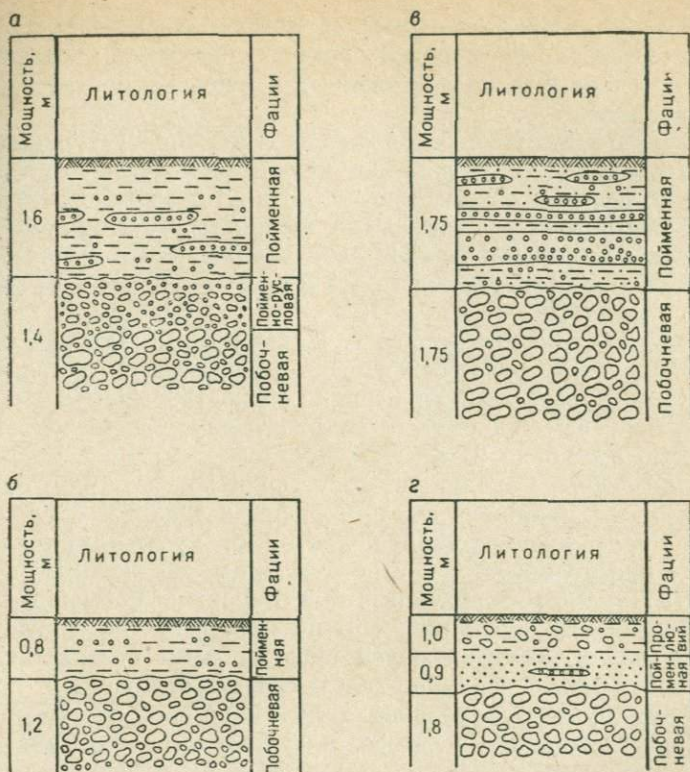


Рис. 43. Типичные разрезы горных пойм:

а — р. Кольтор выше ее слияния с р. Кокбулак (Западная Киргизия); б — р. Шамси у сел. Кашат (Киргизский хребет); в — р. Каракол у впадения притока Буктутор (Киргизский хребет); г — р. Суек (Киргизский хребет)

Так, на р. Пяндж ниже устья р. Бартанг (сел. Рушан) прослеживается обширная пойма проточно-островного и проточно-побочного типов высотой от 0,5 до 1—2 м, во внутренней зоне которой наблюдается почти сплошной песчаный, а местами, особенно в понижениях, и суглинистый покров. На поверхности поймы часто встречаются отмершие протоки, превратившиеся в застойные озера, заросшие густой болотной растительностью. В озерах отлагаются очень тонкие илистые осадки, часто почти черного цвета вследствие обильного содержания растительного гумуса. По внешнему облику они имеют большое сходство со старичными осадками равнинных рек, хотя никогда не достигают таких же мощностей. Эти гумусированные илистые отложения относятся к фашии сезоннозаливающихся понижений.

По данным Н. В. Горбачева [38] и нашим личным наблюдениям, на р. Баксан почти на всем ее протяжении и на других

реках Северного Кавказа на горных поймах различного происхождения достаточно часто прослеживается пойменный аллювий мощностью от 0,5 до 2 м, представленный в основном песками различной крупности.

Так, в 3,5 км выше г. Тырнауз на пойменном уступе шириной до 150 м на галечниках залегают мелкозернистые пески с редким щебнем и дресвой мощностью от 0,3 до 1,5 м. В надпойменном уступе, прикрытом делювиальным щебнистым суглинком, также четко выделяется двучленный разрез аллювия, в котором пойменный аллювий мощностью 1—1,5 м представлен песком с карманами суглинков.

На 113—114 км автодороги г. Нальчик — с. Эльбрус по правому берегу р. Баксан прослеживаются два обширных надпойменных уступа длиной до 2 км и шириной до 150—200 м. На обоих уровнях карьерами вскрыты пески фации внутренней зоны поймы мощностью от 0,6 до 2 м.

Крупные линзы суглинков могут являться остаточными образованиями, сохранившимися при размыве мощных суглинистых покровов более древних террас. Так, на р. Хул-Хулау (Северный Кавказ) прослеживаются острова-останцы, сложенные покровными суглинками и окруженные галечниковыми пойменными площадками. Размыв суглинков обычно прекращается, когда в результате подпруживания перед суглинистыми останцами накапливаются мощные валунно-галечниковые отложения, которые часто формируют прирусловые валы. При постепенном подъеме воды в реке галечники и валуны начинают выбрасываться на поверхность островов. Суглинки таким образом предохраняются от дальнейшего размыва и с течением времени переходят в ископаемое состояние, образуя крупные линзы в русловых валунно-галечниковых отложениях горных пойм [38]. Эти очень своеобразные линзы, не являющиеся отложениями горных потоков и представляющих собой останцы древних цокровых образований, можно отнести к остаточному суглинистому перлювию.

Кроме песчаного или суглинистого наилока на горных поймах в связи с особенностями гидродинамического режима нередко образуется покров пестрых по составу отложений с чередованием слоев различной крупности обломочного материала. Во время катастрофических паводков даже на повышенных участках внутренней зоны поймы могут накапливаться мелкие, преимущественно плоские галечники, перемещающиеся во взвешенном состоянии. В течение паводков может меняться и состав взвешенных наносов от грубых песков до пелитовых фракций, что приводит к формированию слоистых отложений на пойме. Так, например, в разрезе высокой поймы р. Каракол (Киргизский хребет) на валунных отложениях побочневой фации залегают пойменный аллювий, представленный чередующимися между собой слоями мелких галечников и палево-серых супесей (см. рис. 43, в). Пойменный аллювий в разрезе первой надпойменной террасы р. Кочкор предста-

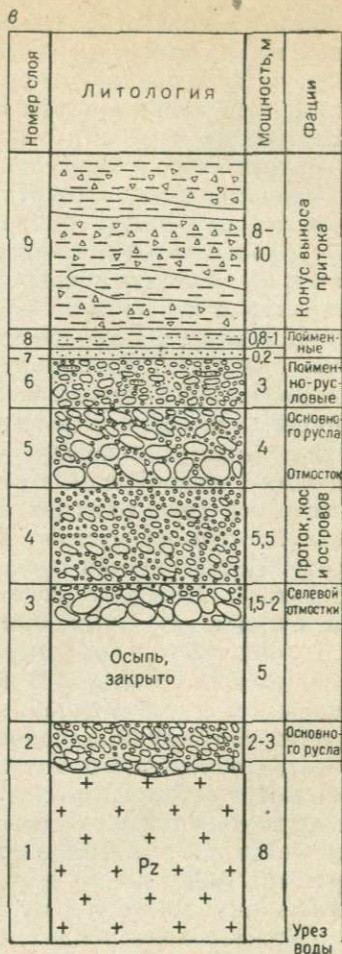
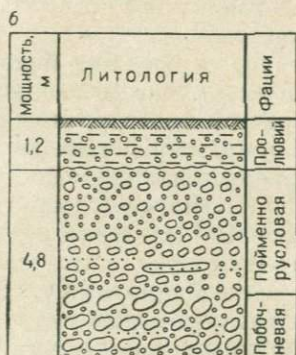
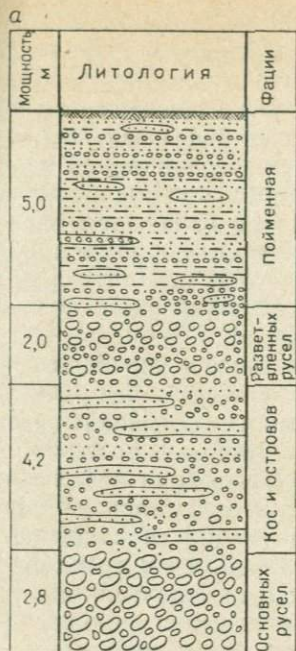


Рис. 44. Типичные разрезы речных террас горной области:

а — верхнелейстоценовой террасы р. Кочвор в 2 км ниже сел. Актал; б — I террасы р. Улахол выше с. Оттук (Западная Киргизия); в — верхнелейстоценовой террасы р. Зеравшан в устье притока Рузигазак

влен еще более пестрыми отложениями — песками, супесями, суглинками и мелкими галечниками (рис. 44, а).

Довольно часто на горных поймах не прослеживаются даже очень маломощные и разобценные отложения фации внутренней зоны, и их разрезы венчаются песчано-галечниковыми отложениями фации пойменных русел. Как пример можно привести разрез проточно-побочной поймы р. Чаткал у сел. Янги-Базар. Нижняя часть поймы над урезом воды представлена грубыми

валунами побочной фации до 0,3—0,5 м в диаметре с заполнителем из мелких галек с примесью песка и гравия. Выше по очень четкой границе залегают мелкие и средние галечники с большим содержанием грубозернистых песков, которые являются заполняющим веществом. Эти значительно более мелкозернистые отложения, часто с горизонтальной или пологонаклонной слоистостью, относятся к типичным отложениям пойменно-русловой фации.

В отдельных местах пойменно-русловые отложения перекрываются пролювиальными (рис. 44, б), которые иногда накладываются и на пойменный аллювий (см. рис. 43, з). Наложение пролювиальных отложений на пойменный аллювий часто прослеживается и в разрезах террас (см. рис. 44, в).

Роль отложений неаллювиального генезиса в строении горных пойм и террас. На горных поймах в отличие от пойм равнинных рек широко развиты процессы аккумуляции неаллювиальных осадков. Они резко усиливаются на высоких поймах, постепенно переходящих в надпойменные террасы. Здесь осадки неаллювиального генезиса реже размываются рекой и, отлагаясь на поверхности пойм как на местном базисе денудации, наращивают их в высоту. Интенсивность процесса увеличивается к присклоновой части долины. Наиболее распространенными отложениями, накапливающимися на горных поймах, являются гравитационные (различного типа осыпи, обвалы, оползни) и пролювиальные конусы выноса боковых притоков. В ледниковой зоне к ним добавляются ледниковые и солифлюкционные отложения.

Достаточно крупные боковые притоки, выносящие большое количество обломочного материала, своими мощными конусами выноса могут отеснять русло главной реки к противоположному берегу, замещая аллювиальные отложения пойм пролювиальными. Однако чаще конусы выноса боковых притоков накладываются на поверхность пойм, где во время паводков они могут подвергаться значительному размыву. Крупный обломочный материал конусов выноса ниже впадения притока иногда формирует естественную отмостку, которая, погребая под собой мелкообломочный пойменный аллювий, предохраняет его от размыва во время паводков. Высокая шероховатость, образованная крупными камнями отмостки, в случае, если пойма покрывается высокими полыми водами, может вызвать быстрое накопление наносов, которые перекроют пролювий. В результате на пойме возникает смешанная толща аллювиально-пролювиальных отложений, причем роль последних вверх по разрезу увеличивается в связи с постепенным повышением поверхности поймы и выходом ее из зоны воздействия паводковых вод.

Основные фации пойменного аллювия горных рек и общие закономерности их формирования. Формирование пойменного аллювия на поймах различных типов происходит в сложной гидродинамической обстановке, весьма непостоянной даже в течение сравнительно коротких отрезков времени. В начале половодья полые воды

заполняют в первую очередь пойменные ложбины, которые соединяются с основным руслом, образуя его боковые рукава. В приречной зоне поймы возникает гидродинамический режим разветвленных русел и накапливаются отложения довольно пестрого литологического состава. Наиболее грубыми из них являются отложения фации пойменных русел. Только в максимум половодья и не во всякий паводок горные поймы целиком покрываются водой и на наиболее возвышенных частях при сильном влиянии растительного покрова, резко повышающего шероховатость, может сформироваться сравнительно маломощный покров горизонтально-слоистых отложений фации внутренней зоны поймы. На спаде паводков на горных поймах снова начинает преобладать режим разветвленных русел, но с убывающей гидродинамической активностью. Это приводит к постепенному уменьшению фракционного состава отлагающихся наносов. По окончании паводков пойменные протоки отмирают и в них происходит сезонное заиливание наносами самых мелких фракций, иногда сильно обогащенными органическим веществом. Старичный аллювий в горной зоне практически не образуется.

В горной области пойменный аллювий по сравнению с русловым имеет значительно более слабую фациальную дифференциацию и в нем выделяется только пять основных фаций: приречной зоны поймы, внутренней зоны поймы, пойменных русел, или пойменно-русовая, сезоннозаиляющихся понижений и прирусловых валов, встречающихся крайне редко.

На побочневых и проточно-островных поймах иногда встречаются завалы из деревьев, образующие небольшие природные экраны, у которых формируются мелкозернистые отложения фации природных экранов и подпруживания, развитые спорадически.

Гораздо более сильное подпруживающее влияние оказывают современные разломы, секущие поверхность поймы, и иногда выраженные в виде уступов высотой до 0,5—1,0 м. Так, на высокой пойме р. Чаткал выше сел. Янги-Базар в опущенном блоке по современному разлому, очень хорошо прослеживающемуся по аэрофотоснимкам и в рельефе в виде четкого уступа, происходят аккумуляция мелкоземов, заболачивание (выходы источников) и развитие пышной болотной растительности. Это приводит к формированию черных болотных почв, обогащенных органическим веществом. На пойме р. Чаткал прослеживается четкая прямолинейная граница по разлому между темными гумусированными суглинками и их обычными разностями.

Заболоченные участки пойм, образовавшиеся в результате подвизек по современным разломам, встречаются и на других горных реках.

Экранированные и подпруженные горные поймы, обычно имеющие сравнительно небольшие размеры, характеризуются ослабленным гидродинамическим режимом полых вод из-за резкого замедления течения у перемычек. Поэтому их разрезы по сравнению

с разрезами пойм других типов характеризуются значительным увеличением мелких фракций (в особенности песчаных). Для них свойственно также укрупнение фракционного состава, слагающего аллювия (от песчаных до валунно-галечниковых разностей) по мере удаления от перемычек.

3. ФАЦИИ ГОРНОГО АЛЛЮВИЯ, ФОРМИРУЮЩИЕСЯ ПОД ВОЗДЕЙСТВИЕМ ПЕРЕГОРАЖИВАЮЩИХ ПЕРЕМЫЧЕК

а. Фация подпруживания

Наибольшее воздействие на формирование аллювия горных рек оказывают перегораживающие, или плотинные, перемычки, вызывающие резкие качественные изменения гидродинамического режима потоков. Перед ними часто образуются подпрудные озера различных размеров, и кривая подпора распространяется на значительное расстояние вверх по течению.

На основании изучения процессов формирования бьефов плотин на горных реках, подробно описанных выше, и полевых наблюдений можно сделать ряд существенных выводов о формировании аллювия в условиях подпруживания потока перегораживающими перемычками.

Фациальные обстановки перед перегораживающими перемычками. Перед перегораживающей перемычкой, которая обычно формируется очень быстро, возникают две основные фациальные обстановки с резко различным гидродинамическим режимом. К первой относится обстановка *зоны выклинивания подпора*, где бурные потоки, теряя скорость, переходят в обычные, часто с прыжковым сопряжением. Быстро движущиеся валунно-галечные донные наносы, попадая сюда, начинают интенсивно откладываться, формируя аккумулятивные формы в виде гряд или небольших подводных дельт. Вторая, или *собственно подпрудная, фациальная* обстановка образуется между зоной выклинивания подпора и перемычкой. Течение здесь резко замедляется, часто оно становится круговым и даже обратным. Уменьшение скоростей вплоть до нулевых значений, а также крупности наносов обычно происходит постепенно по направлению к перемычке. Вторая фациальная обстановка характеризуется весьма слабой транспортирующей способностью потока, в результате чего происходит интенсивное выпадение мелких взвешенных наносов, формирующих отложения собственно подпрудной субфации. Так как в паводок и межень взвешенные наносы обычно имеют разный фракционный состав, отложения подпрудной субфации характеризуются четкой горизонтальной слоистостью и плохой отсортированностью.

В начальной стадии отложения наносов на подпруженном участке горной реки рост гряды или подводной дельты приводит к перемещению зоны выклинивания подпора вверх по течению, что вызывает регрессивную (наступающую против течения реки)

аккумуляцию. По экспериментальным данным [113] объем отложений в зоне регрессивной аккумуляции лишь немного уступает количеству отложений, накапливающихся ниже створа первоначального выклинивания подпора.

Гряды наносов растут вверх по течению за счет отложения наиболее грубого обломочного материала, а в ее фронтальной части, нарастающей по течению, отлагаются влекомые наносы более мелких фракций. Пески и даже гравий в зоне выклинивания подпора обычно не задерживаются, так как здесь часто образуются крупные вальды, увеличивающие турбулентность потока и взмучивающие мелкий материал, который сносится к перемычке.

Рост аккумулятивной гряды наносов вверх и вниз по течению от первоначального створа выклинивания подпора происходит одновременно и примерно с одинаковой скоростью. Следует отметить, что типичные гряды образуются только в узких горных долинах, где распластывание потока в зоне выклинивания подпора резко ограничено. На широких же участках горных долин большей частью формируются своеобразные аккумулятивные образования типа подводных дельт с характерным для них рельефом галечниковых или валунных, реже песчаных гряд и глубоких ложбин. Продвижение гряд к перегораживающим перемычкам в узких горных долинах обычно происходит со скоростями, в 2—3 раза превышающими скорости нарастания подводных дельт в широких долинах.

Во время паводков увеличение расходов воды ускоряет движение гряды наносов, высота которой вследствие повышения скоростей и транспортирующей способности потока уменьшается. При сокращении расходов воды обычно образуется новая гряда меньшей высоты, движущаяся поверх старой. Продвижение такой гряды вперед к перемычке происходит главным образом на спаде паводка, когда место ее выклинивания спускается ниже по течению.

Следует отметить, что мелкие фракции влекомых наносов, отложившиеся при меженных расходах в зоне выклинивания подпора, а также часть накопившихся в подпрудной зоне взвешенных наносов во время паводков могут быть частично или полностью размывы.

Интересные данные по развитию и составу аккумулятивных гряд зоны выклинивания подпора и скорости накопления взвешенных наносов в подпрудной зоне были получены при изучении каменно-набросных плотин на реках Шамси и Аламедин, сделанных направленными взрывами [14]. Как видно из табл. 3, за первый год подпора на р. Аламедин образовалась аккумулятивная гряда длиной около 230 м и при ширине 20—50 м, сложенная обломками со средними размерами 0,1—14 см и максимальными до 32 см. В подпертой зоне за этот же год отложилось около 0,5—1,0 м взвешенных наносов со средним диаметром частиц 0,35—0,11 мм и максимальными до 3 мм. За следующий год гряда выросла

Перестроение верхнего бьефа в зоне кривой подпора по годам
(Артамонов, 1963)

Река	Год	Гряда					
		Длина в начале и в конце	Ширина, м	Мощность отложений, м	Диаметр обломков, см		Объем, тыс. м ³
					средний	максимальный	
Аламедия	1959	0—230	20—50	1,5—2	0,4—14	32	12
	1960	230—300	15—50	1—5	0,1—22	30	8,5
Шамси	1960	0—180	20—60	1—4	0,1—15	34	6,5

Продолжение табл. 3

Река	Год	Участок заиления					
		Длина, м	Ширина, м	Мощность отложений, м	Диаметр частиц, мм		Объем, тыс. м ³
					средний	максимальный	
Аламедия	1959	100	50—100	0,5—1	0,35—1,11	3,0	4,3
	1960	200	50—100	0,5—2	0,3—0,1	3,0	8,5
Шамси	1960	400	50—80	0,1—1,0	0,31—0,04	0,5	6,1

только на 70 м, существенного изменения гранулометрического состава отложений не произошло. Мощность накопившихся взвешенных наносов, фракционный состав которых практически не изменился, увеличилась до 0,5—2 м.

С течением времени и обычно довольно быстро верхняя неподпертая зона постепенно наступает на подпертую, и гряда или дельта из грубых влекомых наносов достигает перемычки, погребая под собой мелкозернистые отложения собственно подпрудной субфации, образовавшиеся за счет осадения взвешенных наносов. С этого момента достигается почти полный транзит взвешенных наносов и начинается движение влекомых наносов через перегораживающую перемычку. Вскоре она погребается и наступает время полного транзита наносов через перемычку, которая уже перестает оказывать какое-либо существенное подпруживающее влияние. Следует отметить, что влекомые наносы начинают проходить через перемычку при уклонах, значительно меньших, чем первоначальный уклон реки.

Влияние высоты перегораживающих перемычек на формирование подпрудных отложений. На характер отложения наносов перед

перегораживающими перемычками большое влияние оказывает их высота. Как уже отмечалось, перед низкими перемычками, создающими напор в первые метры, кривая подпора распространяется вверх по течению не более чем на 1 км и скорости течения перед ними уменьшаются незначительно. В течение 2—3 лет подпертый объем выполняется отложениями субфации зоны выклинивания подпора за счет накопления влекомых наносов в виде аккумулятивной гряды, увеличивающейся в размерах по направлению к перемычке. Отложения собственно подпрудной субфации перед низкими перемычками имеют крайне ограниченное распространение, а нередко и вообще отсутствуют вследствие полного транзита взвешенных наносов через перемычку.

У более высоких перемычек длина кривой подпора увеличивается до нескольких километров, а выполнение подпертого объема наносами растягивается на более длительный период. При этом в первые годы четко обособляются обе фациальные обстановки: собственно подпрудная, расположенная непосредственно перед перемычкой и характеризующаяся интенсивным отложением взвешенных наносов, и обстановка зоны выклинивания подпора, где отлагаются грубые влекомые наносы, грядообразно перемещающиеся к перемычке. Постепенно первая фациальная обстановка сменяется второй, и горизонтально-слоистые мелкозернистые, преимущественно песчанистые отложения собственно подпрудной субфации погребаются под более грубыми отложениями субфации зоны выклинивания подпора. Объем обломочного материала, накапливающегося в зоне выклинивания подпора в виде гряд и подводных дельт, намного превышает объем взвешенных наносов, отлагающихся в подпертой зоне, непосредственно примыкающей к перегораживающей перемычке.

На горных реках при больших насыщениях воды мелкими взвешенными наносами русловой поток, вступая в подпрудную зону, опускается в нижние слои и образует тяжелый донный поток, движущийся к перемычке. Транспортирующая способность донного потока вниз по течению постепенно уменьшается и непосредственно перед перегораживающей перемычкой откладываются уже самые тонкие иловатые осадки. Донные потоки оказывают большое влияние на формирование отложений подпрудной фации на горных реках, богатых взвешенными наносами тонких фракций.

После выполнения подпрудного озера наносами горный поток течет поверх заполнивших его отложений и перегораживающей перемычки, часто обрушиваясь с нее каскадом водопадов. При этом обычно происходит регрессивная эрозия, и река, врезаясь в перемычку, постепенно углубляется и в подпрудные отложения, образуя террасы. Такого рода террасы высотой до 12—15 м, сложенные горизонтально-слоистыми песчано-галечниковыми отложениями, наблюдались К. М. Берковичем и Р. С. Чаловым [20] на р. Геге (приток р. Бзызь) перед сейсмообвальнoй перегораживающей перемычкой высотой не менее 250 м.

По данным Э. В. Костюченко и А. Н. Крошкина [94], р. Аламедин (северный склон Киргизского хребта) после того, как пропилила перегораживающие перемычки, также начала врезаться сосредоточенным потоком в подпрудные отложения, формируя террасу. Ее уклоны непосредственно перед гребнем перемычки в 1,6 раза меньше, чем на участке выклинивания кривой подпора, и в 2,5 раза меньше, чем средний уклон. На р. Аламедин несколько ниже по течению прослеживается селевая перемычка, не размытая рекой. Перед ней поток блуждает, образуя многочисленные косы и острова. Уклоны перед перемычкой в пять раз меньше, чем на участке выклинивания кривой подпора, и в восемь-девять раз меньше среднего уклона реки до выполнения подпертого объема наносами.

Субфации фации подпруживания — собственно подпрудная и зоны выклинивания подпора. После выполнения подпертого объема перед перегораживающими перемычками образуется весьма специфический комплекс аллювиальных отложений фации подпруживания, в которых при достаточной высоте перемычки отчетливо выделяются две субфации — собственно подпрудная и зоны выклинивания подпора. Горизонтально-слоистые песчаные и более тонкие отложения подпрудной субфации, непосредственно примыкающие к перемычке, залегают на более древнем русловом или пойменном аллювии, а иногда и на коренных породах. Их мощность прямо пропорциональна высоте перемычки. Вверх по течению мощности отложений подпрудной субфации постепенно уменьшаются вплоть до полного выклинивания, а их состав становится более грубым. Они довольно быстро замещаются пестрыми галечниковыми отложениями субфации зоны выклинивания подпора. В минеральном составе отложений подпрудной субфации обычно преобладают легкие минералы, которые переходят во взвешенное состояние. Горизонтальная или пологонаклонная слоистость, характерная для отложений подпрудной субфации, в самых верхних частях разреза нередко сменяется карманообразно-волнистой, по-видимому образующейся при наступании зоны выклинивания подпора.

В качестве примера волнистой слоистости можно привести разрез отложений фации подпруживания в верхнеплейстоценовой террасе р. Зеравшан в 1 км ниже по течению от сел. Хайриват. В основании разреза, расположенного непосредственно выше древней обвально-осыпной перегораживающей перемычки, залегают зеленовато-серые кварц-полевошпатовые пески с отчетливой горизонтальной слоистостью, обусловленной чередованием тонких прослоев различного гранулометрического состава (рис. 45). По отдельным прослоям пески меняются от тонких глинистых разностей до грубозернистых, гравийных с включениями мелких галек. Ритмичное чередование прослоев песков различного фракционного состава, вероятно, отражает сезонные колебания расходов древней р. Зеравшан. Накопление наиболее грубых прослоев

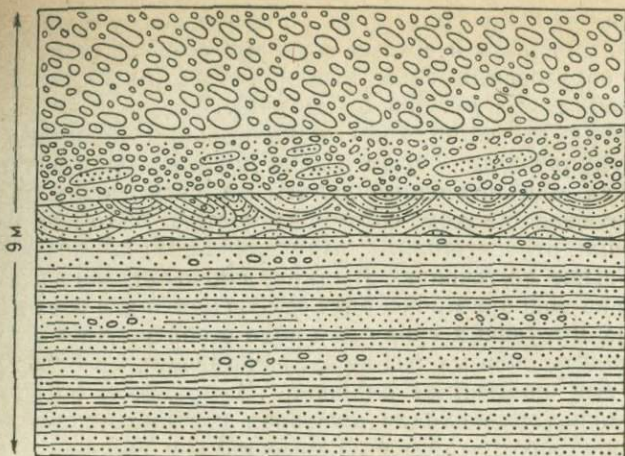


Рис. 45. Отложения фации подпруживания в разрезе верхнеплейстоценовой террасы р. Зеравшан у сел. Хайриват

происходило в паводки, тонких — в межень, когда транспортирующая способность потоков резко уменьшалась. Пески состоят в основном из зерен прозрачного, реже молочно-белого и серого кварца большей частью угловатой формы с максимальным размером зерен до 2 мм, а также розового и белого полевого шпата неправильной формы. Реже встречаются зерна сланцев серого, серовато-зеленого и черного цвета. Содержание тяжелой фракции очень мало и изменяется от 0,02% непосредственно перед перемычкой до 0,06% в 100 м выше по течению, где пески начинают выклиниваться. В минеральном составе тяжелой фракции обращает на себя внимание резко повышенное (>30%) содержание циркона. Высокое содержание имеют гематит и лимонит (около 40%), а также магнетит (около 20%).

В гранулометрическом составе песков непосредственно перед перемычкой резко преобладает фракция 0,1—0,25 мм. Ближе к зоне выклинивания подпора пески становятся более крупнозернистыми, и их медианный диаметр увеличивается от 0,16 до 0,25.

Видимая мощность песчаных отложений собственно подпрудной субфации около 5 м. В самой верхней части слоя песков горизонтальная слоистость меняется на карманообразную, волнистую, по-видимому образовавшуюся под воздействием валцов, часто возникающих перед фронтальными частями аккумулятивных гряд зоны выклинивания подпора. Отложения такой гряды, представленные пестрыми мелкими и средними галечниками с большим количеством гравия и песков, являющихся заполняющим веществом, залегают на песках подпрудной субфации. Еще выше располагаются валунно-галечниковые отложения фации основных русел, сформировавшиеся уже после ликвидации подпора.

Пространство, где формируется подпрудная субфация, по мере выполнения подпертого объема осадками сокращается, а аккумулятивные образования зоны выклинивания подпора, наоборот, разрастаются вверх и вниз по течению.

Отложения субфации зоны выклинивания подпора, образующие аккумулятивные формы в виде крупных гряд в узких горных долинах или подводные дельты на расширенных участках, характеризуются плохой сортированностью обломочного материала и общим относительным увеличением его крупности вверх по разрезу и выше по течению. В створе первоначального выклинивания кривой подпора происходит отложение почти всех влекомых наносов, формирующих гряду из плохо отсортированных валунов и галечников различных размеров, залегающих на более древнем русловом или пойменном аллювии. В процессе формирования гряды или дельты происходит некоторая дифференциация по крупности обломочного материала. Самые крутые уклоны, а следовательно, наивысшие скорости течения и максимальная транспортирующая способность потоков наблюдаются в верховой части гряды, расположенной выше по течению от места первоначального выклинивания подпора. Поэтому она растет вверх по течению главным образом за счет накопления наиболее крупного обломочного материала. К фронтальной части гряды, нарастающей вниз по течению, вследствие уменьшения уклона и скоростей течения поступают уже только значительно более мелкие обломки, которые налегают на отложения собственно подпрудной субфации, образовавшиеся за счет накопления взвешенных наносов.

При достижении гряды наносов перемычки подпор будет быстро уменьшаться вплоть до полного исчезновения, а скорости потока увеличиваться, что вызовет укрупнение аллювиальных отложений вверх по разрезу аккумулятивной гряды. После захоронения перемычки аллювий субфации зоны выклинивания подпора погребается под еще более грубыми отложениями руслового аллювия.

В широких долинах процессы накопления влекомых наносов в зоне выклинивания подпора протекают сложнее. На расширенных участках влекомые наносы перемещаются к плотине грядой не по всей ширине активного русла, а только отдельной полосой [45]. Вследствие разрастания гряды в ширину и высоту основной поток, протекающий по повышенным отметкам русла, вынужден отклониться от первоначального направления. Начинается формирование новой гряды в более низких местах, а движение первой гряды прекращается. В результате блуждания основного потока часто формируются своеобразные подводные дельты и происходит выравнивание дна русла при одновременном наращивании его по высоте. Крупность обломочного материала субфации зоны выклинивания подпора в подводных дельтах широких долин при прочих равных условиях всегда меньше крупности такового аккумулятивных гряд узких долин.

Фации подпрудивания неполного развития. В природных усло-

виях нередки случаи, когда перегораживающие перемычки, в особенности сложенные легкоразмываемыми породами (оползневые, сальные и т. п.), могут быть быстро прорезаны рекой, и тогда процесс накопления подпрудных отложений полностью не завершится. В этих случаях перегораживающая перемычка не захороняется и может превратиться в суживающую, что довольно часто наблюдается на горных реках. Аллювий, накапливающийся перед размываемыми перегораживающими перемычками, можно отнести к отложениям фации подпруживания неполного развития. Процесс их формирования иногда прерывается прорывом перемычки на любой стадии выполнения подпертого объема наносами.

Отложения фации подпруживания неполного развития, представленные светлыми супесями и суглинками мощностью несколько десятков сантиметров, наблюдались нами на пойме р. Зеравшан и его притока р. Фандарьи выше сел. Айни. 24 апреля 1964 г. в результате грандиозного оползня-обвала в долине р. Зеравшан образовалась перегораживающая перемычка высотой до 160 м протяженностью вдоль по долине около 800 м [141]. За две недели до начала спуска воды через искусственный канал перед ней образовалось озеро длиной около 12 км с объемом воды примерно 90 млн. м³. В озере непосредственно перед перемычкой за очень короткое время (меньше месяца) отложились супеси и суглинки фации подпруживания неполного развития.

Особенности фациальных обстановок крупных плотинных озер. Перегораживающие перемычки, в особенности тектонические и обвалы, нередко вызывают образование крупных подпрудных озер (типа озер Сарезского, Искандеркуль и т. п.), существующих долгое время. Подпертый объем в таких озерах очень велик, и в них часто создаются типичные озерные условия осадконакопления. В месте впадения реки образуется постепенно разрастающаяся подводная дельта из влекомых наносов, а взвешенные наносы разносятся течениями по всему озеру и не образуют типичную призму заиления подпрудной субфации. Отложения подпрудных озер характеризуются тонким пелитовым составом и сезонной ленточной слоистостью. После спуска плотинных озер они сохраняются в разрезе, залегая большей частью на коренных породах и реже на более древнем аллювии. Существенных изменений в гранулометрическом составе вверх по разрезу в отложениях подпрудных озер обычно не наблюдается. Выше по течению от перемычки их фракционный состав постепенно грубеет, и в зоне выклинивания кривой подпора они фациально замещаются отложениями подводных дельт, формирующихся за счет накопления влекомых наносов.

Таким образом, при формировании крупных плотинных озер собственно подпрудная фациальная обстановка, мало чем отличающаяся от типично озерной, занимает преобладающую часть образовавшегося подпертого объема, а фациальная обстановка зоны выклинивания подпора имеет по сравнению с ней уже резко

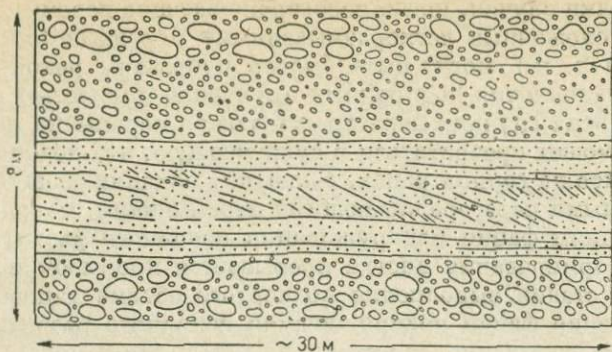


Рис. 46. Разрез верхнеплейстоценовой террасы р. Зеравшан выше сел. Искандар

ограниченное распространение. Разрастание зоны выклинивания подпора и продвижение подводной дельты происходят крайне медленно, и такого типа подпрудные озера в большинстве случаев спускаются за счет пропила перемычки, а не вследствие заполнения их наносами. Правда, небольшие подпрудные озера могут быть заполнены катастрофическими селевыми выносами, как это имело место 7 июля 1963 г. на оз. Иссык-Куль вблизи г. Алма-Аты [154].

Фашии подпруживания перед перегораживающими перемычками различного генезиса. Особенности формирования и строения фашии подпруживания перед перегораживающими перемычками разных типов могут существенно отличаться друг от друга. Поэтому ниже приводятся наиболее характерные примеры отложений фашии подпруживания, сформировавшихся у различного рода перегораживающих перемычек.

Фашия подпруживания перед обвальными и оползневыми перегораживающими перемычками. Обвальные и оползневые перемычки очень часто встречаются в долинах горных рек и их высота может достигать нескольких сот метров.

Типичные отложения фашии подпруживания перед обвальной перемычкой обнажаются на левом берегу р. Зеравшан выше сел. Искандар в разрезе верхнеплейстоценовой террасы. Здесь залегают грубовалунные отложения фашии однорукавных русел с отдельными глыбами размером 0,5—0,7 м (рис. 46). Их видимая мощность около 2 м. На русловой аллювий ложатся отложения собственно подпрудной субфашии, представленные зеленовато-серыми грубозернистыми гравийными песками с очень четкой горизонтальной, пологонаклонной, а местами и косо́й слоистостью, хорошо подчеркивающейся чередованием тонких (2—3 мм) прослоев с различной крупностью обломочного материала. Иногда встречается микровеерообразная слоистость, образовавшаяся, по-видимому, при аккумуляции песков в мелких подводных дельтах. Зерна

гравия и мелкая галька, встречающиеся в песках, обычно плоские и ориентированы плоской стороной параллельно направлению. Пески с горизонтальной слоистостью, имеющие более тонкий гранулометрический состав, вероятно, целиком выпадали из взвешенных наносов при малых скоростях течения или при обратных и круговых течениях. Слои песков с косой и веерообразной слоистостью отлагались из влекомых наносов при росте подводных аккумулятивных гряд и микроделът.

Содержание тяжелой фракции в этой фации составляет 0,01%. Из минералов тяжелой фракции, так же как в подпрудных отложениях у сел. Хайриват, следует отметить довольно высокое содержание циркона (около 20%). Высоким содержанием характеризуются гематит, лимонит (около 35%) и магнетит (около 26%).

Максимальная мощность песков собственно подпрудной субфации непосредственно перед перегораживающей перемычкой достигает 3—3,2 м. Вверх по течению примерно на расстоянии около 100 м мощность песков постепенно сокращается до 1—0,5 м и в них появляются галечниковые прослой и отдельные мелкие гальки. Затем пески полностью выклиниваются и замещаются пестрыми галечниками субфации зоны выклинивания подпора.

Песчаный заполнитель галечников зоны выклинивания подпора по сравнению с песками собственно подпрудной субфации характеризуется значительно большим содержанием тяжелой фракции (0,1—0,2%), хотя ее минеральный состав существенно не меняется.

Для гранулометрического состава песков собственно подпрудной субфации свойственны высокое содержание фракций 0,1—0,25 и 0,25—0,5 мм и слабая сортировка материала (S_0 2,1). В зоне выклинивания подпора пески становятся более грубыми, но их сортировка несколько улучшается (S_0 1,7).

Над подпрудными песками по резкой ровной границе залегают средние и мелкие косослоистые (с максимальным наклоном слоистости до 30—35%) галечники с четким чередованием слоев с различными размерами галек. Они представляют собой типичные отложения субфации зоны выклинивания подпора, образовавшиеся при окончательном занесении подпрудного объема влекомыми наносами. Выше по течению наклон косой слоистости постепенно уменьшается, а отложения субфации зоны выклинивания подпора замещаются валуно-галечниковым аллювием разветвленных русел. Выше залегают валуновые отложения осыпной отмостки с полукатанными валунами до 0,8—1 м в поперечнике.

На р. Шинг (левый крупный приток р. Зеравшан), в 3—4 км выше одноименного селения, перед древним крупноглыбовым обвалом в разрезе среднеплейстоценовой террасы наблюдаются отложения фации подпрудивания. Непосредственно перед этой перегораживающей перемычкой отложения собственно подпрудной субфации представлены тонкими микрогоризонтально-слоистыми суглинками и супесями светло-палевого цвета, залегающими в виде крупных (до 15 м длиной) линз среди крупноглыбовых

обвальных отложений. Выше по течению суглинки и супеси постепенно замещаются зеленовато-серыми разозернистыми песками с тонкой горизонтальной, а в отдельных прослоях и косой слоистостью. Слоистость хорошо подчеркивается тонкими (до 2 мм) прослоями, обогащенными цветными минералами. Еще выше по течению в нижней части слоя песков появляются гравийно-мелкогалечные прослои, мощность и число которых по удалении от перемычки постепенно увеличиваются. Эти весьма пестрые песчано-гравийно-галечные отложения можно отнести к типичной субфации зоны выклинивания подпора.

Накопление подпрудных отложений мощностью до нескольких десятков метров в обвально-оползневых озерах Западного Памира отмечается О. П. Саповым [162].

Размытые обвальные перегораживающие перемычки описаны Ш. А. Кыдыровым [101] на р. Карасу (Западная Киргизия). Перед одной из них в разрезах I и II надпойменных террас им отмечаются глинистые пески с прослоями гравия мощностью до 3 м, которые можно отнести к фации подпруживания. Смешанная моренно-обвальная перемычка, по его мнению, привела к формированию оз. Карасу, а моренная, образованная конечными моренами притоков, — оз. Капкаташ, в котором формируются современные подпрудные отложения.

К. В. Курдюковым [98] на р. Каравшин выше крупной обвальной перемычки описаны тонкоотмученные глинистые отложения палевого цвета с видимой мощностью более 25 м, которые можно отнести к собственно подпрудной субфации. Им также отмечено, что на многих реках Алайского хребта в результате перегораживания долин обвалами образуются мощные «террасы подпруживания», сильно затрудняющие прослеживание нормальных цикловых террас.

На р. Кара-Янгрык (приток р. Чаткал) перед прорезанным среднеплейстоценовым обвалом прослеживаются отложения собственно подпрудной субфации мощностью до 5 м, представленные переслаивающимися песками и глинами [117].

Интересные отложения, накопившиеся перед обвальной перемычкой, описаны на оз. Яшилкуль (Алайский хребет), просуществовавшем около 200—300 лет и спущенном в 1966 г. [152]. На склонах озера, непосредственно примыкающих к обвальной перемычке, залегают маломощные (10—15 см) тонкие светло-серые песчано-глинистые отложения с большим содержанием слюды. На дне бывшей озерной чаши мощность отложений собственно подпрудной субфации увеличивается до 50—70 см. В восточной части озера они замещаются значительно более грубыми отложениями субфации зоны выклинивания подпора, образующими подводные дельты рек Тегермач и Джамасу. Отложения недолго существовавшего озера Яшилкуль являются примером фации подпруживания неполного развития.

В долине р. Тегермач имеются еще две прорванные обвальные

перегораживающие перемычки, перед которыми отмечаются тонкие отложения озерного облика подпрудной фации мощностью до 50 м. Такая большая мощность этих отложений свидетельствует о значительно большем времени существования перемычек по сравнению с перемычкой оз. Япилькуль. В верховьях одного из правых истоков р. Тегермач (ур. Коккуль) перед древней обвальной плотинной перемычкой прослеживается ровная площадка длиной до 1 км, представляющая собой поверхность подпрудных отложений (мощность до 150 м), целиком заполнивших подпертый объем и ликвидировавших древнее озеро. Здесь перегораживающая обвальная перемычка не была разрушена и фация подпруживания получила полное развитие.

Тонкослоистые глины собственно подпрудной субфации отмечаются перед обвальными перемычками на р. Псоу [230].

Обвальные перегораживающие перемычки описаны М. Жинью и Р. Барбье [58] в долинах рек Венеон и Дром. В долине р. Венеон перед крупной обвальной перемычкой мощность песчано-гравийных отложений фации подпруживания превышает 100 м. В их нижней части вскрыты мягкие пластичные глины, которые можно отнести к собственно подпрудной субфации.

На р. Дром в 1442 г. в результате грандиозного обвала были сформированы две перегораживающие перемычки высотой до 70 м, перед которыми образовалось озеро длиной до 5 км. К 1778 г. озеро наполнилось наносами и высохло, а река в настоящее время врезалась в толщу подпрудных отложений на 6 м. Средняя скорость накопления отложений фации подпруживания составляла примерно 21 см/год. В них хорошо выделяются глинистые осадки подпрудной зоны и пестрые гравийно-песчаные отложения зоны выклинивания подпора.

В узкой долине р. Пяндж, между селениями Бараун и Пошхарв, прослеживается несколько древних размытых перегораживающих перемычек обвального типа. Перед ними сохранились отложения собственно подпрудной субфации, представленные тонкими часто лёссовидными крепкими, оскольчатыми суглинками с четкой микрогоризонтальной слоистостью. Мощность суглинков в зависимости от высоты перемычек и длительности их существования колеблется от 1 до 25—30 м. Детальное литологическое изучение лёссовидных суглинков III надпойменной террасы р. Пяндж у сел. Пошхарв было проведено Г. А. Мавляновым [110]. В составе этих суглинков мощностью до 14 м содержание пылеватых фракций превышает 77% от массы породы, а в отдельных образцах доходит до 84,9%. Содержание фракции от 0,005 до 0,001 мм составляет от 2 до 6%, а фракции менее 0,001 мм не встречаются. В минеральном составе фракций более 0,005 мм преобладают легкие минералы (плотностью $< 2,75$), которые слагают 86,44% массы бескарбонатной части породы. Из минералов легкой фракции чаще всего встречаются кварц (36,43%) и глинистые минералы (29,79%). В небольших количествах наблюдаются биотит (11,26%),

хлорит (1,39%), мусковит (0,91%) и другие минералы. Тяжелая фракция представлена магнетитом, ильменитом, лимонитом, гематитом, гранатом, цирконом, а также минералами группы эпидота.

В суглинках часто встречаются слои и линзы разнозернистых, горизонтально- или мелковолнисто-слоистых песков, которые нередко фациально замещают суглинки вверх по течению. В этом же направлении появляются и галечниково-валунные прослои, свидетельствующие о фациальной обстановке зоны выклинивания подпора. Слои валунов и галечников, иногда залегающие среди суглинков непосредственно перед перемычками, вероятно, свидетельствуют о древних прорывах плотинных озер, которые вновь возникали при повторных обвалах.

На мелких реках первой и второй групп фации подпруживания неполного развития могут формироваться перед крупными лесными заламами, нередко встречающимися в горно-таежной зоне.

Фация подпруживания перед селевыми перегораживающими перемычками. Сели, часто переносящие огромные массы глыбового и более мелкого обломочного материала, могут образовывать не только суживающие, но и перегораживающие перемычки. Селевые перегораживающие перемычки обычно быстро прорезаются рекой и редко сохраняются продолжительное время. После того, как их пропилит река, они переходят в суживающие перемычки, которые существуют уже значительно дольше. Из селевых перемычек мелкий обломочный материал быстро вымывается, а оставшиеся крупные глыбы образуют пороги, оказывающие существенное влияние на гидродинамический режим горных потоков и накопление аллювия.

Приведем характерные примеры. На р. Терек в августе 1967 г. крупный сели из притока Девдораки на некоторое время перегородил его русло, образовав естественную плотину объемом около 100 тыс. м³ [69]. Ширина русла р. Терек увеличивалась в 3—4 раза, а уровень воды повысился на 3—4 м. В результате этого очень кратковременного подпора было отложено небольшое количество подпрудных отложений, которые на пойме могли сохраниться.

Река Чонаксу (хр. Кунгей-Алатау) в июле 1958 г. в результате выхода селя из притока р. Кызыл-Джар была перегорожена селевой перемычкой, выше которой образовалось озеро глубиной до 2 м и площадью около 0,02 км², где происходит накопление подпрудных отложений [64]. По мнению М. И. Ивероновой, озеро может быть легко опущено прорывом селевой перемычки при катастрофических расходах.

Типичные отложения собственно подпрудной субфации, представленные горизонтально-слоистыми песками (рис. 47), можно наблюдать перед селевой перегораживающей перемычкой на р. Баксан у устья притока Угольного.

Примером подпрудных отложений озерного облика может служить разрез верхнеплейстоценовой террасы р. Зеравшан

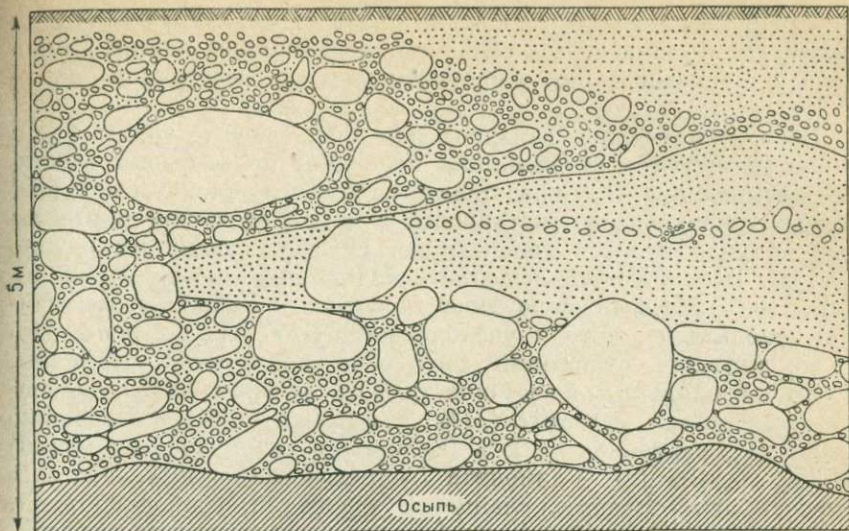


Рис. 47. Отложения фации подпруживания в разрезе 10—12-метровой террасы р. Баксан

у устья притока Пакшиф. В результате подпруживания крупной селевой перегораживающей перемычкой здесь накопилась мощная (более 35 м) толща светло-серых и палевых плотных алевритистых глин с микрогоризонтальной слоистостью, выраженной в чередовании тонких (1—2 мм) прослоев темной и светлой окраски. Слоистость также подчеркивается буроватыми ожелезненными прослоями и очень тонкими (1—1,5 мм) слоями тонкозернистых хорошо отсортированных кварц-полевошпатовых песков серого цвета со значительной примесью слюд. В целом слоистость имеет ленточный облик. Можно выделить крупные ритмы в виде слоев мощностью до 30—40 см из почти сплошных глин с очень небольшим количеством тончайших песчаных прослоев и слой мощностью 10—25 см, где число песчаных прослоев резко увеличивается и их мощности возрастают до 5—6 мм. В отдельных слоях мощностью до 20—25 см прослеживается слоистость в виде мелкой пloidчатости, по-видимому обусловленной волочением наносов по дну во время катастрофических паводков или спусков озера, приводивших к возникновению донных течений. Не исключена возможность ее оползневого происхождения.

В гранулометрическом составе подпрудных отложений резко преобладает (более 50%) фракция менее 0,01 мм. Содержание более крупных фракций не превышает 10—12%. Минералы тяжелой фракции содержатся в ничтожном количестве (0,001%). Среди них преобладают (70%) минералы с плотностью более 4,0. Наибольшее распространение имеют гематит-лимонит (43%) и гранаты (25%).

Кроме верхнеплейстоценовой террасы подпрудные алевритистые глины обнажаются также в цоколе высокой поймы. По долине р. Зеравшан они распространены на расстоянии около 10 км.

Вверх по течению, западнее сел. Рог, озерные глины фациально замещаются отложениями подводной дельты зоны выклинивания подпора. Они представлены толщей из плохо- и полуокатанных, редко средней окатанности обломков от гравия до отдельных валунов 20 см в поперечнике. Преобладающий их размер 2—5 см. Заполняющим веществом являются разнозернистый песок и гравий. Содержание минералов тяжелой фракции в песчаном заполнителе, хотя и увеличивается в 50 раз по сравнению с заполнителем отложений собственно подпрудной субфации, остается очень малым и составляет 0,05%. Среди тяжелых минералов появляются магнетит (24%) и ильменит (3%). Содержание гранатов уменьшается от 25% (собственно подпрудная субфация) до 5%, а гематита — лимонита увеличивается до 50%. Обломки сложены известняками, сланцами, гранитами, гранодиоритами, кварцем и др. Для толщи характерна четкая параллельная наклонная слоистость, выраженная чередованием слоев различной крупности и местами подчеркиваемая ожелезненными прослоями.

Сходными с селевыми являются перегораживающие перемычки, образованные конусами выноса притоков. У такого рода перемычки на р. Мистейя отмечается накопление подпрудных отложений озерного облика со скоростью 0,05 см/год [270].

Фация подпруживания перед гляциальными перемычками. В высокогорных частях долин (ледниковая зона) перегораживающие перемычки, образующие плотинные озера, часто сформированы моренами (в основном конечными) как главной долины, так и ее боковых притоков. Моренные перемычки большей частью неустойчивы. Нередко образуются смешанные моренно-обвальные или моренно-селевые перемычки. Перед этими перемычками в верховьях горных долин могут накапливаться подпрудные отложения большой мощности.

Так, например, долина р. Учкулан (исток Кубани) выше одноименного аула на протяжении нескольких километров имеет широкое плоское, местами заболоченное днище, полностью выполненное наносами озера, образовавшегося перед моренной перегораживающей перемычкой [138]. Отложения фации подпруживания, вскрытые буровыми скважинами, в нижней части представлены песками и супесями озерного облика собственно подпрудной субфации мощностью около 20 м и значительно менее мощными (8—10 м) гравийно-галечниковыми отложениями зоны выклинивания подпора, которые перекрываются суглинками пойменной фации. По более поздним данным Г. И. Горецкого, скважиной в толще песков и супесей подпрудной фации были также вскрыты диатомиты (мощностью 10,2 м) от светло-серых до белых с часты-

ми прослоями тонкозернистого песка и зеленовато-серой глины мощностью от 1—2 до 3—4 мм. В долине р. Уллукам, где мощность четвертичных осадков, выполняющих подпрудное моренное озеро, достигает 203,4 м, среди отложений подпрудной фации также встречены глинистые диатомиты и супеси мощностью более 30 м.

В долине р. Теберды, на участке от устья притока Джемагат до г. Теберды, перед моренной перегораживающей перемычкой отмечаются пески и суглинки подпрудной фации видимой мощностью 30—35 м [138].

В Пьемонтских Альпах на р. Стура при инженерно-геологических изысканиях [58] перед моренной перемычкой был вскрыт разрез мощных (более 150 м) отложений фации подпруживания. В них четко выделяются глинистые озерного облика отложения собственно подпрудной субфации и отложения зоны выклинивания подпора, представленные косослоистыми гравийными песками с мелкой галькой.

Сложную перегораживающую перемычку представляет собой вал Тюбеле, расположенный в верховьях р. Баксан. Он достигает 100—160-метровой высоты и состоит из двух частей — нижней, сложенной конечными моренами Баксанского ледника, и верхней, представленной грубообломочным материалом мощного селевого конуса выноса [89]. Перед этим валом была отложена аллювиально-пролювиальная подпрудная толща слоистых песков с гравием.

В верховьях р. Караункюр (Восточная Фергана) расположено оз. Кенкуль, подпруженное моренной перегораживающей перемычкой, гребень которой возвышается над уровнем воды на 53—57 м [226]. Северо-западная часть озера постепенно заполняется галечниково-песчаными отложениями аккумулятивной дельты, формирующейся в зоне выклинивания подпора, а непосредственно перед моренной перемычкой происходит накопление взвешенных наносов собственно подпрудной субфации.

Древнее подпруживание конечными моренами и флювиогляциальными отложениями наблюдается на р. Кштут в устье р. Амшут, где накопились горизонтально-слоистые светло-серые алевроиты озерного облика мощностью более 10 м.

Подпрудные отложения перед моренной перегораживающей перемычкой можно наблюдать на р. Памир у устья притока Мац. Перемычка шириной более 1 км образована конечными моренами верхнеплейстоценового оледенения, спустившимися из боковых притоков правого и левого бортов долины. В результате подпруживания отложилась толща палево-серых тонкослоистых алевроитов, чередующихся с прослоями светло-серых тонкозернистых алевроитовых песков, имеющих горизонтальную и яшмовидную слоистость (рис. 48). В алевроитах встречаются крепкие караваеобразные стяжения до 30—35 см в поперечнике.

Быстрое современное сокращение многих долинных ледников Тянь-Шаня привело к образованию валов конечных и боковых

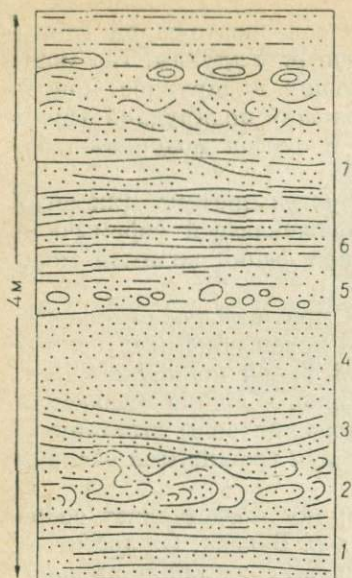


Рис. 48. Отложения собственно подпрудной фации на р. Памир у устья р. Мац.

Цифры справа — по мера слоев

ния подпрудных отложений. Интересно отметить, что, по сведениям К. И. Богдановича, в 1901 г. ледник Муркар занимал почти аналогичное положение. Следовательно, через 60 лет перемычка возобновилась.

На р. Терек в устье р. Девдораки отмечались периодические ледовые завалы, один из которых в 1832 г. вызвал полное исчезновение стока ниже по течению примерно на 8 ч [31]. По-видимому, и другие ледовые перемычки могут иметь периодический характер.

В зимнее время горные реки, в особенности II и III групп, часто перегораживаются снежными завалами, образованными в результате падения крупных лавин со склонов. Так, на р. Чирчик и ее притоках наблюдались резкие уменьшения расходов, вплоть до полного исчезновения стока, вызванные снежными завальными перегораживающими перемычками [5]. Эти перемычки существуют очень недолгое время, но нередко, образуясь несколько раз подряд в одном и том же лавиноопасном месте, могут вызывать формирование маломощных подпрудных отложений неполного развития, хотя количество наносов в меженное зимнее время довольно ограничено.

Фация подпрудивания перед вулканическими и туфовыми перемычками. При вулканических извержениях долины рек нередко перегораживаются потоками лавы, формирующими очень стойкие перегораживающие перемычки, которые чаще огибаются,

морен с ядром из «мертвого» льда. Валу нередко являются очень своеобразными смешанными ледово-моренными перемычками, перед которыми могут накапливаться подпрудные отложения; мощность их зависит от длительности существования перемычки. Такие перемычки, как правило, недолговечны, и подпрудные фации не получают перед ними полного развития.

В высокогорных частях горных долин (ледниковая зона) нередко отмечаются весьма своеобразные ледовые перегораживающие перемычки, образующиеся за счет продвижения ледников притоков в главную долину. Так, например, на р. Сельды (восточная часть Главного Кавказского хребта) в результате подвижки ледника Муркар на 300 м сформировалась ледниковая перегораживающая перемычка высотой до 60 м [80]. Перед ней возникло озеро с условиями, благоприятными для накопле-

а не пропиливаются рекой. Как пример можно привести лавовую перемычку на р. Луаре, образовавшуюся при извержении вулкана Сюк-де-Бозон. Поток лавы не только перегородил Луару, но и двигался вверх по ее течению [59]. Перед лавовой перемычкой накопились мощные подпрудные отложения. Н. В. Короновский и Е. Н. Милановский [89] отмечают лавовые перемычки на реках Кизил-Кол и Терек у сел. Ткаршети.

Лавовые перегораживающие перемычки, приведшие к образованию крупных подпрудных озер, описаны Е. И. Селивановым [165].

Туфовые перемычки обычно образуются в результате отложения туфов, вынесенных родниковыми притоками со склонов долины, сложенных карбонатными отложениями. Как пример можно привести туфовую перегораживающую перемычку на р. Карами, достигающую в высоту около 50 м. Скопления известняковых туфов, образующих перемычку, были вынесены родниками, вытекающими из юрских известняков, залегающих на водоупорных триасовых мергелях. Подпрудные отложения представлены здесь песками и глинами с прослоями торфа [58]. Несколько меньшая по размерам туфовая перемычка отмечается М. Жинью и Р. Барбье на р. Дюранж.

Озера, подпруженные травертинами, описаны А. Лаппареном [258] в высокогорных долинах Центрального Афганистана. В районе Банд-Амир около двенадцати озер образованы подпруживанием рек естественными плотинами из травертинов, отложение которых происходило очень быстро в связи с жарким сухим климатом. В Банд-Хажаре отмечается туфовая перемычка высотой более 25 м. Во всех отмеченных озерах происходит формирование мелкозернистых отложений подпрудных фаций.

Фация подпруживания перед тектоническими перемычками. Тектонические перемычки, образованные развивающимися новейшими складчатыми и разрывными нарушениями, часто вызывают формирование отложений фации подпруживания большой мощности. Широкое развитие имеют смешанные перемычки (тектоно-обвальные, тектоно-оползневые и т. п.), так как новейшие тектонические подвижки обычно резко активизируют экзогенные процессы. Следует отметить, что чисто тектонические перемычки (за исключением очень быстрых подвижек по разломам), формирующиеся без существенного влияния экзогенных факторов, большей частью являются суживающими, а не перегораживающими, так как горные реки обычно успевают пропилить их antecedentными долинами без формирования подпрудных озер.

Примеров тектонического подпруживания горных потоков можно привести очень много для любой крупной реки, пересекающей различные неотектонические структуры. Приведем лишь наиболее характерные.

У устья р. Кштут (крупный левый приток р. Зеравшан) в разрезе правобережной верхнеплейстоценовой террасы перед

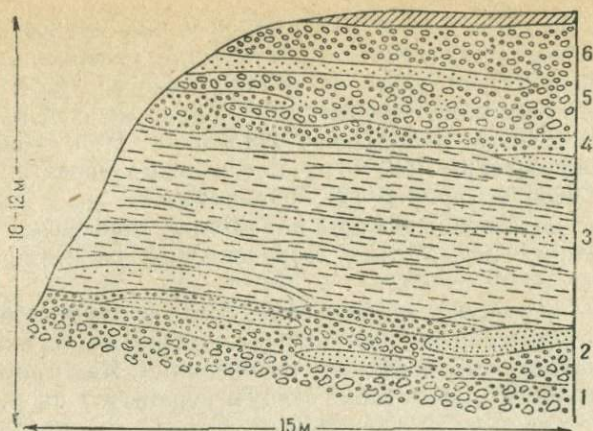


Рис. 49. Отложения фации подпруживания в разрезе верхнеплейстоценовой террасы р. Кштут.
Цифры справа — номера слоев

развивающейся в новейшее время Нижней Кштутской антиклиналью, образующей тектоническую перемычку, появляются типичные отложения фации подпруживания, распространяющиеся в длину почти на 500—550 м при ширине 100—150 м. В основании разреза обнажаются крупные, хорошо окатанные галечники и мелкие валуны (рис. 49, слой 1) из крепких песчаников (около 70%), мраморизованных известняков (около 20%), а также гранитов и сланцев, которые можно отнести к фации основных русел. Выше залегают мелкие, гравийные галечники (слой 2) того же петрографического состава с вытянутыми линзами разнозернистых песков, относящиеся к аллювию многорукавных русел. На них по неровной, местами карманообразной поверхности ложится ленточно-слоистая толща зеленовато-палевых супесей и легких суглинков (слой 3) с отдельными линзами и прослоями (5—10 см) темно-серых тонкозернистых песков. В нижней части толщи, представляющей собой типичные отложения собственно подрудной субфации, кроме горизонтальной прослеживается и пологоволнистая слоистость. Над подрудными отложениями по слабоволнистой границе залегают мелкогалечные отложения (слой 4) фронтальной части аккумулятивной гряды зоны выклинивания подпора, сменяющиеся вверх по разрезу более грубыми галечниками (слой 5) ее средних и тыловых участков. Разрез венчается средне- и мелкогалечным аллювием разветвленных русел (слой 6), по-видимому сформировавшимся при отсутствии существенного подпора. Выше по течению р. Кштут у с. Куляли можно наблюдать подпруживающее влияние тектонической перемычки, возникшей вследствие четвертичного поднятия по крупному разлому. Перед перемычкой в разрезе III надпойменной террасы высотой около 30 м вместо характерных для нее крупных галечников и конгломератов про-

слеживается толща чередующихся между собой супесей, суглинков и мелких галечников с многочисленными линзами песка и гравия.

На р. Зеравшан в районе сел. Шамтыч перед тектонической перемычкой, сформированный активно поднимающимся по разлому блоком палеозойских пород, II надпойменная верхнецелейсто-ценовая терраса (высотой 15—17 м) в нижней части слагается горизонтально-слоистыми песками с прослоями легких супесей собственно подпрудной субфации, а верхняя — пестрыми гравийно-галечниковыми отложениями субфации зоны выклинивания подпора.

Примером формирования мощных отложений фации подпруживания перед блоком, поднятым по разлому, является участок долины р. Терек перед Казбекским разломом, пересекающим долину ниже сел. Казбеги. Северное, поднятое, крыло этого разлома представлено интенсивно воздымающимся Дарьяльским горстом [59], а южное испытывало периодические значительные опускания, что обусловило накопление здесь ледниково-аллювиальных отложений мощностью до 400—450 м. Следует отметить, что тектоническое подпруживание было усилено мощным конусом выноса. По данным Н. А. Зенкова, отложения собственно подпрудной субфации, залегающие на ледниковых и флювиогляциальных образованиях, представлены темно-серыми и черными ленточными глинами с синеватым или зеленоватым оттенком, причем прослой с разной окраской имеют толщину 0,5—2 м. Разница в оттенке цвета слоев вызвана различным гранулометрическим составом и органическими примесями, содержание которых достигает 6%. Органическое вещество присутствует не только в дисперсном состоянии, но и в виде полуистлевших мелких корней растений. Максимальная мощность глин у перемычки 85 м. Выше по течению их мощность постепенно уменьшается, и в 5 км от перемычки глинистые отложения собственно подпрудной субфации полностью выклиниваются. В глинах встречаются редкие прослой тонкозернистого песка и супеси.

Над ними залегают пестрая толща галечников различной крупности с линзами песков и супесей, которую можно отнести к типичной субфации зоны выклинивания подпора. Мощность этих отложений, наоборот, увеличивается вверх по течению до 60—70 м, а ее минимальное значение (10—15 м) отмечается в районе перемычки.

На р. Терек подпруживающее влияние было установлено также и для Редантского разлома, поднимающийся северный блок которого вызывает сужение долины у г. Орджоникидзе. Здесь в расширении долины перед разломом появляются крупные современные песчано-галечные отмели и острова, а в разрезах низких уровней поймы — бурый мелкозем со щебнем и гравием. Однако наиболее интересный разрез фации подпруживания наблюдается в 40-метровой террасе на левом берегу р. Терек в карьере,

расположенном севернее пос. Заводского. Здесь непосредственно на коренной цоколь налегают пески темно- и светло-серого цвета с отчетливой горизонтальной слоистостью, выраженной чередованием прослоев различного гранулометрического состава от тонко- до крупнозернистых, гравийных. Мощность прослоев колеблется от 3—5 до 40—50 см. Пески содержат большое количество цветных минералов. В них встречаются единичные крупные валуны (до 1,5 м в поперечнике) обвального происхождения. Мощность горизонтально-слоистых песков типичной собственно подпрудной субфации достигает 6—7 м. Выше залегает толща чередующихся слоев галечников различной крупности с прослоями и линзами гравия и разнозернистых песков видимой мощностью около 4 м. Эти отложения можно отнести к субфации зоны выклинивания подпора.

На р. Амтхел в ее низовьях (бассейн р. Кодори) в результате среднеплейстоценовых тектонических поднятий, усиливших развитие обвальных процессов, существовала временная перегораживающая перемычка, вызвавшая накопление фации подпруживания в отложениях IV надпойменной террасы [30]. Отложения фации подпруживания обнажаются в районе с. Цебельды, на левом берегу р. Амтхел в выемке Сухумского шоссе. Они залегают на русловых валунно-галечниковых отложениях и в нижней части представлены сложной переслаивающейся толщей алевролитов и песков собственно подпрудной субфации, которая вверх по разрезу сменяется грубозернистыми гравийными песками с прослоями галек, вероятно представляющими собой отложения фронтальной части аккумулятивной гряды зоны выклинивания подпора.

В долине р. Чегем у сел. Актопрак перед крупной тектоно-обвальной перемычкой в разрезе четко выраженной цокольной 140-метровой среднеплейстоценовой террасы на валунно-галечниковых отложениях русловой фации с видимой мощностью около 2 м в 40—50 м над урезом воды залегают тонкие пылеватые суглинки светлого, желтовато-серого цвета, тонкогоризонтально-слоистые, плитчатые, местами с ожелезнением по плоскостям напластования. Слоистость подчеркивается чередованием слоев с различными цветовыми оттенками вследствие ожелезнения или присутствия органического вещества. В суглинках встречаются очень характерные стяжения алевролитов грибообразной формы с четкой микрослоистостью. В нижней части суглинков встречаются прослой и линзы галечников и песков. Общая мощность суглинков, относящихся к собственно подпрудной субфации, достигает 80—85 м. Вниз по течению виден их непосредственный контакт с обвальной массой из крупных глыб, цементированных мелкоземом, а также с коренными отложениями. Вверх по течению р. Чегем подпрудные суглинки прослеживаются на расстоянии около 1 км, а по его притоку р. Актопрак — до 1,5—1,7 км.

Фация подпруживания в отложениях среднеплейстоценовой

террасы не получила полного развития, и древнее озеро было спущено, когда аккумулятивная гряда или подводная дельта зоны выклинивания подпора еще не перекрыла суглинистые отложения собственно подпрудной субфации.

Подпруживающее влияние актопракской перегораживающей перемычки проявилось и в более позднее время, о чем свидетельствуют отложения подпрудной субфации в разрезе 30-метровой верхнеплейстоценовой террасы мощностью до 10 м.

На реках Кавказа примеры тектонического подпруживания с амплитудой до нескольких сот метров, сопровождающегося накоплением мощных подпрудных аллювиальных отложений, приводятся у Е. Е. Милановского, Н. Е. Астахова и Л. И. Маруашвили [15] и др.

Река Нарын в результате усилившегося в конце среднего плейстоцена роста хр. Акшийряк была тектонически подпружена, и в ее долине у устья р. Алабуга в начале верхнего плейстоцена существовало озеро длиной до 30 км [181]. Отложения собственно подпрудной субфации представлены здесь плотными палевыми, слегка зеленоватыми ленточными глинами мощностью до 80 м. Вверх по течению р. Нарын и ее притоков глины постепенно замещаются песчано-галечниковыми отложениями субфации зоны выклинивания подпора. Фация подпруживания в алабугинском плотинном озере получила полное развитие, о чем свидетельствует наложение галечников аккумулятивной дельты зоны выклинивания подпора на подпрудные глины во всех разрезах вплоть до самой акшийрякской перемычки. Пески фации подпруживания мощностью свыше 30 м отмечаются А. Р. Макаровым (личное сообщение) перед солянокупольной перемычкой в районе Нурекской ГЭС.

Подпрудные отложения гидравлического подпора притоков главной рекой. Повышение уровня воды в главной реке под воздействием перегораживающих и суживающих перемычек, достигающее наибольших значений во время паводков, оказывает существенное подпруживающее влияние на впадающие в нее притоки. Так, например, повышение уровня воды в р. Пяндж перед шиузской перемычкой, имеющей сложное тектоно-обвальное происхождение, распространилось и на приток Иорх-Дара, в устье которого образовалось крупное подпрудное озеро с благоприятными условиями для накопления тонких отложений фации подпруживания. Такого рода гидравлический подпор притоков часто возникает и без воздействия перемычек при максимальных паводковых расходах, когда уровень воды в главной реке значительно повышается по сравнению с меженью. Даже в устьях таких крупных притоков, как Бартанг и Пошхарв, наблюдается гидравлический подпор со стороны р. Пяндж, в особенности во второстепенных протоках, где начинается накопление песков и супесей. Устья многих более мелких притоков Афганского берега р. Пяндж во время ледникового паводка (июль) были значительно подтоплены

и представляли собой узкие вытянутые заливы, напоминающие эстуарии. Течение в них было очень слабое, местами обратное или круговое, и создававшаяся спокойная гидродинамическая обстановка была благоприятна для отложения даже наиболее тонких взвешенных наносов.

Ниже сел. Матча прослеживается гидродинамическое подпруживание основным руслом р. Зеравшан нескольких притоков притока Падаск, где во время ледникового паводка отлагались тонкие иловатые суглинки серого цвета.

На Кавказе устье р. Генальдон было подпружено сильным потоком р. Гизельдон, и в образовавшемся миниатюрном эстуарии во время паводка происходило отложение мелких взвешенных наносов. Гидродинамическое подпруживание притоков потоком главной долины можно наблюдать на многих горных реках.

На Ангаре, занимающей промежуточное положение между горными и равнинными реками, С. А. Лаухиным [105] были выделены лиманоподобные песчаные отложения, образовавшиеся в результате гидродинамического подпора течением р. Тасеевой.

Накопление ленточных отложений озерного облика в результате гидравлического подпора притоков со стороны главной реки отмечалось А. Басаликасом [235] и для равнинных рек.

Подпруживающее влияние главной долины на притоки, в особенности перед перегораживающими перемычками, имело место и при формировании плейстоценовых террас. Так, в устье р. Ванч среднеплейстоценовая терраса почти целиком слагается горизонтально-слоистыми светло-серыми песками мощностью несколько десятков метров, явно накопившимися под воздействием гидравлического подпора древнего Пянджа, в долине которого ниже по течению отмечается крупная тектоническая перемычка.

На р. Кугарт (Ферганский хребет) в устье притока Урумбаш в разрезе 40-метровой верхнеплейстоценовой террасы в результате гидродинамического подпруживания главной рекой (Кугарт) более мелкого притока в толще руслового аллювия, сложенного галечниками различной кручности, появляются слои и линзы горизонтально-слоистых хорошо отсортированных тонкозернистых песков зеленоватого цвета, чередующихся с прослоями светло-серых алевроитов и палево-серых суглинков. Слоистость в этих подпрудных отложениях имеет ленточный облик.

В качестве примера отложений, образовавшихся в результате гидродинамического подпруживания, можно привести разрез верхнеплейстоценовой террасы левого притока Зеравшана р. Демноры в 1,5 км выше устья. Над урезом воды здесь обнажаются селевые отложения, представленные плохо- и полуокатанными обломками до 30—40 см в поперечнике с заполнителем из более мелких угловатых обломков и серых суглинков (рис. 50). На них по пологоволнистой поверхности залегают горизонтально-слоистые пески с тонкими линзами светло-палевых тяжелых суглинков, относящиеся к типичной фации подпруживания. Выше залегают

влекомыми, задерживаемыми перемычкой. Глубинная эрозия сначала развивается на участке непосредственно ниже перемычки и лишь затем трансгрессивно распространяется вниз по течению. Наблюдения ниже искусственных плотин на горных реках показали, что скорость продвижения «переднего фронта» трансгрессивной эрозии может достигать нескольких десятков километров в год [182].

Наносы, образующиеся в результате местного размыва, как правило, не переносятся на значительное расстояние и откладываются несколько ниже перемычки, часто формируя довольно большие отмели. В процессе возникновения воронок размыва непосредственно за перемычкой происходит их естественная отмостка наиболее грубыми обломками. Увеличение крупности естественной отмостки является важным фактором, сдерживающим дальнейший размыв. Поэтому на дне воронок размыва почти всегда формируется различный по мощности слой из хорошо окатанных крупных обломков вплоть до валунных. Хорошая окатанность обломков является следствием их кругового движения и истирания внутри воронки размыва.

Через перегораживающую перемычку довольно быстро начинают поступать в постепенно увеличивающихся количествах сначала взвешенные, а после выполнения подпертого объема и влекомые наносы, которые в первую очередь заносят воронки местного размыва и близлежащие участки общего размыва. На слое из грубых обломков естественной отмостки сначала откладываются взвешенные наносы преимущественно песчаных, реже глинистых фракций, которые и формируют отложения фации природных экранов. Их отложение происходит на спаде паводков и в межень, когда гидродинамическая обстановка в воронках размыва является наиболее спокойной. Мощность горизонтально-, а иногда спиралевидно- или наклонно-слоистых мелкозернистых отложений фации природных экранов может достигать в зависимости от глубины местных размывов 10—12 м и более.

После выполнения подпертого объема через перемычку начинают поступать грубые влекомые наносы, которые и перекрывают отложения фации природных экранов. Контакт между ними в большинстве случаев прослеживается на высоте экранов, т. е. гребня занесенной перегораживающей перемычки.

На величину размыва ниже перегораживающих перемычек помимо расходов воды очень большое влияние оказывает высота перемычек. За низкими перегораживающими перемычками интенсивность местных и общих размывов значительно меньше, чем за высокими. Это связано с тем, что сразу же после образования низкой перегораживающей перемычки через нее начинают поступать руслоформирующие наносы, которые, образуя естественную отмостку, препятствуют интенсивному размыву. Этот вывод сделан на основании данных по исследованию размыва русла в нижнем бьефе низконапорных гидроузлов на горных реках.

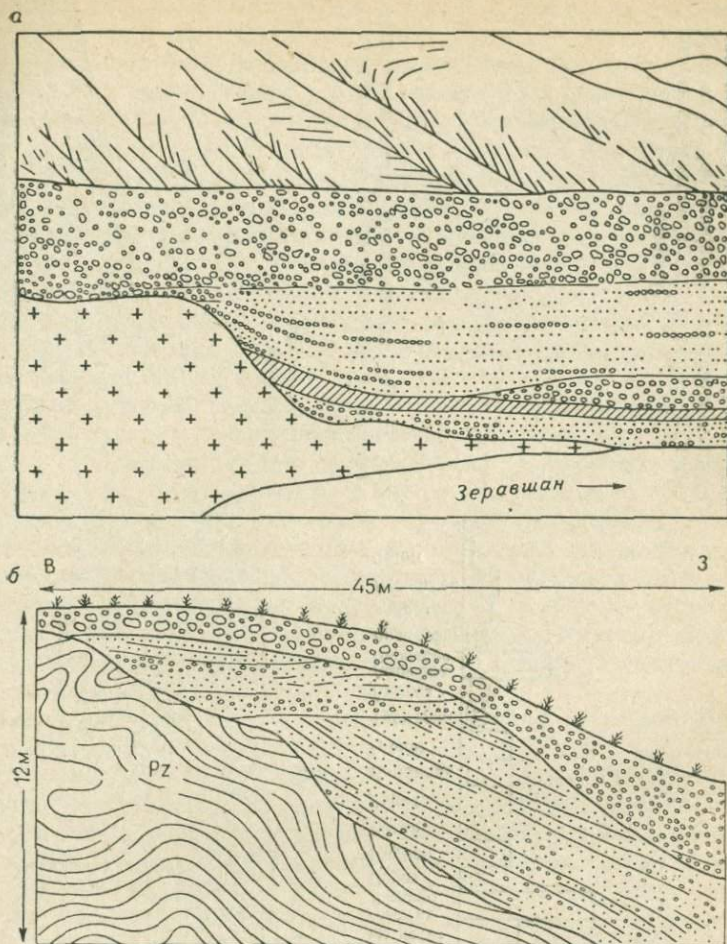


Рис. 51. Отложения фации природных экранов в разрезах верхнеплейстоценовых террас р. Зеравшан:

а — у сел. Айни, б — в 1 км ниже сел. Хушикат

Отложения фации природных экранов имеют широкое распространение в террасах р. Зеравшан, где они и были впервые выделены [200]. Разрез отложений фации природных экранов наблюдается в сел. Айни у моста через р. Зеравшан в разрезе верхнеплейстоценовой (III надпойменной) террасы. Здесь на левом берегу за крутым 20-метровым уступом цоколя (рис. 51, а), сложенного крепкими палеозойскими песчаниками, прослеживается очень крупная линза горизонтально-слоистых песков со значительным количеством гравийных и мелкогалечных прослоев. В нижней части линзы имеется слой светло-серых суглинков

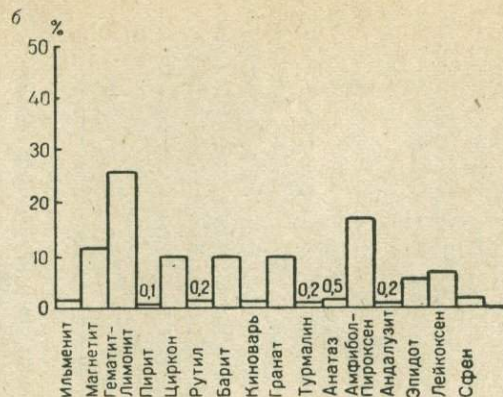
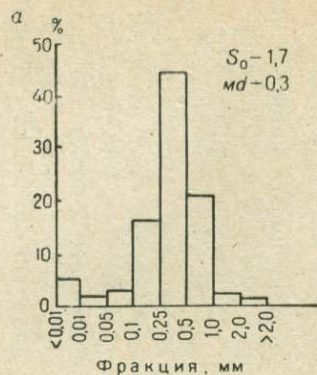


Рис. 52. Гранулометрический (а) и минеральный (б) состав отложений фации природных экранов в разрезе верхнеплейстоценовой террасы р. Зеравшан ниже сел. Хушикат

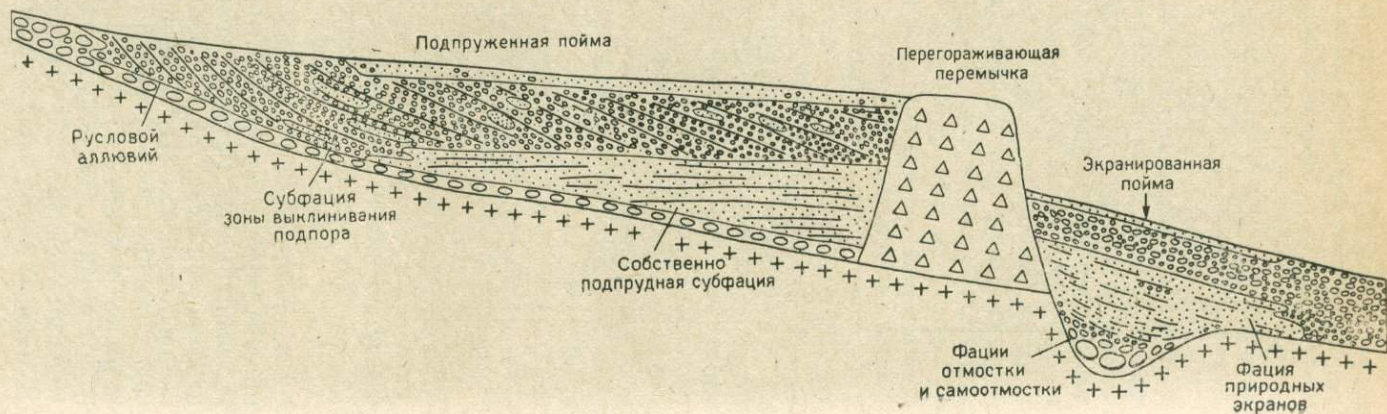


Рис. 53. Принципиальная схема строения аллювия у перегораживающих перемычек

мощностью до 2 м. Ниже по течению в 50—60 м пески постепенно замещаются галечниками.

■ Разрез отложений фации природных экранов можно наблюдать также на левом берегу р. Зеравшан в 1 км ниже сел. Хушикат. Здесь над шоссе в обнажении верхнеплейстоценовой террасы за нижней более крутой частью выступа цоколя (высотой около 11—12 м) залегают разнородные зеленовато-серые пески с очень четкой параллельной пологонаклонной (15—20°) слоистостью, выраженной чередованием слоев с различной крупностью отложений (см. рис. 51, б). Гранулометрический состав песков характеризуется высоким (44%) содержанием фракции 0,25—0,5 мм (рис. 52, а). Содержание минералов тяжелой фракции достигает 0,6% при небольшом (58,7%) преобладании минералов с плотностью более 4,0 (см. рис. 52, б).

Вниз по течению реки на расстоянии около 30 м пески постепенно обогащаются галечниками, которые затем их полностью замещают. Верхняя часть разреза фации природных экранов, расположенная за относительно пологой частью уступа, где, по-видимому, течение было более бурным, представлена более грубыми песчано-галечниковыми отложениями с горизонтальной, а не наклонной слоистостью. Над выступом цоколя и на отложениях фации природных экранов залегают крупные галечники и мелкие валуны однорукавных русел, которые ниже по течению замещаются пестрыми средне- и мелкогалечными отложениями разветвленных русел.

На правом берегу р. Карадарья (Восточная Фергана) у сел. Кампыр-Рават, непосредственно ниже по течению за крупным, поднятым по новейшему разлому блоком палеозойских пород в разрезе среднеплейстоценовой террасы прослеживаются отложения фации природных экранов, представленные светлыми палео-серыми очень тонкими глинистыми макропористыми суглинками без четкой видимой слоистости мощностью более 20 м. Ниже по течению суглинки на коротком расстоянии замещаются конгломератами русловой фации.

На р. Тар (Ферганский хребет), ниже сел. Токбайтала, за выступом цоколя, сложенного породами палеогенового возраста, в разрезе верхнеплейстоценовой террасы прослеживаются вытянутые линзы горизонтально-слоистых разнородных песков и гравия, которые можно отнести к типичной фации природных экранов.

Очень своеобразные отложения образуются при размыве перегораживающих перемычек, главным образом оползневых и селевых, сложенных глинистыми или суглинисто-супесчаными породами. Они размываются, как правило, очень быстро, и ниже по течению на пойме или на склонах долины накапливаются мелкоземистые отложения, переотложенные из перемычек. Так, например, на р. Рузи-Обнак (южный склон Туркестанского хребта) выше одноименного селения прослеживается размывтая

оползневая перегораживающая перемычка из светло-палевых суглинков. При ее размыве суглинки, слегка обогащенные дресвой и мелкой галькой, отложились ниже по течению на расстоянии около 2 км в виде небольших террасок до 2—2,5 м высотой и наплекок на склонах на высоте около 3 м от тальвега.

Таким образом, перегораживающие перемычки вызывают на горных реках резкие изменения гидродинамической обстановки, приводящие к формированию специфических фаций горного аллювия — подпрудживания и природных экранов (рис. 53). После образования перегораживающей перемычки выше нее начинается интенсивная аккумуляция аллювиальных отложений по ярко выраженному констративному типу. В застойной зоне непосредственно перед перемычкой за счет осаждения взвешенных наносов происходит накопление горизонтально-слоистых мелкозернистых отложений собственно подпрудной субфации. В это же время несколько выше по течению в зоне выклинивания подпора формируется аккумулятивная гряда (в узких долинах) или своеобразная подводная дельта (в широких долинах) из пестрых по гранулометрическому составу галечниково-валунных отложений. Отложения субфации зоны выклинивания подпора постепенно распространяются вверх и вниз по течению и, достигнув перемычки, перекрывают отложения собственно подпрудной субфации. У низких перегораживающих перемычек (до 4—5 м высотой) собственно подпрудная субфация, как правило, не формируется.

Регрессивная аккумуляция, распространяясь вверх по долине, вызывает усиленную боковую эрозию и формирование островов и кос, разделяющих единые русла на отдельные рукава. Размыв склонов долин приводит к более интенсивному поступлению обломочного материала в русло, что заметно увеличивает расход влекомых и взвешенных наносов.

В это же время ниже перегораживающей перемычки наблюдается совершенно противоположная картина. Здесь происходят интенсивные местные и общие размывы и трансгрессивная эрозия быстро распространяется вниз по течению. Во врезающихся руслах и воронках размыва формируется только наиболее грубый инстративный аллювий. По мере поступления взвешенных наносов через перемычку непосредственно за ней в воронках размыва часто накапливаются горизонтально-слоистые мелкозернистые отложения фации природных экранов, которые затем перекрываются грубым русловым аллювием.

4. НЕКОТОРЫЕ ОСОБЕННОСТИ ФОРМИРОВАНИЯ АЛЛЮВИЯ В ЛЕДНИКОВОЙ ЗОНЕ

В горных областях с современным и древним оледенением, как уже отмечалось, в верховьях речных долин выделяется ледниковая, или троговая зона, где формирование аллювия имеет ряд специфических особенностей. Морфология и гидродинамиче-

ский режим горных потоков в пределах троговых долин не являются постоянными и изменяются в зависимости от конкретных геолого-геоморфологических и гидрологических условий. Для троговых долин характерны значительная ширина плоского дна и высокая шероховатость русла, обусловленная широким распространением в молодых трогах грубообломочных моренных отложений. Реки троговых долин обычно относятся к ледниковому типу питания, для которого свойственны позднее (гребень июль — август) сильно растянутое половодье и наибольшая (за исключением рек подземного питания) зарегулированность стока. До 90% стока приходится на время абляции на ледниках.

Горные реки относятся к категории бурных потоков со сложными схемами внутренней циркуляции. Однако, как показали исследования В. И. Чарномского [193], при малой глубине и большой шероховатости русла спокойное течение может сохраняться при уклонах, равных 0,027, т. е. примерно 10—15 м/км. И, действительно, большая ширина дна троговых долин и повышенная шероховатость русел, несмотря на самые крутые продольные профили (например, для р. Зеравшан 0,015), вызывают даже на крупных реках распластывание горного потока с расчленением его на множество проток и значительную аккумуляцию аллювиальных отложений.

Наибольший интерес представляют аллювиальные отложения, накапливающиеся в троговых частях долин рек III группы, обычно вытекающих из крупных ледников (типа Зеравшанского, Тебердинского, Уллукамского и др.). Живая сила этих потоков настолько велика, что они могут размыть и полностью переработать ледниковые и гравитационные отложения, выполняющие троговую долину. Из моренных отложений частично сохраняются конечные морены современных фаз отступления, примыкающие непосредственно к леднику. Более древние морены известны лишь в виде отдельных нашлапок на склонах долин и реже в виде сильно размытых останцов. Характерными реками такого типа являются троговые части долин рек Зеравшана, Кубани, Уллукама и Теберды [215].

Под Зеравшанским ледником, как и под другими ледниками, вероятно, существует довольно развитая сеть русел, врезанных в подледниковые отложения. Большое содержание мелкоземов в потоке, вытекающем из ледникового грота, связано с тем, что они образуются не только за счет размыва подстилающей поверхности, но и вследствие обогащения талых вод мелкоземистым материалом на всем пути своего следования по внутриледниковым каналам за счет морены, концентрирующейся во льду. Русловой валунный материал в ледниковом гроте достаточно хорошо окатан, что свидетельствует о его значительном переносе.

После выхода из ледникового грота на протяжении более 1 км р. Зеравшан течет единым бурным потоком, интенсивно размывая три отчетливые гряды конечных морен последних фаз отступления

Зеравшанского ледника. В летние месяцы поток совершенно мутный и несет огромное количество (800—1010 кг/с) взвешенного песчаного и мелкоземистого материала, которое еще более возрастает от размыва морен. Мелкозем выносится вниз по течению, и на дне потока формируется только аллювий однорукавного русла, представленный валунами и крупными галечниками различной окатанности.

После выхода из конечно-моренных гряд р. Зеравшан по плоской троговой долине растекается широким потоком с многочисленными рукавами. С правой стороны в нее впадает бурная р. Рама, конус выноса которой прижимает русло р. Зеравшан к левому борту долины. На расстоянии 1—1,5 км ниже последних конечно-моренных гряд в связи с распластыванием потока и уменьшением его транспортирующей способности происходит почти полная разгрузка наиболее крупного (от 0,4 до 1,2 м) валунно-глыбового материала, вымытого из морен. Промежутки между крупными валунами и глыбами выполняются галечниково-песчаным обломочным материалом со значительной примесью мелкозема. Главное русло теряется среди серии крупных проток, и на этом участке формируется аллювий разветвленных русел, наиболее широко распространенный в троговых долинах.

Ниже зоны разгрузки крупных глыбово-валунных отложений на проточно-островной пойме р. Зеравшан, представляющей собой систему крупных кос и островов, разделенных сложноветвящимися протоками, хорошо видны размещение и сортировка обломочного материала по крупности в зависимости от динамики потока и рельефа русла. Наиболее высокие, обычно головные (расположенные против течения) участки островов и кос слагаются самым крупным материалом (галька и валуны от 10 до 30—40 см), образующимся при максимуме половодья. Более низкие участки состоят из галечников размером от 1 до 10 см в диаметре, которые обычно откладываются в начальные стадии спада паводков. Кроме того, на поверхности кос и островов прослеживаются многочисленные отрицательные элементы микрорельефа, представленные мелкими и крупными западинами овальной формы и вытянутыми узкими понижениями отмерших русел паводковых проток. В этих отрицательных формах микрорельефа во время окончания паводков и перехода к межени отлагаются мелкие наносы, представленные гравием, песками и частично мелкоземом с большой примесью гальки различной крупности. В некоторых отмерших протоках и небольших озерах после паводка отлагаются наиболее тонкие иловатые песчано-суглинистые отложения часто с отчетливой горизонтальной слоистостью.

Интересно отметить, что многочисленные острова, отмели и косы в пределах троговой части долины ориентированы по течению или под небольшим углом к нему. Но протоки, их разделяющие, часто располагаются почти перпендикулярно к течению или под очень большим углом к нему. В таких поперечных про-

тока течение имеет гораздо меньшую скорость, чем в основных продольных руслах, и поэтому в них отлагается более мелкий песчаный и гравийный материал. На отложение в поперечных протоках части взвешенных наносов указывает и то, что вода в них обычно менее мутная по сравнению с водой основных продольных русел.

На крупность обломочного материала, отлагающегося на пойме, большое влияние оказывает кустарниковая растительность. Присутствие кустарников замедляет течение воды, и частично перед ними и главным образом за ними образуются «языки» более тонкозернистых, обычно гравийно-песчаных наносов. Хотя в троговой части долины р. Зеравшан (от края ледника до сел. Дихауз) и отлагается весьма значительное количество песчаных и мелкоземистых взвешенных наносов, они редко образуют сплошной покров и накапливаются главным образом в различных отрицательных формах микрорельефа поймы, создавая фацию сезоннозаливающихся понижений.

Формирование современного горного аллювия можно наблюдать в некоторых долинах Северного Кавказа, в частности по рекам Теберде и Кубани. Особенно типична долина р. Теберды. В пределах трога, протягивающегося на 20—25 км от Домбайской поляны до Тебердинского курорта, русло реки, так же как и на р. Зеравшан, дробится на многочисленные рукава, разделенные островами различных размеров. В тыловых частях долины сохранились участки поймы, заросшие лесом, заливаемые и заносимые во время паводков мелкогалечным материалом. Наблюдается отчетливо выраженная дифференциация обломочного материала по крупности в разных частях трога. Ниже Домбайской поляны аллювий валунный, иногда крупновалунный (0,5—1 м в поперечнике). Вблизи Тебердинского конечно-моренного вала отмели преимущественно галечные, а в разрезах низкой поймы появляются песчаные осадки.

Река Теберда в отличие от р. Зеравшан течет вкрест простирания тектонических структур. Верхняя часть трога в районе Домбайской поляны отсечена разломом и возвышается над плоской поймой нижележащего отрезка долины в виде сильно размытого прорезанного рекой уступа высотой 30—40 м. Во время существования крупных ледников, занимавших значительную часть трога, этот уступ представлял собой типичный ригель. В настоящее время на поверхность Домбайской поляны опирается обширный крутопадающий валунно-глыбовый конус р. Аманауз, имеющей ледниковое питание. Конус состоит из целого ряда прислоенных друг к другу или вложенных голоценовых и, возможно, верхнеплейстоценовых генераций.

Троговая часть кубанской долины (р. Уллукам) по сравнению с аналогичными участками зеравшанской и тебердинской долин в качестве характерного примера менее представительна, так как интересующие нас явления имеют здесь более скромные масштабы.

Но процессы, формирующие современный горный аллювий, имеют принципиально тот же характер. На образование аллювия в верховьях р. Уллукам большое влияние оказывает чередование ригелей и межригельных понижений. В пределах ригелей река обычно течет единым руслом, врезаемым в скальные породы, и создает глыбовые, крупновалунные отложения однорукавных русел. В межригельных понижениях река дробится на рукава, и здесь накапливается преимущественно галечный, реже валунно-галечный аллювий разветвленных русел. Непосредственно перед ригелями, как перед природными плотинами, отлагаются осадки фации подпруживания, за ними — фации природных экранов.

Сходные условия накопления аллювия наблюдаются в долинах ледниковой зоны Южного Таджикистана — по рекам Пяндж, Гарм, Ванч, Язгулем, Сельдара, текущим подобно Зеравшану по простиранию тектонических структур. Здесь так же, как на р. Зеравшан, ледники открываются непосредственно в пределы трогов последнего оледенения. Однако типично троговые условия формирования аллювия сохраняются на сравнительно коротких расстояниях.

В троговой части долины р. Пяндж (выше к. Шитхарв) обращает на себя внимание накопление во внутренней зоне проточно-островной поймы почти сплошного покрова песков, которые в результате эоловой переработки образуют песчаные гряды и бугры высотой до 3—5 м.

В долинах Северного Таджикистана и Юго-Западной Киргизии, ориентированных вкрест простирания структур (Акбура, Сох, Исфара и др.), троговые участки очень короткие и троговый аллювий редко представлен достаточно типично.

Реки второй группы не могут полностью переработать ледниковые и гравитационные отложения, выполняющие троговую долину, и формируют аллювий только в пределах своего узкого русла. Аллювий этих бурных, обычно текущих единым руслом потоков представлен хорошо окатанным валунником и галечниками, накопившимися в процессе переотложения моренных образований. Окатка глыбово-щебнистого материала происходит очень быстро и на коротких расстояниях. Хотя реки этого типа и несут большое количество взвешенных наносов, пески и мелкозем большей частью здесь не задерживаются и выносятся вниз по течению.

Характерным примером рек такого типа может служить р. Цейдон (Центральный Кавказ) на участке, где она прорывается через моренные гряды последних стадий отступления Цейского ледника. После выхода из ледникового грота река течет единым бурным потоком, но уже в 0,5—0,8 км от него появляются рукава и протоки. Деятельное русло р. Цейдон вреzano в неровную прихотливо-бугристую поверхность, образованную многочисленными обвальными осипными конусами и грядами морен. На отдельных участках этого отрезка долины р. Цейдон встречается зарождающаяся

низкая пойма, как правило, плохо оформленная и неясно выраженная. Высота ее поверхности над урезом реки обычно не превышает 1,0—1,5 м при ширине от нескольких десятков метров до 0,1—0,2 км. Русло р. Цейдон в плане близко к прямолинейному. Поток, располагающийся в нем, многоводен и стремителен. Ширина русла реки не превышает 2—3 м. Побочные русла и рукава выражены нечетко и прихотливо изогнуты в плане. Потоки, использующие их, маловодны, скорости их течения невелики. Распределение обломочного материала в русле реки находится в полном соответствии со скоростями движения водного потока. Крупные валуны и глыбы располагаются в основном вдоль основного русла. Размеры глыб обычно не превышают $2 \times 3 \times 4$ м, валунов — не более $0,2 \times 0,8 \times 0,4$ м. Мелковалунный и галечный материал захороняется лишь в стороне от деятельного русла. Мелкозем, несмотря на стремительность течения, частично оседает в «теневых» зонах за крупными глыбами и валунами. Часть песка и мелкозема накапливается в побочных руслах, а также в различных понижениях. Мелкозем вымывается из морен и обвально-осыпных образований, а также сносится с поверхности Цейского ледника.

Кроме р. Цейдон многие речные системы Северного Кавказа, в верховьях которых находятся большие ледники, такие, как Чегем, Черек Безингийский, Черек Хуламский и Урух, характеризуются сходными условиями формирования современного трогового аллювия. Их трогии заняты мощными боковыми моренами, конусами выноса, среди которых в разных местах наблюдаются расширения современного русла. Здесь не река определяет положение этих расширений, а накопления иного генезиса. Боковая эрозия вынуждена приспосабливаться к условиям рельефа. Условия питания рек, объем воды, поступающий в долины в течение весенне-летне-осеннего сезона, здесь недостаточны для активного проявления боковой эрозии. Даже крупнейший на Северном Кавказе Безингийский ледник (11 км) не дает количества воды, необходимого для того, чтобы расчистить трог. Поэтому условия формирования аллювия в троговых частях этих долин в значительной степени приближаются к таковым в лежащей ниже по течению зоне теснин и ущелий. В какой-то степени это явление объясняется крутыми уклонами продольного профиля перечисленных речных систем, обусловленными новейшей тектоникой.

Реки I группы, представляющие собой мелкие водотоки с небольшими расходами, не в состоянии переработать моренный и гравитационный обломочный материал, выполняющий троговую долину. Такие реки часто текут не только по поверхности, но и внутри моренных и гравитационных отложений, образуя своеобразные подземные водотоки. Роль этих потоков сводится к окатке почти без переотложения щебня и глыб морен и осей, а также вымыванию из них мелкозернистого материала. Согласно классификации В. В. Ламакина [104], горные реки этого типа формируют перлювиальные отложения и зачаточный инстративный

аллювий. Такого рода иногда весьма значительные остаточные скопления полукатанного и слабокатанного валуно-галечного материала с большим количеством неокатанных обломков различных размеров являются переходными образованиями между собственно аллювиальными отложениями, с одной стороны, и ледниковыми, а частично и гравитационными — с другой.

Типичным примером ледниковой долины I группы является Мамисондон на Северном Кавказе. У края ледника более молодая морена наползает на более древнюю, а последняя — на обширное поле докной морены, заполняющей всю долину. Морены прорезаны истоками Мамисондона, русла которых на пересечении с моренными уступами образуют перепады. На плоских участках среди холмистого моренного рельефа нередко отлагается гравийно-щебнистый и песчано-гравийный, совершенно неокатанный материал. Ниже русло углубляется в моренные нагромождения и оказывается зажатым между огромными валунами до 3 м в диаметре и коренным бортом трога, с которого каждую весну по желобам в реку рушатся многочисленные лавины, поставляющие дополнительное количество глыб и обломков. Река обладает значительным уклоном и формирует лишь инстративные русловые отложения весьма малой мощности. Основная ее роль сводится к слабой обработке поступающего в русло глыбово-обломочного материала.

В пределах троговых долин перед конечно-моренными валами часто формируются плотинные подпрудные озера, в которых возможно отложение очень тонких осадков фации подпруживания. При современном или более древних отступаниях ледников могут формироваться озера, подпруженные «мертвым» льдом, сохранившимся под покровом моренных и гравитационных (в узких долинах) отложений. Высота этих своеобразных ледниково-моренных перемычек иногда достигает 40—50 м и более.

Таким образом, условия формирования аллювия в ледниковой зоне весьма разнообразны. Однако наиболее характерной разновидностью аллювиальных отложений, свойственной в горных сооружениях исключительно ледниковой зоне, следует считать троговый аллювий в наиболее типичном его выражении на реках III группы (Зеравшан, Теберда, Терек и т. п.).

Режим рек в крупных трогах во времени бывает различным. В меженный период реки здесь, как правило, текут единым руслом, углубляют свое ложе, переотлагают ранее образованный материал. Благодаря значительным уклонам продольного профиля реки обладают всеми особенностями типично горных — большими скоростями, сбойным характером течения, непрямолинейностью, значительной размывающей силой потока, наличием водоворотов и т. п. Однако эрозионная деятельность рек в меженное время здесь значительно менее интенсивна, чем в зоне теснин и ущелий. Об этом свидетельствует явная недогруженность потоков обломочным материалом. Реки, переотлагая собственные на-

копления, намывают пологосклонные отмели, во многом напоминая своим поведением реки предгорий. Особенно характерна такая картина для рек, не имеющих в настоящее время активного снегово-ледникового питания.

Для крупных рек с ледниками в верховьях подобный режим является кратковременным. Наиболее обычное их состояние — паводковое. Во время паводков стремительно несущиеся мутные массы воды заполняют понижения русловой зоны, целиком перекрывая многочисленные отмели, острова и косы. Характерно, что в это время сохраняется дифференциация в скоростях течения в наиболее крупных руслах и вдали от них. Для основных русел свойственно вихревое течение, очень неравномерное во времени, почти беспорядочное перемещение водных масс, появление набегающих волн, как бы перегоняющих движение потока. В пределах пространств, занятых отмелями, течение спокойное, но и здесь его скорость достигает больших величин.

Формирование аллювия в троговых долинах происходит главным образом за счет размыва морен, конусов выноса многочисленных притоков, накладывающихся непосредственно на поверхность русловых отмелей и поймы, а также гравитационных отложений. Большую роль играет переотложение собственно речных наносов. Аллювий накапливается в основном по перстративному, реже констративному типу. Инстративный аллювий формируется лишь в узких долинах рек II группы. Аккумуляция в троговых долинах происходит преимущественно на спаде паводков и в межень, а во время максимума паводков преобладает транзит наносов. Аккумулирующиеся отложения характеризуются значительным содержанием песчаного и мелкоземистого материала, отлагающегося из взвешенных наносов. По данным М. И. Ивероновой [65], в троговой части долины р. Чон-Кызылсу (северный склон хр. Терскей-Алатау) отлагается около 50% взвешенных наносов, несомых тальми ледниковыми водами. Примерно такие же соотношения характерны и для других рек.

Относительно мелкий механический состав галечников и присутствие значительных количеств гравийно-песчаного и мелкоземистого материала существенно отличают аллювий трогов от аллювия других участков горных рек. По процессам накопления и составу обломочного материала аллювий трогов сходен с аллювием предгорной зоны. Поэтому специфические отложения троговых участков горных долин предлагается выделять в качестве трогового аллювия, обладающего рядом весьма характерных особенностей. Принципиальная схема строения трогового аллювия показана на рис. 54.

В разрезах террас, расположенных в трогах древнего оледенения, троговый аллювий, как правило, выделяется достаточно четко. Как характерный пример можно привести разрез I надпойменной террасы правого притока р. Кызарт (Западная Киргизия), долина которого имеет форму типичного трога (снизу):

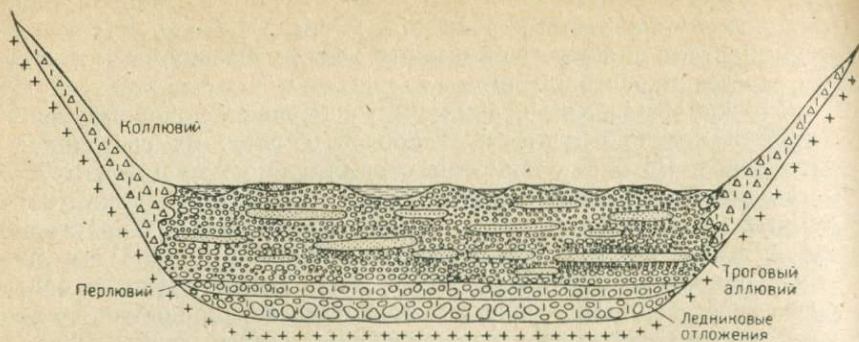


Рис. 54, Принципиальная схема строения трогового аллювия

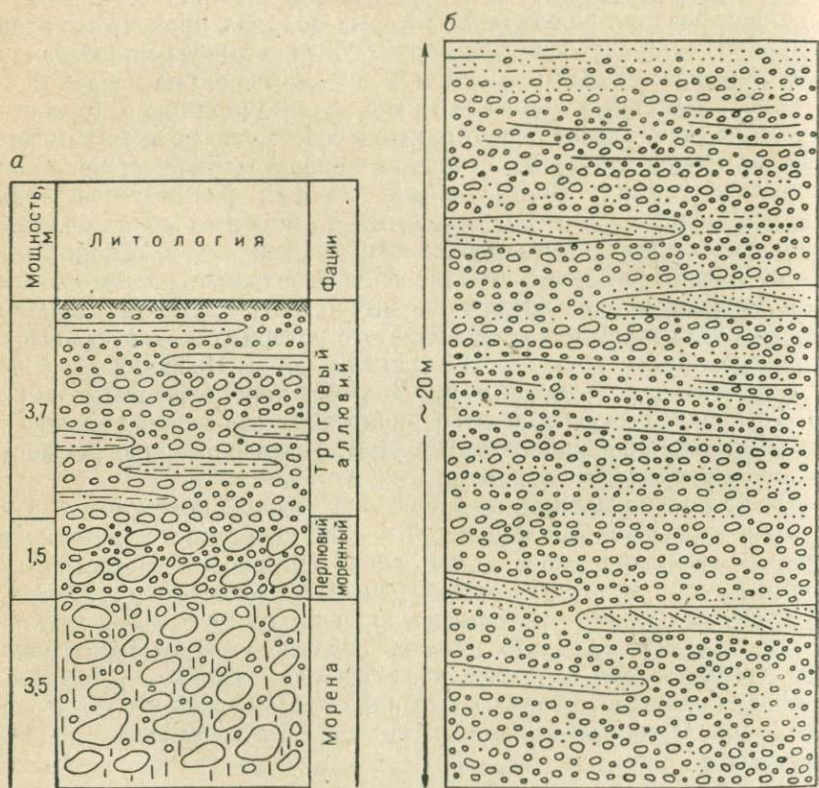


Рис. 55. Троговый аллювий в разрезах террас:

а — I террасы правого притока р. Кызарт в 2 км юго-западнее сел. Узунбулак; б — верхнеплейстоценовой террасы на левом берегу р. Мургаб ниже по течению от одноименного селения

1. Над урезом воды здесь залегают моренные отложения (рис. 55, а), представленные неокатанными и очень плохо окатанными глыбами размером от 0,2—0,3 до 2 м, пространство между которыми заполнено щебнистыми суглинками серого цвета и гравитной дресвой. Видимая мощность 3,5 м
2. Выше по неровной размытой поверхности ложатся крупные полуокатанные валуны и глыбы максимальным размером 1,2 м того же гранито-гнейсового петрографического состава, что и нижележащие моренные отложения. Однако, в отличие от последних пространство между глыбами, которые значительно лучше окатаны, вышолнено не суглинками и дресвой, а более мелкими валунами и гальками преимущественно средней окатанности. Эти отложения являются типичным моренным перлювием 1,5 м
3. Выше также по достаточно резкой границе залегают слоистые, хорошо отсортированные по крупности и окатанные галечники размером от 1—3 до 5—10 см, содержащие линзы и прослой серых супесей. Эти отложения можно отнести к троговому аллювию 3,7 м

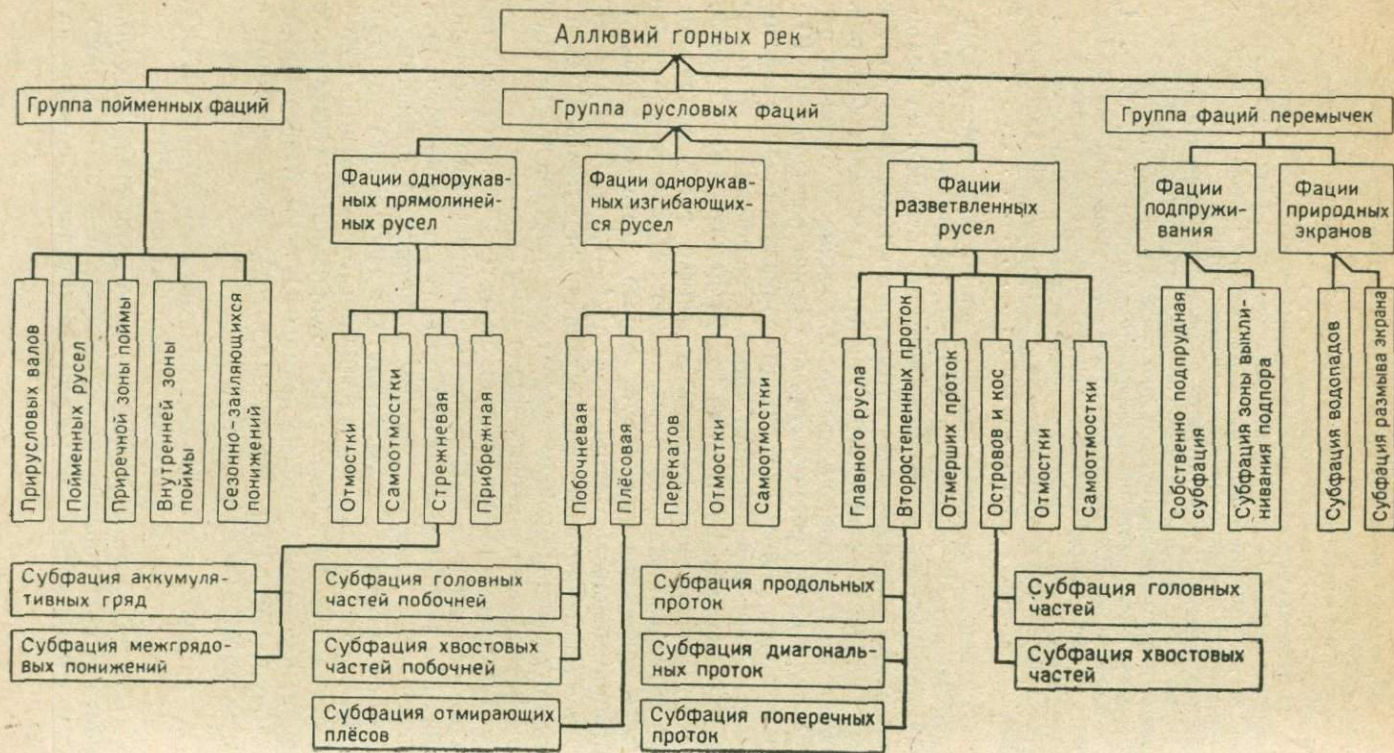
В качестве другого примера можно привести разрез верхнеплейстоценовой террасы р. Мургаб, сформировавшейся в пределах древнего трога. В 2 км ниже по течению на левом берегу в карьере обнажается очень пестрая по механическому составу, четко слоистая толща галечников гравия и песков (см. рис. 55. б). Галечники в основном мелкие и средние и только в отдельных прослоях встречаются крупные гальки размером до 10 см. Для галечников характерна четкая горизонтальная слоистость, обусловленная чередованием слоев с различной крупностью отложений мощностью от 3—5 до 15—20 см. Слоистый характер толщи также подчеркивается слоями гравия с очень пологонаклонной, почти горизонтальной слоистостью. Мелко- и среднезернистые кварц-полевошпатовые пески серого цвета образуют линзы и прослой мощностью от 5—10 см до 1—1,5 м. В песках прослеживается мелкая косая и горизонтальная слоистость. Гравий и пески являются заполняющим веществом галечников. Видимая мощность трогового аллювия около 20 м.

В заключение необходимо отметить, что для формирования трогового аллювия необходимы определенные климатические условия, при которых возможно существование достаточно крупных водотоков в древних трогах. Обширные понижения троговых долин при отсутствии крупных рек ледникового питания выполняются не аллювием, а пролювиальными, осыпными, а на больших высотах и солифлюкционными отложениями. Классическим примером являются троговые долины Юго-Восточного Памира (реки Аличур, Сары-Таш, Истык и др.), где формирования аллювия практически не происходит.

5. ОБЩАЯ СХЕМА ФАЦИАЛЬНОЙ ДИФФЕРЕНЦИАЦИИ АЛЛЮВИЯ В ГОРНОЙ ОБЛАСТИ

Как видно из изложенного выше материала, фациальная дифференциация горного аллювия обусловлена в первую очередь гидродинамическими особенностями русловых потоков, на которые

ФАЦИИ И СУБФАЦИИ ГОРНОГО АЛЛЮВИЯ



вливают многие факторы. Если формирование равнинного аллювия практически целиком зависит только от гидрологических условий, то при образовании горного аллювия большую роль играют геолого-геоморфологические особенности строения долин и, в частности, разнообразные перемычки. Поэтому в отличие от равнинного в горном аллювии выделяются не две, а три группы фаций — русловые, пойменные и перемычек, резко отличающиеся друг от друга гидродинамической обстановкой накопления и литологическим составом.

В горной области преобладающее развитие имеет русловой аллювий, фациальная дифференциация которого существенно отличается в различных типах русел (однорукавных прямолинейных, однорукавных изгибающихся и разветвленных). Не перечисляя русловые фации, показанные в табл. 4, отметим только, что изменение и усложнение гидродинамических условий формирования горного аллювия вызывают появление новых фаций, отражающих возникающие гидравлические обстановки при изгибе или разветвлении русел. Наиболее слабая фациальная дифференциация характерна для инстративного аллювия врезающихся русел, а более сложная — для перстративного и констративного аллювия. Для руслового горного аллювия свойственны фация самоотмостки, образующаяся при вымывании мелкого материала из ранее отложенных наносов, и фация отмостки, возникающая за счет привноса крупных обломков со склонов долины или из притоков.

Группа пойменных фаций в горной области имеет резко подчиненное развитие. Пойменный аллювий по сравнению с русловым дифференцирован значительно слабее. В нем выделяется только пять фаций, которые прослеживаются не на всех типах горных пойм. Так, на скелетных поймах фации приречной и внутренней зоны практически не разделяются, а на других типах пойм (побочневых и проточно-островных) их выделение нередко бывает условным. Более четко, как правило, обособляется фация пойменных русел и сезоннозакрывающихся понижений, а также редко встречающаяся фация прирусловых валов. Принципиальные схемы строения основных типов горных пойм показаны на рис. 56, а, б, в.

В группе фаций перемычек выделяются две основные фации подпруживания и природных экранов, которые подразделяются на несколько субфаций (см. табл. 4). Формирование этих фаций у различных типов перемычек существенно меняется. У струна-направляющих перемычек они развиты спорадически и, как уже указывалось, входят в состав руслового аллювия. Суживающие перемычки влияют на формирование не только руслового, но и пойменного аллювия, так как перед ними часто образуется подпруженная пойма. Перегораживающие перемычки, в особенности высокие, вызывают коренные изменения гидродинамического режима с образованием застойных зон с очень слабым круговым

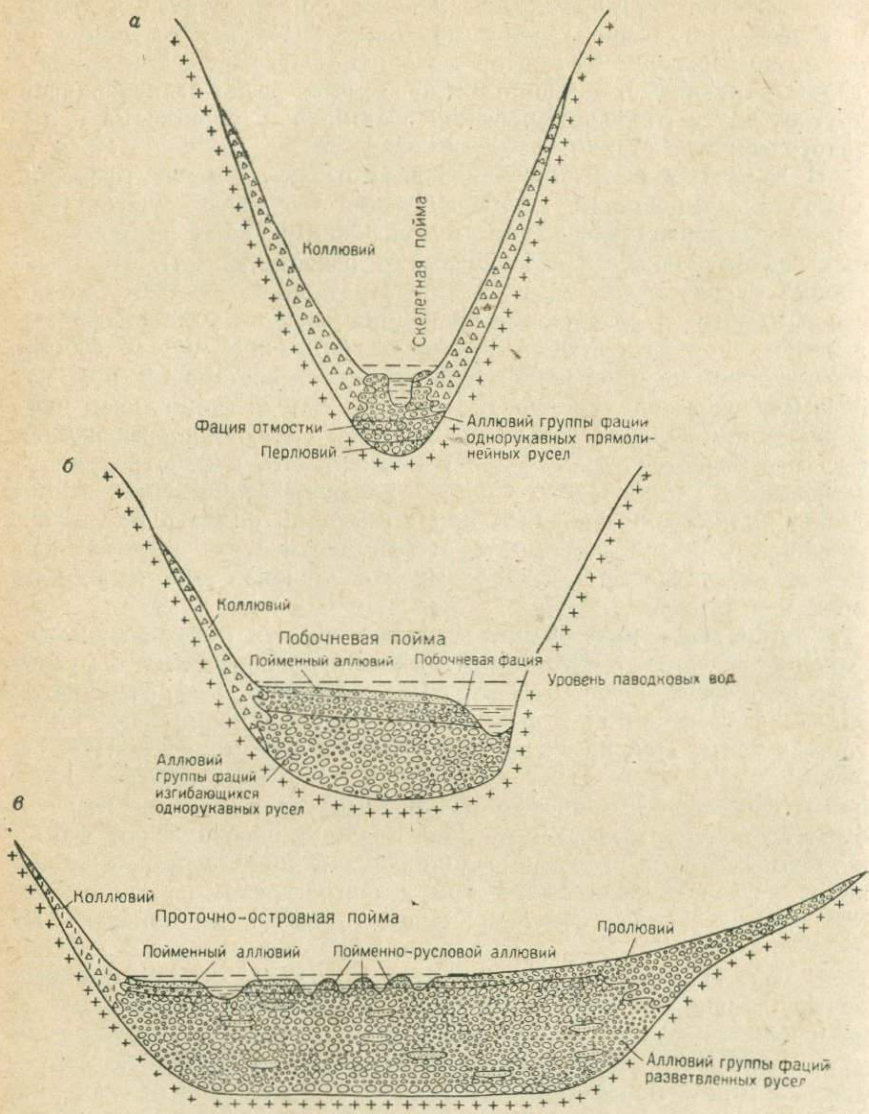


Рис. 56. Схемы строения основных типов горных пойм:
 а — скелетной; б — побочной; в — проточно-островной

или обратным течением. Только у перегораживающих перемычек фация подпруживания и реже природных экранов образует крупные самостоятельные тела, на входящие в состав руслового или пойменного аллювия.

При формировании аллювиальных свит речных террас горных рек не все фации сохраняются в геологических разрезах. Четкие границы между ними стираются и происходит своего рода их укрупнение. Так, трудноразличимыми становятся фации проток и островов, хотя в целом аллювий разветвленных русел хорошо прослеживается в разрезах горного аллювия любого возраста. Наиболее отчетливо в разрезах террас горных рек выделяются фации подпруживания, отмостки и самоотмостки, а также главного русла.

Органические остатки в горном аллювии встречаются крайне редко. В русловых фациях известны находки костей млекопитающих, а в пойменных — грызунов и наземных моллюсков. Тонкие отложения собственно подпрудной субфации часто содержат споры и пыльцу, а также другие растительные остатки.

Таким образом, выделенные группы фаций горного аллювия, хотя и имеют крайне неравнозначное развитие, отражают вполне определенные условия осадконакопления и могут быть прослежены как в современном, так и в древнем аллювии. Предлагаемая схема фациальной дифференциации (см. табл. 4) основана на принципе выделения гидродинамических обстановок его формирования. Кроме гидрологических в ряде случаев учитывалось влияние и других факторов.

ФОРМИРОВАНИЕ И СТРОЕНИЕ АЛЛЮВИЯ В ПРЕДГОРНОЙ ЗОНЕ

а. Изменение геоморфологической и гидродинамической обстановки накопления аллювия в предгорной зоне

Зона предгорий в геоморфологическом отношении более однообразна, чем горная зона. Однако условия формирования аллювия в разных ее частях неодинаковы. Различия создаются степенью новейшей тектонической подвижности того или иного района, а также, как и в других зонах, водообильностью рек. Процессы, идущие в руслах рек, реагируют не только на локальные подвижки в пределах отдельных складок или разломов, но и на движения регионального плана, унаследованные от древних эпох плейстоцена и неогена.

На первый взгляд незначительные различия в рельефе предгорий позволяют легко определять характер и направленность новейших движений для той или иной территории и заранее предвидеть особенности формирования современного аллювия. Но тектоника не является основной причиной различий в условиях формирования аллювия. Решающее значение имеют водообильность и размеры рек. В одном и том же районе предгорий совершенно разный аллювий формируется крупными транзитными реками типа Кубани, Терека, Сулака, Зеравшана и реками, верховья которых не выходят из области среднегорья (например, р. Бодрак в Крыму, реки Псекупс, Кума, Урсдон, Шура-Озень на Кавказе, реки Санзар, Бадам и др. в Средней Азии). На формирование аллювия малых рек (II группа) в очень большой степени влияют климатические особенности регионов. Так, малые реки Предкарпатъя в условиях влажного климата формируют аллювий, мало отличающийся от аллювия более крупных рек этого региона [84]. Аналогично ведут себя в этом отношении такие реки Западного Предкавказья, как Псекупс и Лаба. Но в долине Кумы, тяготеющей к засушливому Восточному Предкавказью, сочетание фаций уже иное. Тем более ясными становятся эти различия при сравнении рек Предкавказья с малыми реками Средней Азии (например, реками Копетдага).

В каждой климатической обстановке реки с различным типом питания, размерами и водообильностью, находящиеся в разных тектонических условиях, имеют существенные отличия в накоплении и строении аллювия.

Вследствие изменения геоморфологической и неотектонической обстановки при выходе из гор в зону предгорных и межгор-

ных впадин существенно меняются и гидродинамические условия формирования аллювия горных рек. Прежде всего уклоны их продольных профилей резко уменьшаются, и они переходят в полугорные реки, имеющие падение свыше 20—25 см/км для больших рек и более 50 см/км для малых [142]. В бурное состояние реки предгорной зоны, как правило, переходят только во время паводков на отдельных участках с наибольшими уклонами. Для полугорных рек характерны длинная волна половодья и частые паводки или крупные подъемы уровня в течение года. На предгорных участках в результате резкого уменьшения продольных уклонов наблюдается весьма значительное увеличение доли перемещаемых потоком донных наносов. Это вызвано тем, что часть наносов, проходившая в горной зоне с большими уклонами во взвешенном состоянии, при уменьшении уклонов переходит в состояние донного влечения [142]. Увеличение ширины долин и большое количество наносов, отлагающихся при уменьшении транспортирующей способности потоков, вызывает распластывание русла с образованием многочисленных островов и кос, разделенных рукавами и протоками.

Основными типами предгорных русел являются многорукавные, или разветвленные, а также разветленно-извилистые русла с хорошо развитыми на них перекатами, галечниковыми отмелями, осередками и т. п. Формированию проток, разделенных островами и осередками, способствуют высокие расходы и интенсивное поступление обломочного материала, а также достаточно крутые уклоны продольного профиля рек предгорной зоны [269, 251].

Кроме русловой многорукавности, обусловленной дроблением русла на относительно короткие рукава в результате обтекания потоком перемещающихся по его руслу крупных грядообразных скоплений наносов, для предгорной зоны характерна также пойменная многорукавность, образующаяся вследствие расчленения поймы сложной сетью взаимосвязанных длинных проток [143]. Большая разница в крутизне руслового и пойменного аллювия (от галечников до суглинков) приводит к неустойчивости поверхности поймы и на ней возникает сложная изменчивая система проток с постоянным занесением одних и разработкой новых.

Пойма, обычно четко подразделяющаяся на низкую и высокую, а также аккумулятивные террасы с большой мощностью аллювиальных отложений получают в долинах предгорий широкое развитие.

Большинство мелких и даже средних рек в засушливых районах при выходе на предгорные равнины образуют конусы выноса и исчезают на очень коротком расстоянии от гор. Только крупные реки типа Инда, Зеравшана, Чу, Терека, Кубани и т. п. имеют в предгорной зоне хорошо разработанные долины с четко выраженными террасами.

6. Формирование русловых фаций при осередковом типе руслового процесса

Для рек предгорий наиболее характерен осередковый тип руслового процесса с движущимися по распластанному руслу сложными системами ленточных гряд. При спаде половодья обсохший гребень гряды или переката, отрезанная коса и другие аккумулятивные образования часто представляют собой бесформенное скопление донных наносов, преграждающих путь меженному потоку и вызывающих перераспределение уклона свободной поверхности. Перед такими скоплениями образуется местный подпор воды, который вызывает отклонение речного потока в обе стороны. В соответствии с этими течениями происходит перестройка бесформенной массы песков или галечников и превращение ее в осередок. Появляются округленный приверх осередка, его расширенная часть — мидель осередка и продолговатое ухвостье. В плане осередки обычно имеют грушевидную форму. В омывающих осередки рукавах наибольшие глубины отмечаются, как правило, у миделя осередка или на участке первой трети осередка, считая от его приверха. К ухвостью осередка происходят распластывание в ширину и обмеление рукавов [1]. При достаточно длительной межени вышедшая из-под воды и обсохшая поверхность осередков получает возможность интенсивно зарастать и закрепляться. Закрепление осередков растительностью обычно начинается с появления кустарников, а потом по мере падения скоростей течения происходит накопление наилок, способствующее развитию травянистой растительности с образованием дерна. Образовавшийся растительный покров создает благоприятные условия для усиленного отложения наносов (в том числе и взвешенных) на поверхности осередков во время паводков, они могут быстро превратиться в острова.

Гидравлическая схема потока при русловом процессе осередкового типа является очень сложной. Многочисленные осередки и острова разделяют поток на отдельные, часто несхожие фрагменты. Появляются зоны местного подпора, обусловленные растущими осередками и островами, свальные течения, участки с ярко выраженными циркуляциями и т. п. Это приводит к большому разнообразию видов деформаций осередков-островов. Если расходы наносов в потоке относительно невелики и осередок-остров не создает существенного подпора на выше расположенном участке реки, его головная часть (приверх) подвергается размыву, а наносы откладываются в нижней части, образуя хорошо развитое ухвостье, сложенное наиболее мелким обломочным материалом. Одним из факторов, благоприятствующих отложению наносов в ухвостье, является возникновение циркуляционных течений в протоках, перемещающих часть наносов к середине реки и оконечности острова. В процессе роста осередков-островов создается все больший местный подпор на участке приверха, где начинается

усиленное отложение наносов. Вследствие этого транзитный расход наносов уменьшается и ухвостье острова может начать размываться. Достаточно интенсивный намыв приверха иногда наблюдается и на начальных стадиях развития осередков при наличии в потоках высокого стока влекомых наносов и их крупногрядового движения.

Осередки на предгорных участках, как правило, слагаются крупным галечниковым русловым аллювием, а большая часть взвешенных наносов проходит транзитом.

Когда поток имеет возможность перемещать большую массу поступающих наносов с достаточной интенсивностью, что характерно для предгорной зоны, осередковый тип руслового процесса может перейти в блуждание русла, т. е. в относительно беспорядочное сползание сложных систем очень подвижных гряд [142].

В поперечных сечениях дно предгорных рек часто слагается различным по величине обломочным материалом (от песчано-гравийного до крупногалечного и мелкогалечного), что обуславливает различную шероховатость русел по ширине и приводит к неравномерности продольных скоростей течения потоков. В свою очередь, взаимодействие частей потока, движущихся с различными скоростями, вследствие затрат энергии на массообмен, а также образование и перемещение вихрей в поперечном направлении, вызывает снижение пропускной способности русел до 30% от величины расхода [10]. Кроме того, на границе раздела потоков, движущихся с различной скоростью, образуется зона «свободной турбулентности», требующая определенных энергетических затрат. Однако потеря энергии на «свободную турбулентность» значительно меньше по сравнению с потерями на поперечные перемещения масс жидкости. Это явление называется кинематическим эффектом.

Следовательно, при прочих равных условиях русла с разной шероховатостью по ширине более благоприятны для аккумуляции наносов по сравнению с руслами с мало изменяющейся шероховатостью. При этом максимальные величины уменьшения пропускной способности потока пропорциональны разности шероховатостей взаимодействующих участков русла.

Влияние кинематического эффекта существенно увеличивается, если смежные потоки пересекаются под некоторым углом, что часто наблюдается в природных условиях.

В предгорных руслах с резко изменяющейся по ширине шероховатостью происходит активная аккумуляция аллювия, способствующая блужданию русел. При осередковом типе руслового процесса преобладающее развитие получают фации кос и островов, а фации разделяющих их протоков имеют подчиненное значение.

Классическим примером формирования островов и кос является р. Зеравшан в пределах Пенджикентской впадины. Здесь в много рукавном русле Зеравшана достаточно четко выделяются три основных типа кос и островов. К первому относятся наиболее низкие

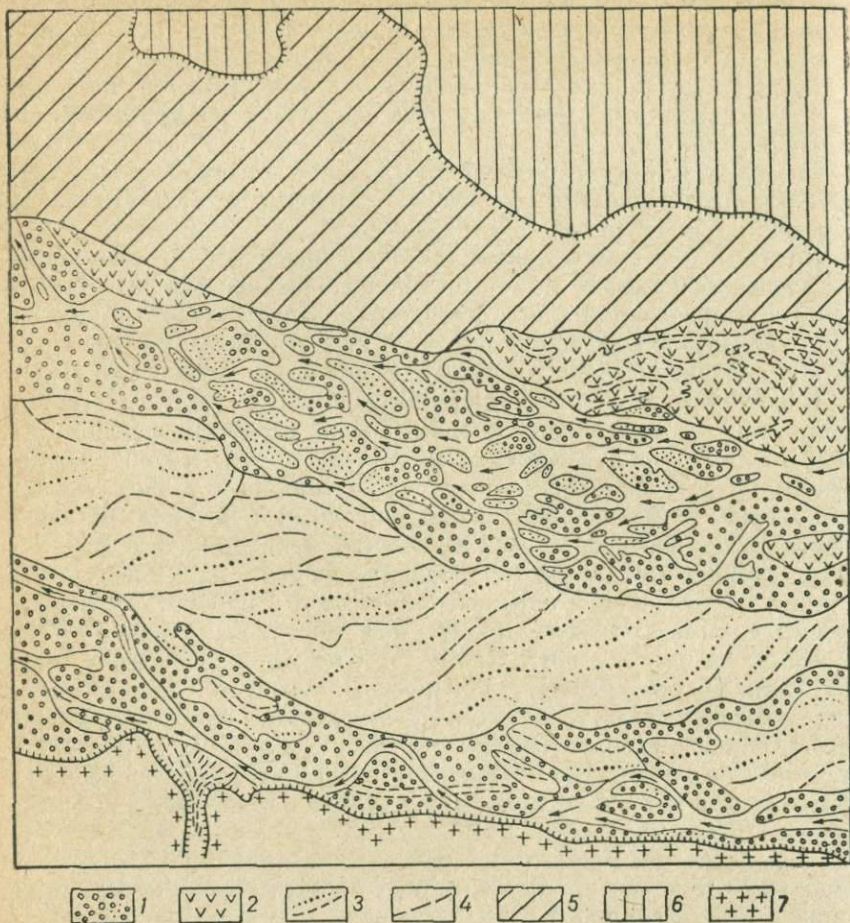


Рис. 57. Участок поймы р. Зеравшан выше г. Пенджикент.

1 — низкие активно переформирующиеся острова, косы и осередки, не укрепленные растительностью; 2 — более высокие острова и косы со слабо развитым травянистым покровом; 3 — самые высокие острова и косы, покрытые густой кустарниковой и травянистой растительностью с пологоривистым микрорельефом; 4 — отмершие протоки; 5 — высокая пойма; 6 — I надпойменная терраса; 7 — II надпойменная терраса

подвижные косы и острова, на поверхности которых не прослеживается почти никакой растительности (рис. 57). Они слагаются галечниками различной крупности вплоть до валунов 15—17 см в диаметре.

Окатанность галечников средняя, местами слабая. Форма большей частью неправильная овальная, приближающаяся к эллипсоидальной. Наиболее крупный материал прослеживается в головных частях кос и островов, а хвостовые участки слагаются песками и мелкой галькой с гравием. Острова, как правило, расчленены мелкими ветвящимися проточками со значительно более

медленным течением по сравнению с течением в крупных протоках, ограничивающих остров. На спаде паводков в этих мелких протоках отстаивается наиболее тонкий иловатый материал.

Ко второму типу относятся более высокие (с относительной высотой 30—60 см) острова и косы, покрытые слабо развитым травянистым покровом. На них прослеживаются многочисленные ложбинообразные эрозионные понижения, которые в момент наблюдения на спаде ледникового паводка были сухими. Их «свежесть» свидетельствует о том, что при более высоких расходах по ним протекала вода. В отмерших протоках наблюдается тонкопесчаный и суглинистый наилкок. В целом острова этого типа характеризуются формированием почти сплошного покрова песчано-гравийных отложений мощностью от 10 до 30—40 см, залегающих на галечниках различной крупности.

Третий тип представлен наиболее высокими островами и косами, возвышающимися на 0,7—1,1 м над урезом воды и покрытых густой кустарниковой и травянистой растительностью. Для них характерен пологоривистый микрорельеф, без четко выраженных береговых валов. На островах и косах третьего типа прослеживается выдержанный покров темных гумусированных суглинков мощностью до 20—30 см, залегающих на галечниковых или песчано-гравийных отложениях. Эти суглинки являются зачаточным пойменным аллювием.

Среди рукавов, разделяющих косы и острова всех типов, можно выделить крупные продольные протоки с самым быстрым течением, в которых перемещается и откладывается наиболее грубый валунно-галечниковый материал, и более мелкие, обычно диагональные протоки, где течение значительно замедляется и происходит отложение мелкогалечного и гравийного материала. Типичные поперечные протоки прослеживаются, как правило, только в пределах самих кос и островов. На спаде паводков они быстро отмирают и превращаются в замкнутые и полужамкнутые вытянутые водоемы, где отстаиваются самые тонкие мелкоземистые осадки.

Следует отметить, что на островах и косах наблюдается практически горизонтальное залегание галек, а для протоков, в особенности крупных, более характерно черепитчатое налегание с наклоном уплощенных галек и валунов до 5—7°.

В пределах Самаркандской впадины по сравнению с Пенджикентской строение кос и островов существенно не изменяется, за исключением постоянного уменьшения крупности галек (их размеры колеблются от 0,3—0,5 до 30—35 см) и увеличения количества песчано-гравийного материала в их хвостовых частях. На западном окончании Самаркандской впадины, у г. Каттакурган, максимальные размеры галек не превышают 10—15 см. Окатанность их очень хорошая, преобладают уплощенные гальки, но часто также встречаются яйцевидные, округлые и эллипсоидальные.

Формирование аллювия многочисленных островов и протоков значительно отличается во время паводковых и меженных расходов. При паводке предгорные потоки обладают наибольшей перемещающей способностью. Они выносят со дна мелкие частицы и выстилают его наиболее крупными обломками. Потоки имеют тенденцию к спрямлению русел и уменьшению уклонов. Плёсы интенсивно размываются, а на перекатах происходит намыв грубого материала. Так, на р. Зеравшан во время паводков отмечалось врезание русел до 1 м. На спаде паводков и в межень образовавшиеся эрозионные понижения полностью заполнялись обломочным материалом.

В межень потоки с малыми расходами в широких паводковых руслах стремятся создать свои формы с большей искривленностью. Плёсы заносятся мелким материалом, вымываемым потоками изпод крупных обломков. В целом меженные русла имеют тенденцию к накоплению наносов и увеличению уклонов. Крупность наносов, отлагающихся в меженных руслах, намного меньше по сравнению с паводковыми, что приводит к формированию слоистости в русловых отложениях, выраженной чередованием слоев с различным по размерам обломочным материалом (от мелкогалечного и гравийного меженного до крупногалечного и валунного паводочного).

На дне плёсов при паводковых расходах возможно отложение только самых грубых обломков, заносимых в межень более мелким материалом вплоть до песчано-гравийного. Так как в предгорной зоне происходит частое блуждание русел, занесенные плёсы в разрезе могут сохраниться.

Весьма часто некоторые протоки и рукава паводочного русла в межень полностью обсыхают. На самом спаде воды в неглубоких (до 0,3—0,5 м) эрозионных понижениях различной ширины, по которым происходит очень замедленный сток последних полых вод, отлагается супесчаный суглинистый и глинистый материал, заполняющий пространство между русловыми галечниками и формирующий очень маломощный покров. Следует отметить, что наиболее тонкие глинистые разности отстаиваются в вытянутых, разобщенных озерах и лужах, остающихся в русле после прекращения паводкового стока. Лужи быстро высыхают, и в сформировавшемся наилоке нередко образуются трещины усыхания. При занесении этих тонких осадков грубым материалом во время паводков в русловых галечниках могут сформироваться сильно вытянутые, но маломощные линзы и прослойки мелкоземов различного состава. Глинистое заполняющее вещество в галечниках также может накапливаться в руслах, обсыхающих в межень.

Накопление тонких светло-палевых суглинков мощностью до 10—20 см в эрозионных понижениях паводковых русел наблюдалось нами на пересыхающих притоках р. Зеравшан в Пенджикентской впадине, а в Самаркандской котловине — и в протоках р. Зеравшан.

Реки Кавказа в предгорной зоне в большинстве случаев также имеют многорукавные русла с широкими поймами и террасами. Характер строения и условия формирования аллювия здесь существенно не отличаются от таковых для рек Средней Азии, несмотря на значительные климатические различия. Приведем несколько типичных примеров.

Реки Терек и Сулак в предгорной зоне имеют многорукавное русло с большим количеством осередков, островов и кос. Наиболее повышенные головные части кос и островов обычно слагаются крупными галечниками, а в устьях и ложбинообразных понижениях отмерших протоков прослеживаются разнозернистые пески. Самые тонкие иловатые осадки отмечаются в протоках, занесенных галечниковыми наносами в головных частях и, таким образом, отсоединенных от основных продольных протоков или главного русла. Вода в эти протоки заходит с их низовых окончаний, образуя сильно вытянутые заливы-затоны со слабым обратным или круговым течением.

Река Асса (северный склон Кавказа) после выхода из гор разделяется на рукава, среди которых, однако, четко выделяется основное русло. Острова и косы слагаются галечниками с убывающей крупностью от головных к концевым частям. В оголовках нередко встречаются валуны до 30—35 см в поперечнике. В устьях кос и островов накапливаются тонкозернистые илстые пески.

Река Кубань в зоне предгорий также характеризуется преимущественно осередковым типом руслового процесса. Однако число рукавов, на которые дробится река, обычно ограничено и редко превышает 2—3.

В многорукавном русле р. Кодори у моста Сухумского шоссе на одном из многочисленных галечниковых островов длиной до 300—320 м в центральной части прослеживается отмершая протока, выполненная грубыми гравийными песками.

Таким образом, осередковый тип руслового процесса, наиболее типичный для рек предгорий, способствует интенсивной аккумуляции руслового аллювия. Для предгорной зоны наиболее характерен аллювий разветвленных русел, в котором выделяются те же фации, что и в горной зоне (кос и островов, различных протоков и т. п.). Фациальная дифференциация аллювия разветвленных русел в предгорной зоне значительно более четкая, чем в горной. Так, если в горной области плёсовая фация и в особенности субфация отмирающих плёсов для разветвленных русел не была характерна, то в предгорной зоне вследствие большей искривленности русел она довольно широко развита. В русловом аллювии предгорий чаще встречается и лучше выражена фация отмерших протоков. Крупность обломочного материала, слагающего различные фации руслового аллювия, по сравнению с материалом горной области значительно уменьшается.

в. Особенности строения проточно-островных пойм и формирование пойменного аллювия

При осередковом типе руслового процесса образуются многочисленные острова, которые, причленяясь к берегу или друг к другу, формируют проточно-островную пойму. Такой участок низкой поймы высотой до 0,4—0,5 м отмечается в Пенджикентской впадине у сел. Кумсой. Он сложен средними и крупными галечниками с отдельными валунами (отложения разветвленных русел), покрытыми разобренным покровом мощностью до 10—15 см светло-серых тонкозернистых песков, которые можно отнести к фации приречной зоны. На пойме прослеживается притеррасовая речка почти со стоячей водой, в которой отлагаются темно-серые гумусированные суглинки фации сезоннозаиляющихся понижений.

Типичных прирусловых валов на пойме выделить не удалось. Однако очень похожи на них узкие (1—3 м шириной) валуно-галечниковые гривы, разделяющие пойменные русла. Эти очень пологие невысокие гривы или увалы высотой в несколько десятков сантиметров сложены валунами и крупными галечниками без песчаного или гравийно-мелкогалечного заполнителя. Такие гривы, также сложенные наиболее крупным галечниковым материалом, отмечаются Вильямсом и Растом [274] на низкой пойме р. Донджек (приток р. Юкон). Вероятно, они представляют собой головные части кос и островов, давших каркас проточно-островной поймы. В процессе формирования отмостки максимальными паводками весь мелкий материал, заполняющий пространство между крупными обломками, был из них вымыт. Так как при более низких паводках эти участки уже не заливались, здесь не произошло вторичного занесения крупных обломков мелкими наносами. На склонах грив и увалов, а также в разделяющих их понижениях, где паводковые воды задерживались дольше и течения были слабее, в галечниках появляется заполнитель из разнозернистых песков, которые местами образуют маломощный разобренный покров. Наибольшей мощности пески достигают в отмирающих протоках, в особенности если они гидродинамически подпруживаются главным руслом. Нередко мощности песков в таких протоках достигают 0,5—0,6 м, и в них появляются тонкие (5—7 мм) прослой палео-серых тяжелых суглинков, отлагающихся в лужах при высыхании пойменных протоков в конце паводков. Пески в пойменных протоках, как правило, имеют четкий микродюнный и микрогрядовый рельеф до 10—15 см высотой. Крутые склоны, приуроченные к хвостовым частям гряд и дюн, по длинной оси ориентированы по течению. По короткой оси, перпендикулярной к течению, склоны гряд и дюн к разделяющим их мелким ложбинам также достаточно крутые. Такой микрорельеф дна свидетельствует о перемещении в небольших протоках песчаных наносов сплошным слоем волочения. Высохшая илистая корочка предохраняет пески от развеивания в период межени.

Во время паводков, особенно при их спаде, пески нередко отлагаются в прибортовых частях проток на небольших террасовидных уступах, а также в местах слияния протоков, как в ухвостье острова. В изгибающихся протоках тонкозернистые местами илистые пески накапливаются на прирусловых отмелях у выпуклого берега.

Приведенный выше пример показывает, что формирование аллювия на пойме во многом зависит от ее микрорельефа. Преимущественно проточно-островные поймы предгорий в приречной зоне характеризуются большим количеством неглубоких ложбинообразных понижений, представляющих собой отмершие протоки и рукава. Между ними располагаются почти не расчлененные плоские «водораздельные» пространства внутренней зоны поймы, имеющие слабый уклон по отношению к течению и разделяющим их понижениям.

В начале половодья паводковые воды в первую очередь затопливают пойменные ложбины, где при дальнейшем увеличении расходов устанавливается русловой режим. Во время максимума половодья реликтовые ложбины подвергаются интенсивному перестроению, нередко они заносятся, и паводковые воды разрабатывают новые эрозионные понижения. Наибольшее количество новых русел на пойме формируется во время катастрофических паводков малой обеспеченности. Они обычно не заносятся наносами и, сохраняясь в рельефе, в последующие более низкие половодья определяют ход эрозионно-аккумулятивных процессов [248].

Хотя транспортирующая способность паводковых пойменных русловых потоков значительно меньше по сравнению со способностью потоков основного русла, в пойменных руслах в виде влекомых наносов может перемещаться и откладываться довольно крупный средне- и мелкогалечный обломочный материал. Его можно отнести к пойменно-русловой фации, или фации пойменных русел.

На повышенных пространствах внутренней зоны низкой поймы гидродинамическая обстановка во время паводков значительно спокойнее таковой приречной зоны, поэтому здесь отлагаются не только влекомые, но в значительной части и взвешенные наносы, формирующие разобренный маломощный покров из мелкозернистых, нередко глинистых песков и мелкоземов. Следует отметить, что часть взвешенных наносов основных русел и второстепенных протоков при выходе на пойму переходит во влекомое состояние. На формирование покрова из мелких наносов большое влияние, как и в горной зоне, оказывает растительность. В большинстве случаев на участках поймы с густой кустарниковой и травяной растительностью откладываются супеси и суглинки, а в местах со слабо развитым растительным покровом чаще накапливаются тонко- и мелкозернистые пески.

Особенности накопления тонких осадков на поверхности поймы во многом зависят и от характера паводков, определяющих

сток и состав влекомых и взвешенных наносов. Так, например, на р. Зеравшан и многих других реках в предгорной зоне отмечаются два весенне-летних паводка, существенно отличающихся друг от друга. Первый происходит от таяния снегов в предгорьях и нижних частях горных хребтов в мае — июне. Он наступает быстро и протекает очень бурно с большими колебаниями расходов. В составе взвешенных наносов преобладают тонкие фракции в результате смыва мелкоземов с предгорий. Затем вода спадает, но через две-три недели начинается новый ледниковый паводок, продолжающийся почти до конца августа. В составе взвешенных наносов начинают преобладать мелкопесчаные частицы.

Во время весеннего паводка на залитой поверхности низкой поймы р. Зеравшан отлагаются главным образом супеси и суглинки. Частые колебания расходов способствуют переотложению наносов; переотложение наиболее интенсивно происходит на первой волне и последующих пиках половодья. На спаде весеннего паводка мелкоземистый материал в небольших количествах накапливается и в пойменных протоках.

В ледниковый паводок с гораздо более устойчивыми расходами на пойме, особенно в ее приречной зоне, устанавливается слабо изменяющийся гидродинамический режим и отлагаются преимущественно мелко- и тонкозернистые пески из взвешенных и частично влекомых наносов, богатых песчаными фракциями.

В пойменных протоках во время весеннего паводка, в особенности в периоды пиков максимальных расходов, происходит активное перемещение крупных, в основном галечниковых влекомых наносов, сопровождающееся интенсивными русловыми реформированиями. При уменьшении расходов начинается энергичная аккумуляция галечников различной крупности. На спаде весеннего половодья галечники заиляются мелкоземом, который иногда даже образует разобщенный покров с наибольшей мощностью в отрицательных формах микрорельефа русла.

Во время летнего ледникового паводка гидродинамический режим пойменных проток значительно более устойчив, что приводит к лучшей сортировке аллювия и самоотмостке русла наиболее крупными обломками. На окончательном спаде паводка в руслах также нередко образуется маломощный разобщенный покров, но уже, как правило, не из мелкоземов, а из мелкопесчаных отложений.

При новом паводке отложившийся покров мелкоземистых или песчаных отложений может быть полностью размыв и замещен галечниками. Но довольно часто галечники перекрывают пески, супеси и суглинки, и отложения пойменно-русловой фации приобретают слоистое строение. Современные наносы паводковых пойменных русел р. Зеравшан в пределах Самаркандской впадины, вскрытые шурфами на глубину до 1,5—1,7 м, представлены закономерно чередующимися слоями галечников различной крупности и песков, реже супесей и суглинков.

На притоках Роны реках Дюранс и Ардеш в предгорной зоне Д. Дугласом [246] наблюдалось формирование пойменно-русловых отложений, представленных на низкой пойме р. Дюранс чередованием слоев меженных суглинков и паводковых галечников, а на р. Ардеш — толщей чередующихся между собой слоев гравийных грубозернистых песков, отлагающихся при максимальных расходах, с тонкозернистыми сильно глинистыми песками, накапливающимися после спада воды.

Необходимо отметить, что мощность мелкозернистых отложений очень часто зависит от ширины пойменных паводочных русел. В широких руслах поймы р. Зеравшан в Самаркандской впадине наблюдаются примерно одинаковые мощности галечников и мелкозернистых отложений, а в ряде случаев последние даже преобладают. В то же время в узких пойменных руслах мелкозернистые отложения или вообще отсутствуют, или их мощности не превышают 5—10 см, тогда как мощности галечников достигают 50—60 см. Крупность галечников в узких руслах обычно увеличивается по сравнению с галечниками более широких русел. Вероятно, это вызвано тем, что при увеличении ширины русла паводковый поток расплывается, течения в нем замедляются и транспортирующая способность существенно уменьшается. Поэтому в широких пойменных руслах песчаный и мелкозернистый материал начинает отлагаться в начале спада паводковых вод, тогда как в узких протоках отложение может происходить только в самом конце половодья.

Строение отложений пойменно-русловой фации зависит также от ориентировки пойменных протоков по отношению к основному направлению течения. При прочих равных условиях в продольных протоках, совпадающих с направлением главного русла, обычно отлагается более грубый обломочный материал по сравнению с материалом диагональных и особенно поперечных протоков.

На наиболее широких участках поймы обычно за крупными выступами и останцами более древних террас в широких слабо выраженных периодически затопляемых впадинах, как правило, заболоченных с отдельными замкнутыми или сообщающимися западинами, откладываются наиболее тонкие, часто иловатые осадки, которые в первом приближении можно считать аналогом фации вторичных водоемов поймы, выделенной Е. В. Шанцером [216] в аллювии равнинных рек умеренного пояса. Кроме того, наиболее тонкие взвешенные наносы отлагаются в отмерших протоках, где гидродинамическая обстановка в какой-то мере приближается к старичной. Отмирают протоки в результате заноса их головных частей обломочным материалом; в начальной стадии отмирания они представляют собой сильно вытянутые бухты-затоны, в которые вода при спаде паводков попадает против направления основного течения. Поэтому в них прослеживается очень медленное, большей частью круговое течение. Затем заносится и низовое окончание протоки, и из полуотшнурованной она превращается

в полностью отмершую. После окончания паводков отмершие и полуотшнурованные протоки становятся пересыхающими озерами и лужами, в которых отстает наиболее тонкий глинистый материал, при высыхании образующий таковыидную отдельность.

Разрезы отмерших проток, как правило, характеризуются постепенным уменьшением крупности обломочного материала от галечников в основании до супесей и суглинков в верхних частях разреза. Эта весьма характерная закономерность строения отложений фации отмерших пойменных русел прослеживается на многих многорукавных реках в зоне предгорий различных климатических областей. Так, она отмечается Д. Дугласом [246] на притоках *Роны* реках *Дюранс* и *Ардеш*, а П. Вильямсом и Б. Растром [274] на притоке *Юкона* р. *Донджек*.

На повышенных «водораздельных» пространствах внутренней зоны низкой поймы в период максимума весеннего паводка отлагаются влекомые наносы преимущественно песчаного состава. На его спаде начинается отложение супесей и суглинков из взвешенных наносов. Во время летнего ледникового паводка далеко не все участки внутренней зоны покрываются водой, в то время как приречная зона обычно залита водой. В последней устанавливается русловой режим и отлагаются пески различной крупности главным образом за счет влекомых, но частично и взвешенных наносов. Катастрофические паводки малой обеспеченности могут создать бурный гидродинамический режим на всей поверхности поймы, где сможет происходить накопление даже грубых галечниковых влекомых наносов.

Некоторые представления о скорости и возможных масштабах накопления наносов в различного рода отрицательных формах (в особенности протоках) рельефа предгорных пойм могут дать данные по аккумуляции наносов в карьерных разработках на пойме р. *Чирчик* [35]. Участок карьерных разработок в створе сел. *Куймок* после паводка 1965 г. оказался полностью занесенным, причем максимальная мощность отложившихся наносов достигла 2,4 м. Нижние слои отложений представлены в основном мелкими частицами песка и ила, верхние — крупнозернистыми песками и гравием. Такое строение связано с тем, что в начале паводка при относительно небольших расходах в залитых карьерах преобладала застойная гидродинамическая обстановка и отлагалось значительное количество взвешенных наносов. По мере нарастания паводка в них образовался русловой режим и стали накапливаться уже только влекомые наносы. Критической фракцией последней стадии занесения являлись частицы размером более 3 мм. Более мелкие фракции перемещались потоком и выносились вниз по течению.

Проточно-островные поймы имеют широкое распространение в предгорной зоне, и формирование слагающего их аллювия мало чем отличается от разобранных выше на р. *Зеравшан*. Приведем несколько характерных примеров.

Река Талас в предгорной зоне имеет широкую проточно-островную пойму, заросшую кустарниками и деревьями. На низком уровне поймы грубые галечниковые отложения фаций многорукавных русел перекрываются песчаным и супесчаным покровом пойменных отложений мощностью до 15—20 см, формированию которого способствует густая растительность. На пойме много притеррасовых речек, часто меандрирующих и всегда с более медленным течением, чем в основных протоках и главном русле. В паводок в них откладываются сравнительно мелкие галечники, а в межень они отмирают и играют роль стариц, в которых отстаивается самый тонкий материал, образующий наилок небольшой мощности. На пойме местами наблюдается наложение слоистых пролювиальных суглинков мощностью до 0,5—0,6 м на пойменные и русловые отложения.

Обширная подпруженная пойма, целиком заросшая кустарниками, прослеживается на р. Талас между селениями Арал и Чат-базар. Она слагается валунно-галечниковыми русловыми отложениями, покрытыми сплошным покровом темных гумусированных суглинков мощностью до 40—50 см, местами переходящих в торф. Торфянистые суглинки образовались в результате подпруживания поднятием гор Ортотау, которое р. Талас пересекает узкой antecedентной долиной. Выше по течению вне зоны воздействия подпора мощность пойменных отложений сокращается до 20—30 см и они представлены тонкозернистыми серыми песками и легкими супесями без гумусированных прослоев.

Низкая пойма р. Ассы имеет четко выраженное двучленное строение: нижняя часть, сложенная галечниками, выше на их волнистой поверхности залегают супеси мощностью до 0,5—0,8 м. Мощности супесей имеют прямую связь с микрорельефом поверхности галечников и резко сокращаются на валобразных повышениях, возможно представляющих древние прирусловые валы. У сел. Гражданского-2 в долине р. Кумы прослеживается обширная низкая пойма, достигающая в ширину 250—300 м и в высоту 0,5—0,8 м. Она в нижней части слагается русловыми мелкими и средними галечниками, а в верхней — темно-серыми неясно-слоистыми суглинками.

Таким образом, фациальная дифференциация пойменного аллювия в предгорной зоне по сравнению с горной областью выражена значительно лучше. Фации приречной и внутренней зоны поймы имеют четкие отличия. Хорошо представлены фации пойменных русел и сезоннозаливающихся понижений. Мощность пойменного покрова увеличивается весьма значительно.

Изменение условий осадконакопления на высокой пойме и основные отличия ее строения от низкой поймы. Строение высокой поймы существенно отличается от строения низкой присутствием более мощного и обычно сплошного покрова мелкоземистых отложений пойменного аллювия. Это несомненно связано со специфическими условиями накопления аллювия на поверхности высокой

поймы [203]. Так, например, на р. Зеравшан в предгорной зоне (Самаркандская впадина) высокая пойма несет сплошной чехол мелкоземистых пойменных отложений мощностью от 0,5 до 2—3 м, покрывающих русловые галечники. Во многих местах пойменные отложения представлены тонкими горизонтально-слоистыми, часто иловатыми суглинками и супесями, иногда с линзами и прослоями темных глин, богатых органическим веществом. Эти осадки почти всегда приурочены к значительным по площади, но неглубоким понижениям неправильных очертаний и другим отрицательным реликтовым формам рельефа высокой поймы, которые часто заболочены. Как и на низкой пойме, эти отложения можно отнести к фации пойменных водоемов.

На поверхности высокой поймы, как правило, многочисленные русловые понижения, весьма характерные для низкой поймы, отсутствуют или очень слабо выражены. Поэтому на высокой пойме практически пойменно-русловая фация, широко развитая на низкой пойме, не формируется.

Во время максимальных паводков, обычно малой обеспеченности, когда и высокая пойма заливается водой, на ней, как правило, господствует спокойный гидродинамический режим с весьма слабыми течениями. Поэтому на ее поверхности отлагаются только тонковзвешенные наносы. Грубые влекомые наносы сюда, как правило, не поступают.

На р. Зеравшан в строении чехла мелкоземистых отложений высокой поймы наряду с обычными супесями и суглинками принимают участие и их лёссовидные разновидности, отличающиеся более высокой пористостью, белесоватой окраской и большим содержанием известковистых конкреций. Лёссовидные суглинки и супеси, залегающие на обычных мелкоземах, протягиваются неширокой (до 5—6 км) полосой вдоль правого берега современной долины р. Зеравшан. Минеральный состав, а также постепенное увеличение крупности обломочных частиц по направлению к правому склону долины (горы Гобдунтау) свидетельствуют о том, что эти породы являются пролювиальными отложениями периферических частей конусов выноса, наложенных на поверхность высокой поймы. Привнос большого количества мелкоземистого материала пролювиального генезиса во многом способствовал формированию более мощного чехла супесей и суглинков на высокой пойме по сравнению с низкой. Так как высокая пойма заливается только во время наиболее крупных паводков, в длительные перерывы между ними на ее поверхности возможно накопление пролювиальных мелкоземов значительной мощности. Во время половодий они могут быть размывы лишь частично, тогда как на низкой пойме поступающий пролювиальный материал полностью размывается и выносится. Поэтому во время паводков размывую поверхность мелкоземистых отложений перекрывают супеси и суглинки, реже пески и гравий, которые отличаются от пролювиальных минеральным, а также часто и градулометрическим составом.

В процессе перехода высокой поймы в надпойменную террасу в связи с увеличением ее высоты размыв мелкоземистых пролювиальных отложений во время паводков постепенно уменьшается, и они вместе с аллювиальными пойменными мелкоземами могут образовать довольно большой покров. Мощность его и после превращения поймы в I террасу будет постепенно увеличиваться за счет привноса тонкого пролювиального, делювиального и золотого материала.

Вместе с пролювием на поверхность высокой поймы и террас с прилегающих возвышенностей привносятся карбонатные и гипсовые растворы. Предгорья нередко сложены красноцветными соленосными и гипсоносными мезозой-кайнозойскими отложениями, что способствует обогащению вод поверхностного и подземного стока сульфатами и карбонатами. Карбонатные воды, попадая с гор в более теплые и сухие районы, теряют углекислоту и осаждают карбонаты, цементирующие аллювиальные отложения.

В Самаркандской впадине в накоплениях современных осадков на поверхности высокой поймы большую роль играет арычная сеть. Мутные воды р. Зеравшан, содержащие большое количество взвешенных наносов, попадая в многочисленные арыки с очень медленным спокойным течением, которое на участках мелких водозаборных плотин временами вообще отсутствует, постепенно отстаиваются, откладывая почти весь взвешенный материал. При этом в головных частях арыков отлагаются более грубые осадки, как правило, тонкозернистые пески и супеси, а в концевых, в особенности на подпруженных участках водозаборных сооружений, накапливаются более тонкие наносы, представленные суглинками, часто иловатыми и значительно реже супесями. Большое влияние на отложение наносов арычной сетью оказывает микрорельеф поймы. В широко распространенных на ее поверхности обширных и мелких сравнительно неглубоких понижениях рельефа скорость течения резко ослабевает, часто происходят разливы, в особенности во время паводков, и местность, как правило, заболачивается. Для борьбы с потерей арычных вод в таких местах возводятся небольшие заградительные дамбы, но они во время паводков нередко прорываются. Из-за быстрого заиления арыки очень часто приходится расчищать, так как количество отложенных наносов может быть настолько велико, что арычный поток может выйти из берегов и проложить себе новое русло по естественному уклону местности. Такие случаи нередко наблюдаются на заброшенных арыках.

Интересные исследования ирригационных наносов Самаркандского оазиса были проведены В. А. Молодцовым [127]. Они показали, что содержание взвешенных наносов, которые несет р. Зеравшан и магистральные каналы (Даргом и др.), постепенно уменьшается от 3,24 до 1,31—1,2 г/л в выводной борозде (ок-арык), и их механический состав становится тяжелее. Так, в ок-арыках количество частиц меньше 0,01 мм достигает 74%, а в магистральных

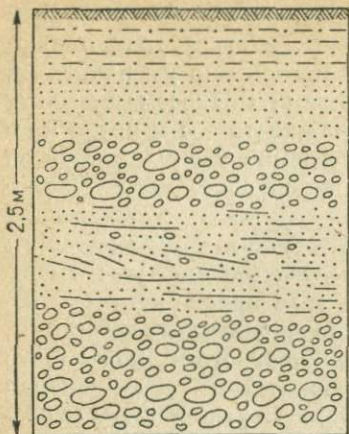


Рис. 58. Разрез высокой поймы р. Зеравшан на северной окраине р. Пенджикент

каналах уменьшается до 45%. Несмотря на значительное осаждение наносов в каналах, на поля ежегодно приносится 10,8—17,9 т взвесей, что дает прирост пахотного слоя на 0,8—1,3 мм/год. За 150—200 лет может накопиться слой отложений мощностью до 20 см. Присутствие в ирригационных отложениях, в особенности на староорошаемых почвах, значительного количества (до 13%) частиц более 0,25 мм, не встречающихся во взвешенных наносах ок-арыков, свидетельствует о выносе на поля также и влекомых наносов.

Арычная сеть существует в Самаркандском оазисе с самых древних исторических времен, она играет весьма заметную роль в накоплении пойменных отложений.

Описанные процессы формирования высокой и низкой пойм подтверждаются их разрезами как на р. Зеравшан, так и на других реках. На р. Зеравшан весьма характерный разрез высокой поймы прослеживается у северной окраины г. Пенджикент. Здесь над урезом воды обнажаются средние и крупные галечники (рис. 58), большей частью наклоненные короткой осью по течению. Встречаются и беспорядочно ориентированные гальки. Выше залегают зеленовато-серые пески средне- и мелкозернистые кварц-полеовишпатовые с содержанием цветных минералов. В песках прослеживается горизонтальная, а местами пологонаклонная слоистость. Они перекрываются мелкими и средними галечниками, по составу аналогичными находящимся в основании разреза. Вверх и вниз по течению на коротком расстоянии (20—30 м) галечники выклиниваются, замещаясь песками. Выше залегают зеленовато-серые тонкозернистые глинистые неслоистые пески, вверх по разрезу постепенно переходящие в легкие супеси.

Галечники основания разреза, среди которых местами отмечаются валуны до 20—25 см в поперечнике, относятся к фации основных русел. Вышележащие более мелкие галечники, выклини-

вающиеся и вновь появляющиеся выше и ниже по течению, представляют собой отложения пойменных русел. Более грубые пески, залегающие между галечниками, вероятно, отлагались на низкой пойме, а тонкозернистые пески и супеси — при переходе низкой поймы в высокую и на поверхности последней.

Реки Кавказа в предгорной зоне в большинстве случаев также имеют многорукавные русла с широкими поймами и террасами. Характер строения и условия формирования аллювия здесь, несмотря на значительные климатические различия, существенно не отличаются от таковых для рек Средней Азии. Приведем несколько примеров. Реки Терек и Сулак в предгорной зоне имеют многорукавное русло с большим количеством осередков, островов и кос. Наиболее повышенные головные части кос и островов обычно слагаются крупными галечниками, а в ухвостьях и ложбинообразных понижениях отмерших протоков прослеживаются разнозернистые пески. Наиболее тонкие иловатые осадки отмечаются в протоках, занесенных галечниковыми наносами в головных частях и отсоединенных от основных продольных протоков или главного русла. Вода в эти протоки заходит с их низовых окончаний, образуя сильно вытянутые заливы-затоны со слабым обратным или круговым течением.

Типичный разрез предгорной поймы можно наблюдать на р. Терек, в 4 км восточнее сел. Озерного. Над низким уровнем поймы в основании уступа высокой поймы высотой около 2 м залегают средние и мелкие галечники с грубозернистыми песками темно-серого цвета видимой мощностью 1,1 м. Это типичные фации разветвленных русел. Выше по резкой неровной границе лежат тонкозернистые сильно глинистые пески с неясной горизонтальной слоистостью мощностью 30—35 см, представляющие собой отложения низкой поймы. Вверх по разрезу они постепенно переходят в легкие серые рыхлые слабо пористые, почти неслоистые супеси мощностью около 40 см. Разрез венчается торфянистой коричневатой почвой с большим количеством растительных остатков. Верхние два слоя отложились на высокой пойме.

Река Аксай (Восточное Предкавказье) после выхода из гор у сел. Хаммад-Юрт течет несколькими рукавами, разделенными крупными островами, сложенными валунами и галечниками с убывающей крупностью от верховых к низовым частям. Ухвостья нередко слагаются гравийными песками с мелкой галькой. Низкая пойма высотой до 40—50 см очень широкая и также целиком слагается галечниками разных размеров. Валуны, как правило, отсутствуют. Высокая пойма, имеющая высоту 1,5 м, несет сплошной суглинистый покров мощностью 50—60 см. Несколько ниже по течению (у сел. Аксай) на низкой пойме появляется сплошной покров мелкозернистых глинистых песков мощностью 20—30 см.

У сел. Канглы высокая пойма р. Кумы характеризуется трехчленным строением. Над урезом воды обнажаются мелкие

галечники русловых фаций, перекрываемые горизонтально-слоистыми мелкозернистыми песками, отложившимися на низкой пойме. Выше по резкой границе залегают слои из чередующихся между собой темных и светлых суглинков, в нижней части с пологоволнистой, а в верхней — горизонтальной слоистостью. Суглинки накапливались на высокой пойме, причем в начале формирования поток их нес по поверхности поймы, что и вызвало волнистую слоистость.

Ниже по течению, в районе сел. Александрийского, высокая пойма р. Кумы, заросшая густой кустарниковой растительностью, в нижней части слагается русловыми галечниками видимой мощностью до 0,8—1 м. Над ними по резкой волнистой границе залегают кварцевые желтовато-серые тонкозернистые хорошо отсортированные, местами ожелезненные пески с тонкой горизонтальной слоистостью. Мощность песков, представляющих собой типичные отложения низкой поймы, — 1,5—1,7 м. Разрез заканчивается неясно слоистыми и легкими песчаными суглинками мощностью до 0,7 м, отлагавшимися на высокой пойме.

Для рек предгорной зоны Карпат (Днистр и его правые притоки), по данным В. П. Палиенко [136], характерны многорукавные русла и островные поймы. В разрезах пойм здесь преобладает русловой аллювий мощностью до 5—9 м, сложенный преимущественно галечно-валунными и крупногалечными отложениями. Мощность же пойменных отложений не превышает 1—2 м. Они представлены переслаивающимися супесями, суглинками и песками с включением гравийного и мелкогалечного материала в виде прослоев и небольших линз. В разрезах высокой поймы встречаются также аллювиально-пролювиальные отложения, образующие в толще аллювия линзы слабоокатанного и хуже, чем аллювий, отсортированного материала, отлагающегося вблизи конусов выноса оврагов, открывающихся на пойму.

г. Особенности формирования предгорного аллювия на мелких реках II группы

Основные особенности формирования аллювия более мелких рек II группы в предгорной зоне можно наблюдать на р. Бадам выше г. Чимкент, а также и на других реках. В пределах многорукавного русла р. Бадам, достигающего в ширину 80—100 м, довольно четко выделяются отложения основного русла, многочисленных кос и островов, второстепенных продольных и поперечных проток, а также отмерших «слезых» проток, являющихся своеобразными природными отстойниками.

Главное русло глубиной до 1—1,5 м характеризуется наиболее быстрым течением и максимальной транспортирующей способностью. Его дно слагается галечниками размером 8—12 см, которые можно отнести к фации основных русел. Они перемещаются преимущественно только в максимум половодья. Галечники не-

сколько уменьшаются в размерах от центральной части русла к его берегам.

Во второстепенных протоках вода обычно не такая мутная, как в главном русле, и течение в них значительно слабее. Глубины проток редко превышают 0,5—0,7 м. Дно их сложено галечниками размером от 1—2 до 5—7 см. Крупность галечников обычно прямо пропорциональна величине протоки. В мелких поперечных и диагональных протоках на спаде паводков отлагается также гравийный, песчаный, а иногда и мелкоземистый материал в небольшом количестве.

При уменьшении расходов воды на спаде половодья некоторые головные части проток могут быть занесены, и вода, выходя из главного русла, проследивается только в их низовых участках, где образуются своеобразные мелкие затоны-отстойники (рис. 59, а) глубиной в первые десятки сантиметров. Часть воды в эти отстойники «слепых» или полуотшнурованных проток попадает и за счет подземного руслового стока. По данным Д. Дугласа [246], на границе таких затонов и главного русла, как правило, формируется медленный вертикальный водоворот, который заносит в затон тонкий взвешенный материал. Течение в затолах практически отсутствует, а на дне отлагаются тонкие осадки мощностью 40—50 см. Кроме отстойников в виде миниатюрных затонов в низовьях проток иногда также отмечаются значительные ответвления, отшнурованные от основного русла (в начале или в конце) невысоким (до 0,5 м) галечниковым береговым валом (см. рис. 59, б). Береговой вал как своеобразная природная дамба перегораживает протоку, и перед ним образуется мелкий водоем неправильных очертаний, где накапливаются тонкие горизонтально-слоистые илстые осадки мощностью до 30—35 см.

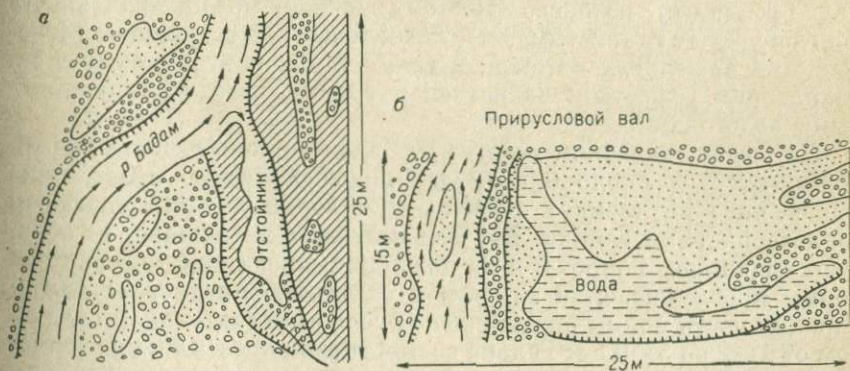


Рис. 59. Отстойники тонкого материала на низкой пойме р. Бадам:

а — затон из отмершей протоки, сообщаемой с основным руслом; б — затон, ограниченный прирусловым валом

В тех случаях, когда протока отшнурована от главного русла с низового конца (в месте ее впадения в основное русло), а верхний с ним соединяется, на верховом участке после отхода протоки в межень откладываются пески, а ниже по течению, в центральной и низовой частях, где течение уже практически отсутствует, накапливаются суглинки с горизонтальной слоистостью. В других крупных отмерших, отшнурованных протоках, часто заросших осокой и травяной растительностью, также отлагается сильно гумусированный ил во влажном состоянии черного цвета мощностью до 35—40 см. С поверхности он обычно коричневато-бурый за счет ожелезнения.

В паводок мелкоземистые отложения, накопившиеся во второстепенных протоках, обычно перекрываются галечниками.

Косы и острова имеют большей частью микроувалистую поверхность и расчленены многочисленными мелкими ложбинами глубиной до 20—30 см. Наиболее низкие косы и острова, примыкающие к главному руслу, целиком слагаются галечниками с убывающей крупностью от основных к хвостовым частям. Более высокие и удаленные от основного русла косы и острова, испытывающие меньшее воздействие руслового потока, кроме галечников слагаются также песками и суглинками, которые являются заполняющим веществом и образуют самостоятельные скопления в их хвостовых частях.

В паводочном русле р. Бадам после спада половодья на поверхности кос и островов, а также в разделяющих их протоках отлагается глинистый наилкок в виде сплошного тонкого покрова мощностью до 1—2 см и более. Отдельные валуны и гальки также обволакиваются тонкой (до 1—2 мм) глинистой пленкой. При последующих паводках тонкий наилкок обычно смывается, но часть мелкоземистых частиц сохраняется между гальками, образуя глинистый цемент. Наиболее ярко этот процесс происходит в долинах временных потоков. Поэтому можно предположить, что конгломераты с глинистым цементом большей частью являются отложениями временных потоков, а галечники и конгломераты с заполняющим веществом из песков и гравия отлагались постоянными водотоками.

На рассматриваемом участке р. Бадам широко развита низкая пойма высотой около 0,5 м. Она большей частью имеет четко выраженное двучленное строение. Ее верхняя часть слагается тонкозернистыми глинистыми песками, которые, однако, не образуют сплошного покрова, и на ложбинно-западинной поверхности поймы прослеживаются «языки» и отдельные пятна галечников. Нижняя часть поймы представлена русловыми галечниками размером от 1—2 до 5—6 см. Галька состоит преимущественно из темно-серых известняков кремней и кварца. Какой-либо заметной ориентировки галек не наблюдается.

На высокой пойме р. Бадам высотой 1,5—1,7 м прослеживается сплошной покров пойменных отложений мощностью до 0,7—0,8 м.

В маловодные годы на пойме, по-видимому, не существовало значительного пойменного потока и в пойменных разливах со стоячей водой или очень слабыми течениями могли отлагаться тонкие взвешенные наносы, которые и сформировали слои тяжелых су-глинков.

Река Коктал (хр. Каратау) в предгорной зоне имеет неширокую пойму (300—350 м) проточно-островного типа с резко выраженным грядовым микрорельефом (высота гряд до 1,2—1,4 м). Гряды сложены крупными и мелкими галечниками, а в разделяющих их понижениях наблюдаются разнозернистые, чаще грубозернистые гравийные пески, откладывающиеся в протоках на спаде половодья. Пески более тонкого гранулометрического состава в виде маломощного разобщенного покрова мощностью до 10—20 см прослеживаются и на повышенных («водораздельных») участках низкой поймы, где их накоплению способствует густая древесная и кустарниковая растительность.

Низкий и высокий уровень поймы р. Коктал в предгорной зоне имеют четко выраженное слоистое строение (снизу):

1. Над дном пересохшего русла в разрезе высокой поймы в 5 км выше сел. Коктал обнажаются русловые крупные и средние галечники с заполняющим веществом из мелкой гальки и гравия. Песчанки тонкозернистые, серые (около 30%), известняки кристаллические, светло-серые (около 50%), сланцы серицитовые и хлоритовые (около 10%), гравелиты (около 5%), алевриты коричневые (около 3%), встречаются также и изверженные породы (около 2%). Гальки средней и плохой окатанности большей частью плоские, ориентированные короткой осью против течения. Их видимая мощность примерно 20—25 м
2. Слоистая толща чередующихся между собой слоев гравия, мелких галек, ориентированных плоской стороной параллельно поверхности русла, и зеленовато-серых разнозернистых плохо отсортированных кварц-полевошпатовых песков с неясной горизонтальной слоистостью. Мощность отдельных слоев 2—7 см 0,4 м
3. Наблюдаются супеси легкие, светло-серые, макропористые, местами ожелезненные с неясной горизонтальной слоистостью и отдельными линзами и прослоями галечников. Супеси отложились, вероятно, на поверхности высокой поймы. Линзы и прослои мелких галечников являются пойменно-русловыми отложениями 1,1 м

Ниже по течению высокая пойма р. Коктал сохраняет слоистое строение. Как характерный пример можно привести разрез левого берега высокой поймы в 2 км выше сел. Коктал (снизу):

1. Над урезом воды обнажаются валунные галечники с валунами до 20—25 см в поперечнике и преобладающими размерами 5—8 см. Заполняющим веществом являются гравий и мелкая галька того же состава, а также грубозернистые пески, которые местами образуют самостоятельные линзы длиной несколько метров. В слое можно выделить отложения основных русел, представленные наиболее крупными обломками с короткой осью, ориентированной против течения. Линзы грубозернистых гравийных песков, переходящих по простиранию в галечники, ориентирова-

ны плоской стороной горизонтально и длинной осью параллельно течению. Они представляют собой отложения фацци кос и островов	0,6—0,7 м
2. Пески светло-серые, тонкозернистые, местами ожелезненные с включениями мелкой гальки и гравия	0,1—0,15 м
Они перекрываются светло-бурыми легкими горизонтально-слоистыми супесями с прослоями тонкозернистых песков	0,03—0,05 м
На супеси налегают мелкие (1—3 см) галечники, преимущественно из плоских галек, ориентированные плоской стороной горизонтально. Мощность галечников 15—20 см. Общая мощность слоя	0,3—0,35 м

Пески, супеси и галечники, вероятно, представляют собой отложения низкой поймы р. Коктал. Супеси отлагались на наиболее повышенных участках, пески — в приречной зоне, а галечники — в пойменных руслах.

3. Суглинки светло-палевые, тяжелые, неясно слоистые, макропористые, без следов ожелезнения мощностью	0,6—0,65 м
4. На них налегают мелкие галечники, выклинивающиеся вниз по течению	0,1—0,12 м

Разрез заканчивается легкими темно-серыми однородными макропористыми суглинками со следами почвообразовательных процессов

0,3 м

Суглинки отлагались на поверхности высокой поймы при достаточно спокойном полужастойном гидродинамическом режиме широких пойменных разливов. В формировании верхних легких суглинков, возможно, принимал участие и пролювиальный материал, поступающий с прилегающих склонов. Линзы мелких галечников можно отнести к типичным пойменно-русловым отложениям.

Характерный разрез предгорной поймы наблюдается на р. Арысь у сел. Тамерлановка (снизу):

1. Здесь в береговом обрыве поймы высотой 2,5 м над урезом воды обнажаются слоистые средние и мелкие галечники с преобладающими размерами 2—4 см, погруженные в разнозернистые пески, которые нередко образуют отдельные сильно вытянутые линзы. В линзах песков проследивается четкая косая слоистость. Галечники представляют собой типичные отложения многорукавных русел	1,3 м
------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------	-------

На неровную поверхность галечников ложатся тонкозернистые хорошо отсортированные зеленовато-серые пески. Они, вероятно, отлагались на поверхности низкой поймы при значительной скорости течения паводковых вод

0,2—0,3 м

2. На песчаных отложениях низкой поймы, а местами и непосредственно на русловых галечниках залегают неяснослоистые светло-серые легкие, местами ожелезненные суглинки. Они, по-видимому, отлагались в застойных условиях обширных паводковых разливов на поверхности высокой поймы	1 м
------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------	-----

Низкая пойма р. Арысь у сел. Тамерлановка имеет двучленное строение. В основании залегают пестрые галечниковые отложения разветвленных русел, выше которых по волнистой поверхности проследиваются пойменные слоистые тонкозернистые пески зеленовато-серого цвета. В одном из обнажений виден характер

строения отложений субфации островов с накоплением крупных галечников на склоне древнего острова, обращенного к основному древнему руслу, которое потом было выполнено тонкозернистыми песками.

Аналогичные условия формирования аллювия в предгорной зоне наблюдались на многих других реках (Ингури, Чу и др.). В разрезах пойм этих рек можно проследить все отмеченные выше закономерности строения предгорного аллювия.

д. Закономерности формирования и основные типы разрезов предгорных пойм

Изложенный выше материал показывает, что в предгорной зоне в русловом аллювии преобладают отложения разветвленных русел с фациями островов, кос и разделяющих их проток. Они представлены в основном разнообразными галечниками с подчиненными линзами и прослоями гравия, песков и реже мелкоземов. На низкой пойме четко выделяются две фациальные обстановки: приречной зоны с многочисленными русловыми понижениями и повышенных участков внутренней зоны. Для первой характерно слоистое строение с чередованием грубых паводковых и мелких меженных отложений. Во внутренней зоне, заливаемой только в максимум половодий, формируется разобренный или сплошной маломощный покров песков и мелкоземов. Характер материала, откладывающегося здесь, зависит от состава наносов, гидродинамических особенностей потоков и растительного покрова на пойме. На высокой пойме, заливаемой только в наиболее высокие паводки малой обеспеченности, накапливается в основном мелкоземистый материал. В формировании мелкоземистого покрова высокой поймы кроме аллювия большую роль играет тонкий пролювиальный и делювиальный, а также и эоловый материал, роль которого в процессе перехода поймы в I террасу постепенно увеличивается. Поэтому верхняя часть, а нередко и весь разрез мелкоземистого чехла высокой поймы представлен смешанными аллювиально-пролювиальными отложениями. Иногда пролювиальные мелкоземы налегают непосредственно на русловый аллювий.

В результате разнообразных фациальных обстановок накопления аллювия в предгорной зоне разрезы пойм характеризуются пестротой литологического состава. Однако среди них можно выделить основные типы, характерные для низкой и высокой пойм. В приречной зоне низкой поймы, заливаемой даже при незначительных повышениях уровня воды, гидродинамический режим близок к русловому, и здесь не накапливаются мелкозернистые пойменные отложения в результате осаднения взвешенных наносов, за исключением небольших участков. Разрезы пойм в приречной зоне, как правило, представлены аллювием разветвленных русел, а в основании иногда и более грубыми отложениями фации основного русла (рис. 61, а).

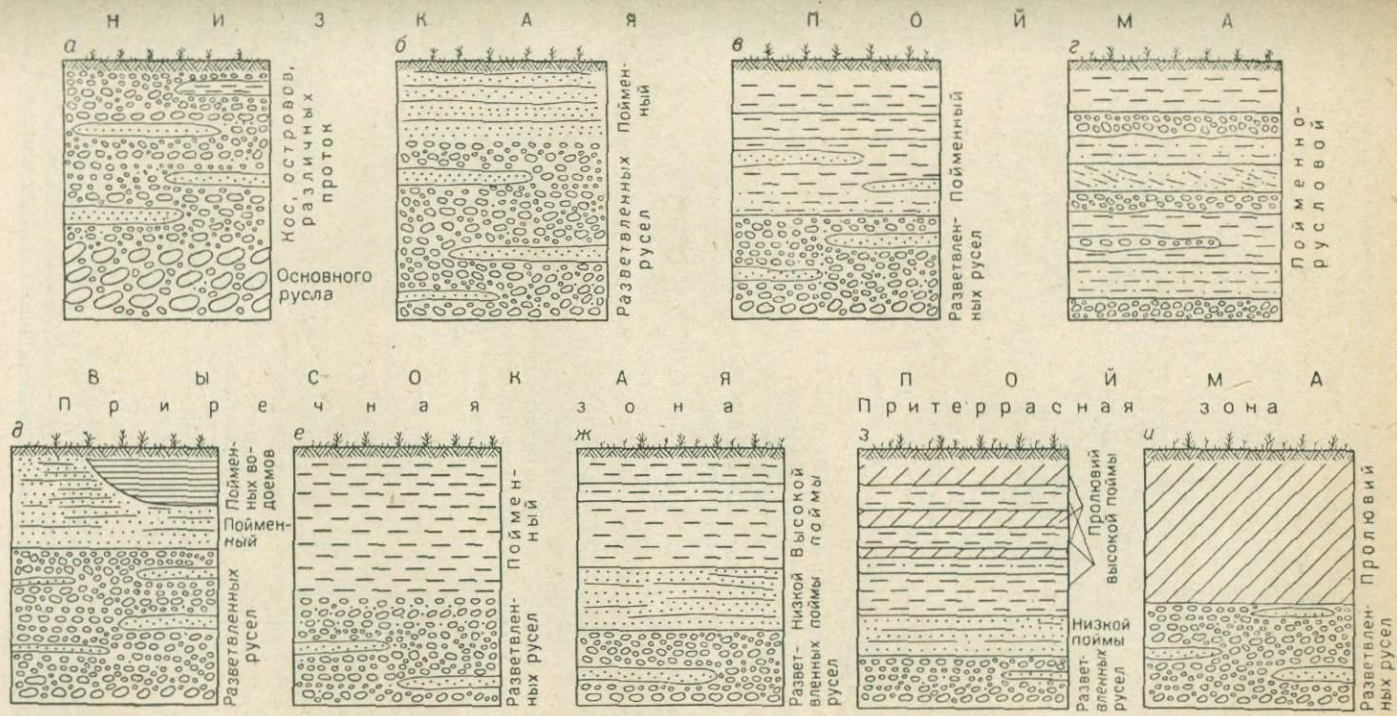


Рис. 61. Основные типы разрезов пойм в предгорной зоне

Во внутренней зоне поймы, на обширных «водораздельных» участках гидродинамический режим паводковых потоков значительно спокойнее, и здесь возможно формирование разобщенного или сплошного покрова пойменных отложений. На участках со слабо развитым растительным покровом, часто примыкающим к приречной зоне поймы, он обычно представлен песчаными и супесчаными отложениями (см. рис. 61, б), а в местах с густой древесной, кустарниковой и травяной растительностью обычно накапливаются разнообразные суглинистые отложения (см. рис. 61, в). Характер пойменных отложений во многом зависит от фракционного состава взвешенных наносов.

В предгорных поймах широко распространен слоистый тип разрезов из чередующихся между собой слоев крупного и мелкого обломочного материала (см. рис. 61, г), отлагающегося в различных пойменных руслах.

В разрезах предгорных пойм нередко встречаются иловатые тонкие суглинки фации пойменных водоемов (см. рис. 61, д), залегающие в виде крупных линз как в пойменном, так иногда и в русловом аллювии.

Высокие поймы в предгорной зоне обычно несут сплошной покров мелкоземистых отложений. Он может залегать, особенно в приречной зоне, непосредственно на аллювии разветвленных русел (см. рис. 61, е) или на песчаных и суглинистых отложениях низкой поймы (см. рис. 61, ж). На высокой пойме часто формируется покров из смешанных аллювиально-пролювиальных отложений (см. рис. 61, з), а в некоторых случаях при быстром и интенсивном поступлении пролювиального материала — и целиком из мелкоземистого пролювия (рис. 61, и).

При интенсивном блуждании русел и обильном поступлении обломочного материала в предгорной зоне возможны также случаи, когда мелкоземистые пойменные отложения вновь перекрываются русловыми галечниками. В качестве примера можно привести разрез высокой поймы р. Карадарьи (Восточная Фергана) у сел. Тополиного, где пойменные горизонтально-слоистые легкие суглинки серого цвета, залегающие на мелкогалечном аллювии разветвленных русел, перекрываются средними и крупными галечниками руслового аллювия.

Основные фации предгорного аллювия в разрезах террас. В многочисленных разрезах террас, широко распространенных в предгорной зоне, как правило, довольно отчетливо выделяются отложения различных фаций, свойственные для низкой и высокой пойм. Весьма характерен, например, разрез 6-метровой террасы р. Карадарьи ниже сел. Тополиного (снизу):

1. Над урезом воды здесь обнажаются валунные галечники максимальных размеров 10—20 см и более (рис. 62). Галечники, местами сцементированные до конгломератов, хорошо окатанные и представлены различными метаморфическими и изверженными

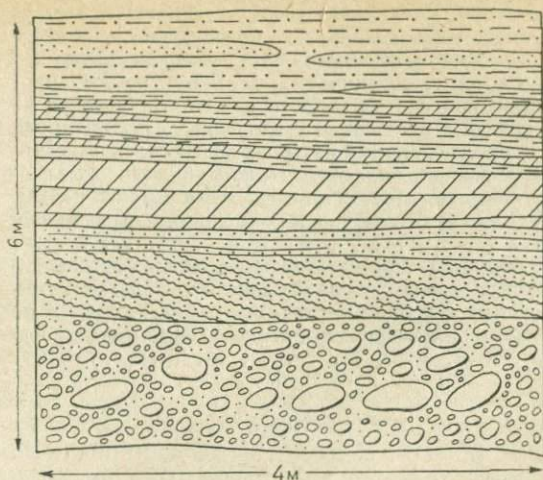


Рис. 62. Разрез террасы р. Карадарьи ниже сел. Тополиного

породами палеозойского возраста. Эти галечники относятся к фа-
ции основных русел. Видимая мощность

1,2—1,3 м

2. Выше по четкой ровной границе залегают разнозернистые
(преимущественно среднезернистые) кварц-полевошатовые пес-
ки с большим количеством цветных минералов. В песках про-
слеживается четкая пологонаклонная и мелковолнистая сло-
истость, хорошо подчеркиваемая тончайшими глинистыми просло-
ями по плоскостям напластования, а также чередованием слоев
песков различного цвета — зеленовато- и коричневатого-серого.
Характер слоистости свидетельствует о том, что пески были отло-
жены в активной гидродинамической обстановке (по-видимому,
в приречной зоне низкой поймы) из грядово перемещавшихся
влекомых наносов. Такие же точно пески мощностью до 0,3—
0,5 м вскрыты карьерами на низкой пойме р. Карадарьи у сел. То-
полиного. Они перекрывают разобщенным покровом слоистые ва-
лунно-галечниковые русловые отложения

0,6 м

3. Выше залегают пески того же состава, но уже преимуще-
ственно мелкозернистые с четкой горизонтальной слоистостью.
Уменьшение крупности песков и их горизонтальная слоистость
указывают на то, что они накапливались при менее активном гид-
родинамическом режиме, по-видимому, на более высоких участ-
ках внутренней зоны низкой поймы, где скорости течения во вре-
мя паводков были невелики и часть взвешенных наносов могла
отлагаться

0,7 м

4. Над песками залегает слоистая толща, состоящая из чере-
дующихся слоев суглинков палево-серого и коричневатого-красного
цвета. Первые суглинки легкие, песчанистые, микропористые, не-
слоистые внутри слоев, вторые — тяжелые, сильно глинистые,
комковатые с катышами красных глин, явно представляющие со-
бой пролювиальные отложения, образовавшиеся за счет размыва
и перестроения местных мезозой-кайнозойских красноцветов.
В самой нижней части толщи залегают палево-серые суглинки,
вероятно отложившиеся во время паводковых разливов на высо-
кой пойме. Выше наблюдается примерно равное чередование слоев

красных и палево-серых суглинков с мощностью каждого слоя до 30—40 см. В верхней части толщи резко преобладают слои красных суглинков и мощность отдельных слоев уменьшается до 2—5 см. По-видимому, при увеличении высоты древней поймы в процессе аккумуляции наносов активность пойменных потоков во время высоких паводков постепенно уменьшалась, и выносимый на ее поверхность пролювиальный материал подвергался все меньшему размыву и замещению аллювием. Нижние палево-серые песчаные суглинки можно отнести к отложениям высокой поймы, а вышележащую слоистую толщу — к пойменно-пролювиальным отложениям

2,5 м

5. Разрез 6-метровой террасы венчается слоем супесей палево-серого цвета с ясно выраженной слоистостью, легких, макропористых, песчаных с отдельными тонкими прослоями и сильно вытянутыми линзами мелкозернистых песков, аналогичных слою 2

0,9 м

Состав материала и слоистость показывают, что эти отложения являются аллювиальными и сформировались на высокой пойме в условиях потоков с относительно спокойным течением. Новое накопление пойменного аллювия без примеси пролювиальных отложений, вероятно, было вызвано смещением главного русла р. Карадарьи к описываемому разрезу, что привело к более частому и высокому затоплению высокой поймы в приречной зоне и полному размыву и выносу пролювия, поступавшего в межень. Не исключена также возможность климатических изменений, обусловивших увеличение древних расходов воды.

Интересен разрез 15-метровой верхнеплейстоценовой террасы р. Карадарьи в 2 км ниже по течению от сел. Тополиного. Здесь над урезом воды наблюдается следующий разрез (снизу):

1. Мелкие галечники разветвленных русел, погружающиеся вниз по течению 1 м

2. Четко горизонтально-слоистая толща палево-серых суглинков и супесей, вероятно сформировавшаяся на высокой пойме 3 м

3. Над толщей супесей и суглинков по четкой карманообразной границе с явным размывом залегают косослоистые галечники. В нижней части галечники средние с отдельными включениями крупных, а выше — преимущественно мелкие, местами гравийные с большим содержанием песка, являющегося заполняющим веществом. Среди них также встречаются вытянутые линзы средних и крупных галечников. Нижнюю часть слоя из наиболее крупного галечного материала можно отнести к отложениям фации основных русел, сформировавшимся в фазу размыва, нижележащих пойменных супесей и суглинков. Верхняя часть представляет собой типичные отложения разветвленных русел. Имеющиеся в них линзы более крупных галечников, по-видимому, относятся к фации крупных продольных проток 6—8 м

4. Галечники перекрываются горизонтально-слоистой толщей чередующихся между собой слоев суглинков и супесей коричневого-серого цвета с линзами и тонкими (до 10 см) прослоями тонкозернистых песков. Слоистость хорошо подчеркивается чередованием темных и светлых слоев. Эта толща представляет собой типичные пойменные отложения, сформировавшиеся скорее всего на внутренних водораздельных участках низкой поймы 3—4 м

На р. Зеравшай в пределах Пенджикентской и Самаркандской впадин разрезы террас также обычно имеют двучленное строение с четко выделяющимися русловыми и пойменными отложениями. Так, например, низкие террасы голодностепского комплекса в Пенджикентской впадине имеют следующий разрез (снизу):

1. Галечники с пологой косою слоистостью, выраженной чередованием слоев галек различной крупности, подчеркиваются гравийно-песчаным линзами, быстро выклинивающимися по простираанию. Галька средней и плохой окатанности, размером от 2 до 7—8 см. Заполняющим веществом служит слабо глинистый разнородный песок. Видимая мощность галечников, представляющих собой типичные отложения разветвленных русел 1,5—2,5—3 м
2. На галечниках по резкой отчетливой границе залегают легкие супеси с несной горизонтальной слоистостью, песчаные с большим количеством включений отдельных галек и гравия. Во внутренних частях террас мощность супесей возрастает и уменьшается во внешней, т. е. ближайшей к руслу реки 0,5—3,5 м
3. На супеси во многих разрезах с весьма постепенным переходом налегают пролювиальные отложения конусов выноса, выделяющиеся по появлению в супесях прослоев и линз почти неокатанных галечников, щебенки и дресвы. Мощность пролювиальных, а возможно, в части разрезов и пойменно-пролювиальных отложений редко превышает 2,5 м

Для более высоких террас также характерно двучленное строение. Наиболее характерный разрез можно наблюдать у г. Пенджикент (снизу):

1. Нижняя 22—23-метровая терраса слагается галечниками с четкой слоистостью, обусловленной чередованием слоев крупных галек 5—10 см в поперечнике с валунами размером 20—30 см и мелких галек величиной от 0,5 до 5 см. В мелкогалечниковых слоях содержится значительный (30—40%) процент гравия и крупнозернистого песка (10—15%), которые встречаются также и в виде линз. Окатанность галечников различная: наряду с хорошо окатанными уплощенными гальками имеются средне- и плохоокатанные. Эти пестрые галечники представляют собой типичные отложения разветвленных русел. Слой галечников примерно одинаковой крупности и с малым содержанием гравийно-песчаного материала, прослеживающиеся на значительное расстояние, можно отнести к отложениям отдельных проток и рукавов. Наиболее грубые по составу галечники, вероятно, отлагались в крупных продольных протоках, а меньшие по размерам в более мелких поперечных и диагональных протоках.

Слой мелких галечников с заполняющим веществом из пловатых суглинков, иногда образующих прослой до 1—2 см, по-видимому, является отложениями отштурованных отмерших проток, где после спада половодья могли оттаиваться тонкие взвешенные наносы.

Пестрые по составу слои галечников с большим содержанием песка и гравия с нередко уменьшающимися размерами (вплоть до линз гравия и песка) вниз по течению, вероятно, являются отложениями кос и островов. Песчано-гравийные линзы накапливались в их концевых частях (ухвостях), а крупные галечники с валунами — в головных

2. На толще галечников по резкой границе залегают серовато-бурые легкие горизонтально-слоистые супеси с прослоями и

14,5 м

сильно вытянутыми линзами крупнозернистых глинистых песков с многочисленными включениями мелких галек до 1—2 см в поперечнике. Количество прослоев и линз песков мощностью до 10—15 см вверх по разрезу постепенно сокращается. Слоистые супеси, очевидно, формировались во внутренней зоне низкой поймы, а прослой и линзы песков с мелкой галькой являются пойменно-пролювиальными отложениями 4 м

3. Супеси постепенно переходят в легкие пылеватые суглинки серовато-бурого цвета с весьма слабо выраженной горизонтальной слоистостью. В самой верхней части разреза они становятся макропористыми и в них появляются включения слабо окатанной мелкой щебенки и дресвы, свидетельствующие о привносе пролювиального материала. Нижняя часть суглинков, по-видимому, отлагалась в фацальной обстановке периодических разливов на высокой пойме, а верхняя представляет собой смешанные пойменно-пролювиальные отложения 4 м

На притоке Зеравшана р. Шинг в Пенджикентской впадине, в разрезе, расположенном в 1,5 км севернее сел. Фильмаңдар, высокая голодностепская терраса также имеет четкое двучленное строение. Ее разрез следующий (снизу):

1. Средние и мелкие галечники с линзами разнозернистых песков, являющиеся типичными отложениями разветвленных русел 3,4 м

2. Крупногалечные рыхлые конгломераты с мелкими валунами, представляющие собой отложения фации основных однорукавных русел 6,6 м

3. Супеси слоистые, легкие, сильно песчанистые с прослоями песков и включениями мелких хорошо окатанных галек. Их можно отнести к отложениям низкой поймы 1,4 м

4. Суглинки легкие с неясной горизонтальной слоистостью, не содержащие линз или прослоев песка и мелкой гальки. Они, по видимому, представляют собой отложения высокой поймы

5. Супеси макропористые, легкие с большим количеством известковистых включений и дресвы. Они являются пролювиальными отложениями. Общая мощность супесей и суглинков 5,3 м

На более древних террасах р. Зеравшан в Пенджикентской впадине мощность покрова пролювиальных отложений, как правило, значительно увеличивается. Характерным является разрез террасы ташкентского комплекса по правому берегу р. Зеравшан между селениями Увата и Яван (снизу):

1. Толща слоистых галечников с чередованием слоев различной крупности, содержащих значительное количество линз супесей и суглинков, которые вместе с разнозернистыми песками являются также и заполняющим веществом. Эта нестрия толща галечников представляет собой типичные отложения разветвленных русел. Видимая мощность 18,2 м

2. Суглинки светлые, серовато-бурые с вытянутыми линзами и прослоями мелких галечников, гравия и песков. Их можно отнести к отложениям низкой поймы 8—10 м

3. Слой суглинков, чередующиеся между собой, с многочисленными включениями мелкой щебенки и дресвы, песков и плохо окатанных галечников из местных пород Туркестанского хребта. Это отложения конусов выноса 12 м

В Самаркандской впадине, где долина р. Зеравшан расширяется, мощность пойменных, пойменно-пролювиальных и пролювиальных отложений резко увеличивается, и они часто слагают большую часть разрезов. Так, низкая голодностепская терраса в основании слагается косослоистыми галечниками с линзами и прослоями песков фаций разветвленных русел. Верхняя часть разрезов представлена песками, отложившимися на низкой пойме, или чаще слоистыми супесями и суглинками высокой поймы до 5 м мощности. В верхах разрезов, особенно в прибортовых частях долины, нередко выделяются пролювиальные отложения, представленные легкими, местами лёссовидными опесчаненными супесями и суглинками с включениями плохо окатанного гравия и одиночных, почти не окатанных мелких галек. Очень часто супеси и суглинки содержат в себе большое количество известковистых конкреций, которые придают им белесоватую окраску.

В разрезах высокой террасы голодностепского комплекса русловые отложения занимают еще меньшую часть разреза. Они представлены мелкими и средними, редко крупными галечниками с песками, которые также встречаются в виде тонких прослоев и линз. Размер галек в основном колеблется от 2—4 до 12—15 см, постепенно уменьшаясь вниз по течению. Во многих разрезах наблюдается чередование прослоев с различной крупностью галек, но сортировка галечникового материала большей частью довольно плохая. Окатанность галек, как правило, хорошая. В качестве примеси кроме мелко- и среднезернистых песков встречается также и гравий. Гальки представлены различными кремнями, кварцем, темными известняками, песчаниками, реже диоритами и гранитами, а также некоторыми другими породами, встречающимися лишь в обломках. Мощность галечников, представляющих собой типичные отложения разветвленных русел, колеблется от 3—5 до 10—12 м.

Русловые галечники во многих местах перекрываются сильно песчанистыми легкими супесями с многочисленными линзами и прослоями преимущественно тонкозернистых песков, гравия и мелких галечников. Эти отложения, вероятно, сформировались на низкой пойме, как на повышенных водораздельных участках, так и в пойменных руслах.

Однако в большей части разрезов на русловые отложения налегает монотонная толща серых и желтовато-серых, реже желтовато-бурых суглинков, часто лёссовидных, обычно плотных, макропористых, в нижней части иногда с прослойками глин и отчетливой горизонтальной слоистостью. Нижняя часть суглинков, очевидно, сформировалась во время паводковых разливов на высокой пойме, а верхняя представляет собой пойменно-пролювиальные, а в самых верхах разреза и чисто пролювиальные отложения, накопившиеся уже после перехода поймы в I террасу.

Пойменно-пролювиальные отложения высокой голодностепской террасы мощностью около 15 м нередко также представлены

слоистыми супесями и суглинками, иногда лёссовидными, местами с линзами и прослоями песка, гравия и реже галечников. В отличие от типичных пролювиальных отложений в них вместе с плохо отсортированным и малоокатанным обломочным материалом встречаются также и выдержанные по простирацию прослой окатанных галечников и хорошо отсортированных тонко- и мелкозернистых песков, представляющих собой пойменно-русловые отложения.

В некоторых разрезах пойменный аллювий высокой голодно-степской террасы представлен тяжелыми иловатыми суглинками темно-серого или зеленовато-сизого цвета иногда с включениями растительных остатков и мелких раковин, которые можно отнести к фации пойменных водоемов. Залегающие на них пролювиальные суглинки обычно резко от них отличаются как по цвету, так и по составу.

Аллювиальные лёссовидные породы низких террас Самаркандской впадины были детально изучены С. М. Касымовым [79]. Его исследования показали, что они характеризуются неоднородным гранулометрическим составом с постепенно увеличивающейся глинистостью с востока на запад. Так, количество песчаной фракции в пойменных лёссовидных породах о. Мианкаль составляет 20,80—44,97%, пылевой 37,51—53,00% и глинистой 15,57—25,99%. Такая резкая изменчивость гранулометрического состава, характерная для аллювиальных лёссовых пород, несомненно, свидетельствует о большом разнообразии гидродинамических обстановок во время их формирования.

Пойменные лёссовидные породы голодно-степской террасы р. Зеравшан отличаются большей однородностью и пылеватостью. Так, отложения I, II, III террас содержат (в %) пылеватых частиц 43,70—63,9, песчаных 17,31—42,89, глинистых 6,76—31,50. В отложениях VI террасы содержится (в %): пылевой фракции 32,48—74,34, песчаной от 6 до 53,2, глинистой 1,91—20,07 [79].

В более древних террасах ташкентского цикла основная часть, а иногда и весь мелкоземистый покров представлены пролювиальными лёссовидными породами. Они залегают на русловых галечниках, к востоку от г. Самарканда содержащих значительное количество валунов.

На первых трех террасах р. Чирчик также прослеживаются слоистые лёссовидные породы с линзами и прослоями песка, гравия и мелких галечников [71], которые можно отнести к отложениям предгорной поймы. Подстилаются они рыхлыми галечниками с прослоями песков типичных фаций разветвленных русел.

В районе г. Чимкента покров мелкоземистых отложений на II надпойменной террасе Бадам-Сайрамской речной системы мощностью от 2 до 8 м в нижней части разреза непосредственно выше русловых галечников представлен супесями, нередко с примесью гравия, накопившимися, вероятно, на низкой пойме, а перекрывающие их лёссовидные серовато-желтые суглинки, слабо макропористые с редкими включениями карбонатов и местами с погреб-

бенными темно-серыми почвами, скорее всего, отложились на высокой пойме.

На III надпойменной террасе мощность покрова пойменных мелкоземов увеличивается до 8—25 м. Они представлены серовато-желтыми макропористыми лёссовидными суглинками с подчиненными прослоями лёссовидных супесей, на отдельных участках, особенно в нижней части, с прослоями и линзами галечников и песков. По данным М. Т. Адикова [3], гранулометрический состав суглинков следующий: $<0,005$ мм — 21%, $0,005$ — $0,05$ мм — 66%; $>0,05$ мм — 12%. Покров III террасы также представляет собой достаточно типичные отложения низкой, а в большей верхней части разреза — высокой поймы. Весьма вероятно, что самые верхи разрезов формировались при значительном привносе пролювиальных мелкоземов и их можно отнести к пойменно-пролювиальным отложениям.

Пойменно-пролювиальные отложения мощностью 30—35 м имеют широкое развитие на IV террасе Бадам-Сайрамской речной системы. На гравийно-галечниковых отложениях разветвленных русел здесь залегают серовато-желтые и желтовато-бурые неравномерно макропористые горизонтально-слоистые лёссовидные супеси и суглинки с линзами и прослоями песков, гравия и отдельной мелкой гальки. Мощность прослоев песка нередко достигает 0,5 м. В этих отложениях можно выделить пойменно-русловую фацию и фацию «водораздельных» пространств низкой поймы. В средней части разреза прослой и линзы песков и гравия полностью исчезают и лёссовидные породы становятся более монотонными, неслоистыми. По данным М. Т. Адикова, они в среднем характеризуются следующим гранулометрическим составом: $<0,005$ мм—15%; $0,005$ — $0,05$ мм — 69%; $>0,05$ мм — 13%; породы имеют большую пористость (45—50%). На глубине 6—8 м пролювиальные лёссы полностью замещают аллювиальные лёссовидные породы. Таким образом, в разрезе IV террасы на аллювий высокой поймы налегают смешанные пойменно-пролювиальные отложения, в самых верхах разреза сменяющиеся пролювиальными.

Отложения предгорно-пойменного аллювия хорошо выделяются в разрезах террас левобережья р. Пяндж, изученных А. А. Никоновым [133]. На косослоистые русловые галечники и пески здесь налегает сложно построенная толща чередующихся между собой лёссовидных суглинков, супесей и песков с четкой горизонтальной слоистостью. Слоистость выдержанная и проявляется в изменениях оттенка цвета и механического состава. Она имеет аллювиальный облик, характерный для отложений медленно текущих вод широких периодических разливов. В верхней части разрезов прослой песков исчезают и слоистость обычно не прослеживается. Очевидно, нижняя пестрая слоистая толща представляет собой отложения низкой поймы, а более однообразные лёссовидные супеси и суглинки верхней части сформировались на высокой пойме при значительном поступлении пролювиального

материала, роль которого резко увеличивается по мере приближения к склонам горных гряд и вблизи древних конусов выноса.

Интересные разрезы террас р. Вахш в предгорной зоне описаны С. Юсуповой [227]. Так, V терраса в выемке узкоколейной железной дороги Курган — Тюбе — Дангара в 0,5 км выше выхода р. Вахш из ущелья имеет следующий разрез (снизу):

1. Галечники, состоящие из галек самых разнообразных размеров и формы с заполнителем из тонко- и мелкозернистого пылеватого песка. В галечниках отмечаются неясная слоистость и слабая сортировка гальки по крупности в отдельных слоях, мощность которых колеблется от 0,2 до 1,0 м. Поверхность кровли галечников заметно волнистая	4—5 м
2. Песок темно-серый, мелкозернистый, несколько уплотненный. Кровля его очень слабо волнистая	0,05—0,5 м
3. Переслаивание светло-серых сильно песчаных плотных рыхлых супесей с мощностями слоев до 1,2 м	2,5 м
4. Суглинки розовато-желтые, плотные с неясной горизонтальной слоистостью, в отдельных прослойках более темные и песчаные	2,5 м

Пестрые галечники слоя 1 представляют собой типичные отложения фаций разветвленных русел. Изменяющиеся в мощности мелкозернистые пески, вероятно, отлагались на неровной поверхности низкой поймы, а слоистые супеси и суглинки на высокой пойме. Венчающие разрез розовато-желтые суглинки скорее всего являются аллювиально-пролювиальными отложениями.

IV терраса в основании также слагается пестрыми галечниками с заполнителем из серых супесей и мелкозернистого песка, являющимися отложениями многорукавных русел. Однако перекрывающие их отложения низкой поймы в отличие от отложений V террасы представлены не песками, а легкими сильно песчанстыми желтовато-серыми супесями с редкой галькой мощностью до 2—3 м. Отложения высокой поймы представлены горизонтально-слоистыми плотными бурыми суглинками с прослоями более рыхлых суглинков мощностью до 4 м.

В оснований разрезов III террасы также залегают галечники иногда с валунами, представляющие собой типичные отложения разветвленных русел. Отложения низкой поймы сложены серыми песками от тонких до среднезернистых мощностью 3—5 м. На них залегают грубые, часто песчаные слоистые супеси и суглинки желтовато-серого цвета, отлагавшиеся на высокой пойме. Пойменно-пролювиальные отложения III террасы представлены тяжелыми суглинками и супесями, реже глинами коричневого цвета.

По данным М. Ю. Юсупова [226], в разрезе I надпойменной террасы р. Амударья у сел. Кызыл-Аяк (выше г. Керки) мощностью до 20—30 м нижняя часть представлена разнозернистыми гравийными песками с включениями галек, которые можно отнести к русловым отложениям. Выше залегают тонко- и мелкозернистые сильно глинистые пески мощностью 3—4 м, которые,

вероятно, отлагались на низкой пойме. Разрез венчается переслаивающимися суглинками и супесями серовато-коричневатого цвета мощностью 3—7 м. Они, по-видимому, являются отложениями высокой поймы, на которую, возможно, поступал и пролювиальный материал.

Приведенные разрезы свидетельствуют о сложном характере накопления аллювия в процессе формирования террас предгорной зоны. В условиях активного блуждания рек в предгорьях с интенсивной разгрузкой обломочного материала пойменные отложения, а также пойменно-пролювиальные и пролювиальные при смещении основного русла могут быть частично или полностью размыты и перекрыты вновь русловым аллювием и новой генерацией пойменных осадков. Однако в целом для предгорной зоны характерно практически повсеместное двухчленное строение региональных террас с нижней частью, представленной грубыми русловыми фациями, и верхним покровом мелкоземов, реже песков, имеющим сложное полигенное строение. Непосредственно на русловые или пойменно-русловые галечники налегают отложения фаций низкой и высокой пойм, сложенные разнозернистыми песками, супесями и суглинками с четко выраженной горизонтальной слоистостью. Вверх по разрезу они постепенно замещаются пойменно-пролювиальными, а затем и пролювиальными или делювиально-пролювиальными мелкоземами значительной мощности. Они характеризуются отсутствием слоистости, большей пористостью, облессованностью, появлением мелких полуокатанных обломков и дресвы местных пород, а также рядом других признаков. В частности, их минеральный и гранулометрический состав обычно существенно отличается от состава нижележащих аллювиальных мелкоземов. Возраст верхней части мелкоземистого покрова, имеющего неаллювиальный генезис, может быть значительно моложе подстилающего его аллювия, что необходимо учитывать при определении возраста региональных террас.

е. Особенности формирования аллювия сезонных водотоков

В засушливых предгорьях аридных областей широкое распространение имеют долины с временным стоком, большую часть года остающиеся сухими. Долины эти обычно узки лишь в верхнем течении. Приняв несколько притоков, они становятся шире и остаются сравнительно широкими вплоть до выхода на подгорные равнины. Теснины и ущелья здесь редки, сужения незначительны. Вследствие малых уклонов временные потоки имели возможность расширять свои долины даже при пересечении плотных пород. В подобных долинах довольно обычны эрозионные котловины различных размеров, обусловленные литологическими факторами.

Формирование аллювия периодических сезонных водотоков весьма существенно отличается от такового для рек с постоянным стоком. Потоки бурных, но коротких паводков, вызываемые крат-

современным интенсивным дождем, обладают большой транспортирующей способностью и переносят огромное количество взвешенных и влекомых наносов, нередко образуя при руслоформирующих расходах селеподобные потоки и типичные сели. Однако небольшая продолжительность дождевых и снеговых паводков не создает условий для сортировки влекомых и взвешенных наносов в зависимости от гидродинамической обстановки разных частей русла и поймы. Не происходит и существенной окатки обломочного материала, в особенности крупного.

В бурных, но мелких потоках долин временного стока создается благоприятная гидродинамическая обстановка для перемещения крупных обломков, вертикальный поперечник которых соизмерим с глубиной. В таких условиях к динамическому воздействию течения на обломок прибавляется гидростатический напор, и для смещения обломка используется как кинетическая, так и потенциальная удельная энергия сечения потока. Это значительно повышает подвижность крупных обломков. Кроме того, во врезающихся руслах активно поднимающихся предгорий перемещение крупных обломков может происходить в результате аблювиального эффекта, когда смещение происходит в результате постепенного смыва вокруг них более мелких аллювиальных отложений. Смещению обломков размером до 1,0 м в поперечнике способствует также присутствие в руслах временных потоков значительного количества мелкоземов и глинистых частиц [179]. Под воздействием гидростатического напора и вследствие аблювиального эффекта в руслах сезонных водотоков во время паводков крупные обломки часто перемещаются на большее расстояние, чем обломки меньшего размера, что не характерно для постоянных рек [107].

Мощность «активного» слоя, в котором происходит перераспределение обломков в процессе их транспортировки, может достигать 2 м. Перемещение основной массы крупных обломков осуществляется своеобразными волнами, и во время паводка на одних участках русел сезонных водотоков происходит аккумуляция, а на других — эрозия. В последующие паводки участки преимущественной эрозии или аккумуляции могут взаимно меняться [189].

Специфической особенностью русел сезонных водотоков является отсутствие четкой связи между продольным уклоном и крупностью наносов. Вследствие этого в долинах временного стока формируются довольно грубые и весьма пестрые по механическому составу отложения, характеризующиеся плохой сортированностью и окатанностью. Скорости накопления аллювия временных потоков довольно значительны и, по данным Г. Ф. Тетюхина [176], для саев Зиаэтинских гор могут достигать 3—5 мм/год.

Характерными примерами накопления аллювия временных потоков могут служить саи Центрального и Западного Копетдага. Так, в современном русле сая Котур отлагаются слабо- и полукатанные гальки и валуны, пространство между которыми на

спаде паводий выполняется суглинками и супесями. Междо-земы в это время отстаиваются также в изолированных усыхающих лужах, образуя участки сплошного покрова супесей и суглинков мощностью несколько сантиметров. Более интенсивное накопле-ние сильно песчаных супесей и суглинков происходит на за-чаточной низкой пойме высотой 30—40 см, покрытой зарослями тамариска. Поверхность поймы такыровидная с многочисленными трещинами-усыхания и расчленена мелкими (5—10 см глубиной) ложбинами стока, стекающими в главное русло. На пойму в обы-чные паводки грубые влекомые наносы не попадают и происходит значительное выпадение взвешенных наносов, которому способ-ствует тормозящее влияние кустарниковой растительности на пой-менный поток.

У выхода из предгорий на подгорные равнины процессы нако-пления мелкоземов на поверхности поймы протекают еще активнее. Так, на р. Кельты-Чинор восточнее Ашхабада после дождей вода вышла из русла и залила поверхность поймы, на которой началось отложение тонкозернистых песков и суглинков. После спада па-водковых вод на пойме можно было наблюдать мелковолнистый микрорельеф с многочисленными ложбинами стока, врезанными на глубину 3—4, реже 10—20 см и разделенными вытянутыми гребневидными водоразделами. Повышенные водораздельные участки слагаются здесь тонкозернистыми глинистыми песками, которые накапливались при максимальных расходах воды как из взвешенных, так, возможно, и из влекомых наносов, переме-щавшихся сплошным слоем волочения.

Пойменные ложбины с поверхности выполнены тонкими су-глинками, которые накапливались на спаде дождевого паводка, когда вода на пойме оставалась только в понижениях микро-рельефа и скорости течения постепенно уменьшались вплоть до полного отмирания стока.

Таким образом, на пойме происходит некоторая дифферен-циация отлагаемого материала в зависимости от микрорельефа, которая сохранилась и в разрезе поймы р. Кельты-Чинор, пред-ставленным чередованием слоев суглинков и тонкозернистых песков.

В разрезах низких террас сезонных рек Копетдага пойменные отложения развиты слабо, а часто и вообще не выделяются. Вероятно, это связано с тем, что во время катастрофических па-водков малой обеспеченности мощные селеподобные потоки смы-вали с поверхности поймы накопившийся мелкозем и откладывали только грубый материал. Принесенные селями крупные глыбы и валуны оказывали экранирующее и подпруживающее влияние при дальнейшем накоплении саевого аллювия. Так, в разрезе I надпойменной террасы сая Пантыш нижняя часть представлена слоистой толщей плохо окатанных валунов и галечников с доста-точно четким чередованием слоев с обломками различной круп-ности, напоминающим ритмичное строение разрезов констратив-ного аллювия рек с постоянным водотоком. При этом нижняя

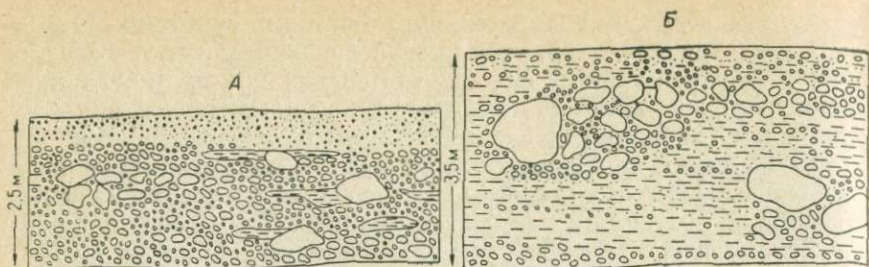


Рис. 63. Аллювий временных потоков в разрезах террас рек Копетдага: А — I надпойменной террасы р. Пантыш; Б — II надпойменной террасы р. Акдере

часть ритма сложена крупными обломками, вверх по разрезу сменяющимися мелкими. Однако в отличие от разрезов аллювия рек с постоянным водотоком смена одних слоев другими в пределах ритмов происходит довольно резко. Иногда в верхней части разреза ритмов можно наблюдать закономерную «черепитчатую» ориентировку обломочного материала, выражающуюся в наклоне галек вверх по течению водотока. За крупными валунами прослеживаются линзы суглинков и супесей (рис. 63, а), образовавшихся в их эрозионной тени. Реже встречаются линзы мелкоземов, сформировавшиеся в результате подпруживающего влияния крупных валунов.

В верхней части разреза обнажается неясно горизонтально-слоистая толща из мелких угловатых галек и плохо окатанного гравия с заполнителем из мелкоземов; ее можно отнести к пойменным или скорее к пойменно-пролювиальным отложениям.

Экранирующее и подпруживающее влияние крупных валунов и глыб можно наблюдать в разрезе II подпойменной террасы р. Акдере (см. рис. 63, б) и во многих других местах.

В саях ферганских предгорий процессы формирования и строения аллювия временных потоков практически ничем не отличаются от таковых на пересыхающих реках Копетдага. Так, в саях Коксарек и Талдысай (Северная Фергана) после ливней мутная вода растекается мелким плоским потоком по всему руслу и на большую часть поймы. В русле накапливаются почти неокатанные обломки различных размеров без какой-либо сортировки по крупности. На пойме отлагается более мелкий материал, а в конце паводка мелкоземы заполняют пространство между гальками, формируя местами разобщенный покров мощностью до 2—3 см.

Типичным разрезом саевых отложений является разрез II надпойменной террасы сая Коксарек в предгорьях Ферганы. Нижняя часть разреза (около 4 м) представлена ритмичными чередующимися слоями песчано-дресвяного материала и мелких (до 2—3 см в поперечнике) плохо окатанных обломков с заполнителем из дресвы и гравия с небольшой примесью суглинков. Выше по четкой резкой границе залегает слой из плохо окатанных угловатых

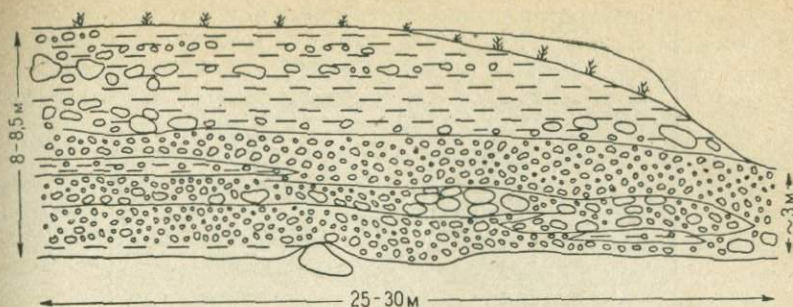


Рис. 64. Разрез аллювия временных потоков по р. Чинарсай у сел. Коштепа

глыб до 50—60 см в поперечнике, пространство между которыми выполнено древесно-суглинистым заполнителем. Этот слой мощностью 3,5 м явно отложен древним селом. Заканчивается разрез отложениями, аналогичными нижнему слою, но с несколько более грубым составом обломочного материала. Их мощность 3,2 м.

В качестве характерного разреза аллювия временных потоков в предгорьях Зеравшанского хребта можно привести обнажение I надпойменной террасы р. Чинарсай у сел. Коштепа. Здесь над сухим руслом обнажается пестрая толща из чередующихся между собой и линзовидно выклинивающихся слоев грубых глыб и более мелких полуокатанных обломков с суглинистым заполнителем, слоев из плохо- и полуокатанных галек и гравия, а также легких коричневато-серых суглинков с многочисленными включениями дресвы и мелких галек (рис. 64). Верхняя часть разреза представлена более мелким обломочным материалом. Крупные глыбы, вероятно, отлагались во время прохождения селевых потоков. Нередко на отдельных участках можно видеть наклон обломков вверх по течению водотока. Несмотря на довольно четкую granulometricкую дифференциацию обломочного материала и возможность выделения ритмов, в целом для разреза ритмичность строения отложений выражена слабо.

В горном Дагестане интересный разрез аллювия временных потоков можно наблюдать на р. Черкес-Озень у сел. Талги. Здесь над доколом из черных майкопских глин залегает толща мощностью до 4 м супесей, плохо окатанных галечников, суглинков и песков. Мощности слоев галечников колеблются от 2—3 до 20—40 см, а супесей и суглинков от 0,2—0,3 до 1—1,2 м. Суглинки в нижней части разреза тяжелые и представляют собой переотложенные майкопские глины. Вверх по разрезу они становятся легкими и переходят в супеси. За выступом цоколя (рис. 65) можно наблюдать линзу темных глин, образовавшуюся за счет размыва природного экрана. Ниже по течению глины, так же как и суглинистые отложения фации природных экранов, замещаются галечниками.

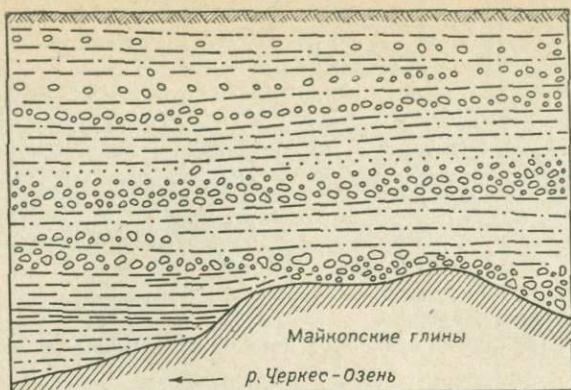


Рис. 65. Обнажение I надпойменной террасы р. Черкес-Озень у сел. Талги

В предгорьях Сулеймановых гор и Киртарского хребта (Пакистан) разрезы аллювия временных потоков практически не отличаются от описанных выше разрезов Копетдага, Ферганы, Зеравшанского хребта и Дагестана.

Таким образом, в строении разрезов аллювия временных потоков обнаруживаются черты сходства со строением аллювия рек с постоянным стоком. К ним относятся: 1) дифференциация аллювия временных водотоков на русловой и пойменный; 2) ритмичность строения, хотя часто и менее упорядоченная по сравнению с аллювием рек с постоянным стоком, обусловленная частотой и расходами повторяющихся паводков; 3) присутствие в аллювии сезонных водотоков, хотя и значительно реже, чем в аллювии рек постоянного стока, закономерной «черепитчатой» ориентировки обломочного материала; 4) формирование фации отмостки, образующейся при катастрофических расходах.

В разрезах аллювия временных водотоков отмечаются и многочисленные детали строения, отличающие его от аллювия рек постоянного стока. Это объясняется тем, что аллювий временных потоков формируется в резко изменчивой гидродинамической обстановке сезонного стока, при которой русловые формы, а также крупность обломочного материала, как правило, не успевают приходиться в состояние динамического равновесия с потоком. При быстром спаде воды кратковременных паводков в руслах и на поймах откладываются почти все влекомые и взвешенные наносы. Вследствие этого в долинах временного стока накапливается очень пестрый по гранулометрическому составу и обычно слабо окатанный обломочный материал, крупность которого целиком зависит от расходов воды в кратковременные периоды стока.

Плохая отсортированность аллювиальных отложений временных потоков связана с тем, что в их долинах отлагаются влеко-

мые и взвешенные наносы самых различных расходов воды, в то время как в русловом аллювии постоянных рек сохраняются главным образом только грубые влекомые наносы наиболее многоводных паводков, а более мелкий материал, переносимый при меньших расходах воды, сносится вниз по течению.

Во время крупных катастрофических паводков малой обеспеченности могут формироваться селевые потоки, откладывающие наиболее грубый и плохо отсортированный обломочный материал. Отмостка русла крупными глыбами и валунами при прохождении селей резко повышает его шероховатость и предохраняет от размыва во время стока воды с обычными расходами. Повышение шероховатости русел временного стока селевыми отложениями снижает донные скорости течения, тем самым способствуя погребению селевой отмостки более мелким обломочным материалом, перемещаемым при меньших расходах воды. На поверхности поймы нередко откладывается маломощный покров мелкоземов, который в разрезах террас чаще всего сохраняется только в виде заполнителя между крупными обломками.

Пестротой механического состава объясняется и широкое распространение в аллювии временных потоков фаций подпруживания и природных экранов, связанных с отдельными крупными обломками или их скоплениями в русловом аллювии, равно как и значительное содержание тонкой алевропелитовой фракции в заполнителе русловых отложений.

В разрезах аллювия временных потоков не удается наблюдать косой слоистости, что, вероятно, объясняется специфичностью гидродинамической обстановки формирования, кратковременностью их действия и, как следствие этого, отсутствием глядowego перемещения наносов с образованием соответствующих аккумулятивных форм.

Ограниченные площади водосборов и незначительная протяженность сезонных водотоков обуславливают преобладание в составе аллювия обломочного материала местного происхождения.

В отдельных разрезах террас отмечается некоторое общее уменьшение крупности обломочного материала вверх по разрезу. Это, по-видимому, связано с тем, что в заключительную фазу формирования той или иной террасы она достигала наибольшей ширины, и сезонные потоки, расплываясь на более широкую поверхность по сравнению с начальной фазой аккумуляции, могли перемещать и откладывать при примерно равных расходах значительно менее крупный обломочный материал. На уменьшение крупности обломочного материала современных отложений временных потоков в более широких долинах по сравнению с узкими указывается в работах С. Стенли [271] и В. Клавдио [242].

И, наконец, в связи с кратковременностью существования в разрезах аллювия рек временного стока невозможно выделить инстративный, констративный и перстративный аллювий, фор-

мирование которого связано с определенными динамическими фазами развития рек с постоянным стоком.

Приведенные отличия между аллювием рек постоянного и временного стока позволяет правильное интерпретировать разрезы древних аллювиальных отложений в целях определения гидрологического режима времени их формирования. Это, в свою очередь, оказывает большую помощь при палеогеографических реконструкциях.

ж. Основные черты строения и формирования конусов выноса и наземных дельт

Сезонные водотоки, а часто и реки с постоянным стоком при выходе из гор формируют конусы выноса, или наземные дельты, различных размеров, нередко сливающиеся между собой и образующие мощный пролювиальный шлейф. Отложения конусов выноса формируются в весьма специфической гидродинамической обстановке свободного растекания потока, которая крайне редко (за исключением участков ниже отдельных перемычек) встречается в горных долинах. При внезапном свободном расширении водных потоков, в особенности при сильно шероховатом дне, происходит очень быстрое уменьшение скоростей течения, часто сопровождающееся формированием обратных водоворотных и сбойных течений [151]. Наиболее быстро скорости течения затухают в крайних прибрежных частях распластывающегося потока и медленнее в стречневых центральных участках. Резкое уменьшение скоростей течения приводит к очень быстрой аккумуляции как влекомых, так и взвешенных наносов с уменьшающейся крупностью от центральных к периферическим участкам. Кроме того, при внезапном расширении потока часто происходит периодическое отбрасывание струи то в одну, то в другую сторону, что приводит к быстрому смещению русел в пределах формирующихся конусов выноса.

Таким образом, гидродинамическая обстановка накопления отложений конусов выноса как временных, так и постоянных водотоков весьма существенно отличается от условий формирования аллювия в долинах горных рек. Поэтому весь комплекс литологически разнородных отложений устьевых выносов рек с различным типом питания следует относить к пролювию, как это уже предлагалось Е. В. Шандером, Н. И. Николаевым, В. И. Елисеевым и др.

В наземных дельтах, образованных в результате аккумулятивной деятельности постоянных рек, и конусах выноса, представляющих собой устьевые накопления временных потоков, большинство исследователей по условиям накопления и литологического состава пролювиальных отложений выделяют две главные зоны: вершинную, или внутреннюю, и периферическую, или краевую. Вершинная (центральная, по К. В. Курдюкову, веерообразная, по В. И. Попову) складывается валунно-галечниковым мате-

риалом, переносимым и отлагаемым крупными протоками, образующимися при фуркации растекающегося русла. Этот материал, близкий к русловому горному аллювию, В. И. Елисеев [56] относит к потоковой фации. В наземных дельтах окатанность материала преимущественно хорошая, местами прослеживаются пески и глины в виде линз и небольших прослоев. От галечников русловой фации отложения конусов выноса отличаются повышенной мощностью, достаточно быстрым, но постепенным уменьшением крупности материала по мере удаления от вершины конуса, а также хорошо выраженным параллельным поверхностям конуса наслаением, часто подчеркиваемым тонкими линзовидными прослоями песков, супесей и реже суглинков [218].

В качестве характерного примера отложений вершинной зоны (потоковая фация) можно привести разрез наземной дельты р. Сулубакаир (Таллаская впадина) у сел. Коктюбе. Здесь в карьере обнажается толща галечников с максимальными размерами галек до 10 см, средней окатанности с четкой горизонтальной или, вернее, очень пологонаклонной слоистостью, обусловленной чередованием слоев с различной крупностью (рис. 66). Слоистость также хорошо подчеркивается вытянутыми линзами и прослоями разнородных зеленовато-серых песков и гравия. Разрез венчается слоем бурых легких суглинков мощностью 0,5—1,7 м.

Для пролювиальных отложений вершинной зоны конусов выноса временных потоков характерна слабая окатанность обломочного материала, а также плохая сортировка и неправильно линзовидная слоистость. По мнению Е. В. Шанцера [218], это обусловлено крайним непостоянством режима стока и полуселевым или селевым характером кратковременных бурных паводков временных горных потоков.

В качестве характерного примера пролювиальных отложений вершинной зоны конусов выноса можно привести разрез конуса выноса безымянного сая, впадающего в р. Чу восточнее р. Шамси в Кочкорской впадине, описанный Н. В. Макаровой (личное сообщение). Привершинная часть конуса сложена грубообломочными средней и плохой окатанности валунными галечниками с суглинстым заполнителем видимой мощностью 10—12 м. Несколько ниже по течению размер галек уменьшается и появляется большое количество галечно-гравийного и щебнистого материала.

На р. Зеравшан в пределах Пенджикентской и Самаркандской впадин конусы выноса пересыхающих потоков в вершинной части также сложены плохо окатанными угловатыми галечниками и валунами с гравийно-песчаными и суглинистыми прослоями.

Периферическая зона (краевая, по В. И. Елисееву, или веерно-мелкоземистая, по В. И. Попову) в наземных дельтах слагается супесями, суглинками, реже глинами с отдельными прослоями песка, гравия и мелкой гальки. Отложения этой зоны обычно накапливаются в виде небольших вторичных конусов выноса, которыми заканчиваются радиальные второстепенные русла после

Так, периферическая зона отмеченного выше конуса выноса безымянного сая, впадающего в р. Чу, состоит из песков и суглинков с прослоями мелкой гальки и щебенки. По периферии конус сложен палевыми рыхлыми слоистыми суглинками с небольшими линзами мелкой гальки, песка и гравия. В периферических частях обширных и пологих пролювиальных шлейфов предгорных и межгорных впадин нередко большое развитие имеют пылевато-суглинистые, почти лишенные гравелистых и песчаных частиц отложения, часто имеющие лёссовидный облик.

В качестве характерного примера можно привести верхнеплейстоценовые пролювиальные отложения Самаркандской впадины. В непосредственной близости от горных возвышенностей, обрамляющих ее, отложения конусов выноса представлены легкими супесями и суглинками с линзами и прослоями галечников, песка, гравия, реже щебня и дресвы. К периферическим частям конусов выноса наибольшее распространение получают тонкие лёссовидные суглинки, реже супеси палевого, серого и желтовато-серого цвета, обычно слабо уплотненные, макропористые, иногда с включениями дресвы и гравия.

В Пакистане периферические части голоценовых конусов выносов в межгорной впадине Сиби также слагаются светло-серыми, часто белесыми пористыми неясно слоистыми лёссовидными суглинками и супесями, среди которых ближе к горам появляются прослой тонкозернистых песков.

Иногда присутствие тонких суглинистых осадков в периферических частях конусов выноса вызвано не только естественной дифференциацией слагающего их обломочного материала, но и активным влиянием новейшей тектоники. По данным Н. В. Макаровой, это особенно характерно для узких тектонических впадин зоны предгорий Центрального и Северного Тянь-Шаня, ограниченных молодыми горстовыми или горст-антиклинальными поднятиями. В результате выклинивания подземных вод перед поднятиями и подпруживания поверхностных вод происходит заболачивание периферических частей конусов выноса, которые в этих местах слагаются тонкими серыми или темно-серыми суглинками, глинами, супесями иногда с растительными остатками.

Для наземных дельт и конусов выноса характерна дифференциация отложений не только в плане, но и в вертикальном разрезе. Как правило, она выражается в уменьшении крупности обломочного материала вверх по разрезу. Это связано прежде всего с тем, что каждая новая порция поступающего обломочного материала при росте конуса откладывается при меньших продольных уклонах. При равных расходах воды это приводит к уменьшению крупности перемещаемых и откладываемых донных наносов. Аналогичное явление будет происходить при уменьшении стока вследствие изменений климата. В частности, большое значение имеет деградация верхнеплейстоценового оледенения.

ОСОБЕННОСТИ ФОРМИРОВАНИЯ АЛЛЮВИЯ ГОРНЫХ РЕК В ПОДГОРНОРАВНИННОЙ И ДЕЛЬТОВОЙ ЗОНАХ

Аллювий равнинных рек в результате исследований Н. И. Николаева, Г. И. Горецкого, Е. В. Шанцера, Н. И. Маккавеева, Ю. А. Лаврушина, А. А. Лазаренко, В. А. Кузнецова и многих других к настоящему времени достаточно хорошо изучен. Поэтому здесь мы рассмотрим только некоторые особенности формирования и строения подгорноравнинного аллювия, обусловленные гидрологическими особенностями рек, берущих начало в горах. В пределах дельтовой зоны обширной Бенгальской дельты отмечаются специфические черты накопления аллювия в дельтах, подвергающихся значительному приливному воздействию.

В подгорноравнинной зоне накопление аллювия идет главным образом по констративному или перстративному типу. Из состава аллювия, в том числе и руслового, почти полностью исчезают галечники, и он обычно представлен песчаными и более тонкими мелкоземистыми отложениями. Долины рек становятся очень широкими, часто с неясно выраженными бортами. Поймы, как правило, обширные, нередко с несколькими уровнями. На пойме прослеживается сложный микрорельеф многочисленных ложбин стока и замкнутых понижений.

а. Общие гидрологические особенности подгорноравнинных рек

При выходе из предгорий на подгорные равнины русла горных рек из многорукавных сначала становятся незавершенно меандрирующими, а затем начинают разворачиваться в петли, переходя в свободно меандрирующие (Терек, Сулак, Кума, Сырдарья, Инд, Чу и др.). Тип русел в значительной степени зависит от водности. В. В. Ромашин [158] приводит пример р. Терек в районе сел. Эльхотово с расходом около $450 \text{ м}^3/\text{с}$, с уклоном 30‰ и многорукавным руслом, рядом с которым текут свободно меандрирующие реки Камбилеевка и Сунжа (расходы $50\text{--}80 \text{ м}^3/\text{с}$ и уклоны $5\text{--}6\text{‰}$).

Вероятно, границу между предгорной зоной и подгорноравнинной надо проводить (хотя и условно) в местах перехода многорукавных русел в меандрирующие, где происходят весьма существенные изменения гидродинамического режима и условий накопления аллювиальных отложений. Правда, часть рек (например, Брахмапутра) остаются многорукавными и в пределах равнин. Русловая многорукавность характерна для рек с повышенным содержанием наносов [143] и легкоразмываемыми берегами.

В подгорноравнинной зоне при выходе вод из русел на пойму во время паводков между русловым и пойменным потоками происходит довольно сложное взаимодействие. Как показали экспериментальные исследования И. П. Спицына [171] и наблюдения И. Ф. Карасева [75], вследствие различия продольных скоростей потоков русла и поймы на их границе возникают вихри с вертикальной осью вращения, перемещающиеся к стрежню. На образование вихрей, на их перенос и обтекание основными массами потока русла затрачивается заметная часть его кинетической энергии, что приводит к снижению скорости руслового потока. В это же время взамен поступивших в поток основного русла вихрей последний передает в пойменный поток часть своей массы. Вышедшие на пойму массы с большими продольными скоростями течения, чем пойменные, повышают средние скорости потока на пойме вблизи русла. Влияние потока основного русла на пойменный распространяется на узкую полосу поймы, обычно не превышающую восьмикратной глубины пойменного потока. Вихри с вертикальной осью вращения способствуют формированию эрозионных углублений, напоминающих в плане вытянутый и суживающийся в направлении потока эллипс. Влияние пойменного потока, вызывающее уменьшение скоростей основного [226], распространяется, как правило, на всю ширину русла. Однако в широких руслах тормозящее воздействие поймы распространяется на 60—100% ширины русла [19]. Под влиянием пойменного потока по глубине руслового потока происходит также выравнивание эпюры скоростей, т. е. донные скорости приближаются к поверхностным.

Уменьшение скоростей течения в главном русле происходит до некоторого минимума. С дальнейшим увеличением глубины слоя затопления поймы скорости течения в основном потоке начинают возрастать.

Отмеченное выше уменьшение скоростей при выходе воды на пойму вызывает резкое сокращение расходов наносов, которые начинают осаждаться в основных руслах. Падение расходов наносов основного русла при выходе воды на пойму тем больше, чем больше шероховатость поймы, а следовательно, и больше разность скоростей руслового и пойменного потоков [19].

При дальнейшем росте глубин русла и поймы наблюдается возрастание расходов наносов, но темп роста существенно ниже, чем в русле без поймы. В начале паводка при выходе воды на пойму в главном русле происходит уменьшение крупности транспортируемых и осаждающихся наносов. Наибольшей руслоформирующей способностью поток обладает тогда, когда горизонт воды максимальный, но нет затопления поймы.

На излучинах русла при выходе вод на пойму происходят резкие изменения характера поперечных течений. При движении потока при незатопленных поймах повышение уровня воды у вогнутого берега приводит к появлению нисходящих вдоль него токов и донных поперечных течений, направленных от вогнутого

берега к выпуклому. Когда же пойма затоплена, разность отметок свободной поверхности на пойме и над затопленной бровкой вогнутого берега русла вызывает интенсивный ток воды из русла на пойму. Это происходит струями, подтекающими из глубин русла. Вследствие этого опускание поверхностных струй у вогнутого берега ко дну может при выливе воды на пойму измениться на движение в противоположном направлении с появлением восходящих токов. Восходящие струи у вогнутого берега были зафиксированы М. Я. Ярославцевым [231] при измерении поперечных течений, а также по крупности выносимых на пойму наносов. Оказалось, что крупность соответствует наносам, перемещающимся в придонной области руслового потока. При растекании по поверхности поймы выходящего из русла потока скорости его резко падают, что вызывает выпадение наносов, которые начинают откладываться на бровке русла, образуя прирусловой вал. Влечение по пойме вынесенных из русла наносов при достаточно больших скоростях выходящего на пойму потока нередко приводят к образованию гряд, которые в межень видны в виде прирусловых валов, расположенных концентрично друг к другу и к берегу излучины. Крупность отложений, слагающих береговые валы, как правило, уменьшается по мере удаления от берегов русла. Наиболее высокие береговые валы образуются в местах местных понижений поверхности поймы (отмерших протоков, стариц и т. п.), где происходит максимальный вылив воды из русла на пойму. Н. С. Знаменская [60] выделяет на излучинах три участка, где наблюдаются выносы донных наносов из русла на пойму — пляж, перекаат и плёсовую лощину. При выносе наносов с пляжа создаются береговые валы, при выносе их с перекаата наблюдается повышение отметок верхового участка пойменного массива, а в случае выноса наносов из плёса образуются только небольшие местные аккумулятивные образования.

Исследования гидравлических свойств пойменных потоков [85] показали, что их характерной особенностью является крайняя неравномерность распределения скоростей течения. Наряду с большими пространствами застойных зон выявляются участки сосредоточенных перепадов уровней, так называемые прорвы, где скорости течения могут превосходить скорости течения основного русла. В этих местах появляются ямы и ложбины размыва, а также конусы выноса песка. Прорвы — зачаточные формы пойменных русел, и в них могут формироваться пойменно-русловые отложения.

Типичными подгорноравнинными реками, которые изучались автором, являются Брахмапутра и Инд.

Брахмапутра — это река со смешанным типом питания. Ее основной сток формируется в результате таяния снегов и льдов в горной области и дождями во время летних муссонов. Брахмапутра характеризуется мощным затяжным половодьем, продолжающимся с апреля по сентябрь. Расходы воды в паводок дости-

гают 15 000 м³/с, в зимнее время они сокращаются до 4000—6000 м³/с. Уровень воды Брахмапутры в половодье может повышаться на 10—12 м. Количество наносов, переносимых рекой, превышает 900 млн. т/год.

Инд — река снего-ледникового питания, а роль дождевого стока сравнительно мала. Паводок на Инде менее продолжительный (август — сентябрь) и расходы колеблются от 350 м³/с в межень до 30 000 м³/с в половодье. Уровень воды при максимальных расходах повышается на 4—6 м. Инд ежегодно переносит около 450 млн. т наносов.

На примере Инда и Брахмапутры хорошо видно, что подгорно-равнинные реки, берущие начало в горах, даже если они относятся к разным типам питания, характеризуются достаточно длительным половодьем (от одного-двух до пяти-шести месяцев). Такой затяжной паводок, несомненно, влияет на формирование современного аллювия, в особенности пойменного.

Формирование и строение подгорноравнинного аллювия весьма существенно отличаются на реках с русловой многорукавностью и на меандрирующих реках.

б. Основные закономерности формирования аллювия на реках с русловой и пойменной многорукавностью

Типичной рекой с многорукавным руслом является р. Брахмапутра. Кроме многорукавных русел, по данным Д. Колемана [243], на Брахмапутре выделяются также относительно прямолинейные и меандрирующие однорукавные русла отдельных проток. Прямолинейные русла характеризуются очень пологими изгибами, на которых формируются вытянутые прирусловые отмели, смещающиеся вниз по течению с изменением ориентировки за 20—50 лет. Они переносят сравнительно мало влекомых наносов и характеризуются неровным дном с мелкими песчаными рифелями и малой дифференциацией плёсов и перекатов.

В меандрирующих руслах на поворотах поперечные циркуляционные скорости могут достигать 10—20% от продольных скоростей течения. Они максимальны в плёсах подмываемого берега и минимальны у прирусловых отмелей. Глубина плёсов на Брахмапутре достигает 30—35 м.

Для многорукавных русел характерны очень короткие суженные участки, где Брахмапутра практически течет единым потоком. Такие участки часто образуются в местах выхода глин в пойме, а также ниже и выше крупных островов. Глубина реки в сужениях увеличивается до 20—25 м местами до 40—50 м, и здесь обычно происходит эрозия, сменяющаяся аккумуляцией ниже и выше по течению.

Формирование современных донных аккумулятивных форм, играющих решающую роль в перемещении влекомых наносов и накоплении руслового аллювия, на Брахмапутре было детально

изучено Д. Колеманом. По его данным, наиболее мелкими донными аккумулятивными формами являются песчаные микрогряды (песчаная рябь), имеющие высоту от 5—10 до 30—35 см, перемещающиеся с различной скоростью. Они чаще всего встречаются в головных частях более крупных аккумулятивных образований. Скорость накопления русловых песков в виде таких микроформ, образующих в разрезе мелкую косую слоистость, по исследованиям Д. Колемана, достигает 1—1,2 м в сутки. Микрогряды, или песчаная рябь, наиболее характерны для меженного периода с минимальными расходами.

При подъеме уровня воды и некотором возрастании скорости течения размеры микрогряд увеличиваются до 0,3—1,6 м в высоту и от 10 до 150—160 м в длину. Эти более крупные песчаные гряды имеют в плане форму полумесяца. Скорость перемещения гряд вниз по течению также очень изменчива и колеблется от 25—30 до 250 м в сутки. У них часто можно наблюдать эрозионные понижения глубиной до 0,7—1,0 м, ориентированные параллельно течению и перпендикулярно грядам. При спаде воды в межень они выходят на поверхность и превращаются в изолированные лужи, где могут оседать тонкие взвешенные наносы.

Подвижность песчаных гряд на Брахмапутре очень велика. Для сравнения можно отметить, что на Амударье песчаные гряды высотой 1,5—2 м перемещаются со скоростью, не превышающей 30—50 м/сут [131].

К третьей категории донных аккумулятивных форм относятся серповидные песчаные дюны, характерные для паводочного режима с высокими скоростями течения. Их высота колеблется от 1,5 до 7—8 м, длина от 40—50 до 500—550 м. Зависимость высоты дюн от уровня воды проявляется только на глубинах, меньших 6—7 м. Поверхность дюн в большинстве случаев ровная, без более мелких наложенных форм. У дюн обычно имеются водовороты и перед их фронтальной частью часто образуются эрозионные понижения. Скорость перемещения дюн колеблется от 30—35 до 100—110 м в сутки. Характер перемещения дюн во время паводка и на спаде паводковых вод хорошо прослеживается по повторным профилям дна (рис. 67, а, б), составленным Д. Колеманом. Скорость перемещения дюн заметно увеличивается при повышении уровня воды. Количество руслового аллювия, откладываемого в виде дюн, достигает 5—7 м в сутки.

Примерно аналогичные песчаные аккумулятивные формы с высотой во время паводков до 6—7 м отмечаются А. Б. Малковым [116] на Амударье и Сырдарье. Скорость перемещения этих образований зависит от средней скорости потока и редко превышает 30—50 м в сутки.

К максимальным русловым формам, зафиксированным на Брахмапутре, относятся крупные ленточные гряды высотой от 7—8 до 15—17 м и длиной от 200 до 1000 м, формирующиеся только в максимум половодья и на его спаде. Длина их обычно прямо

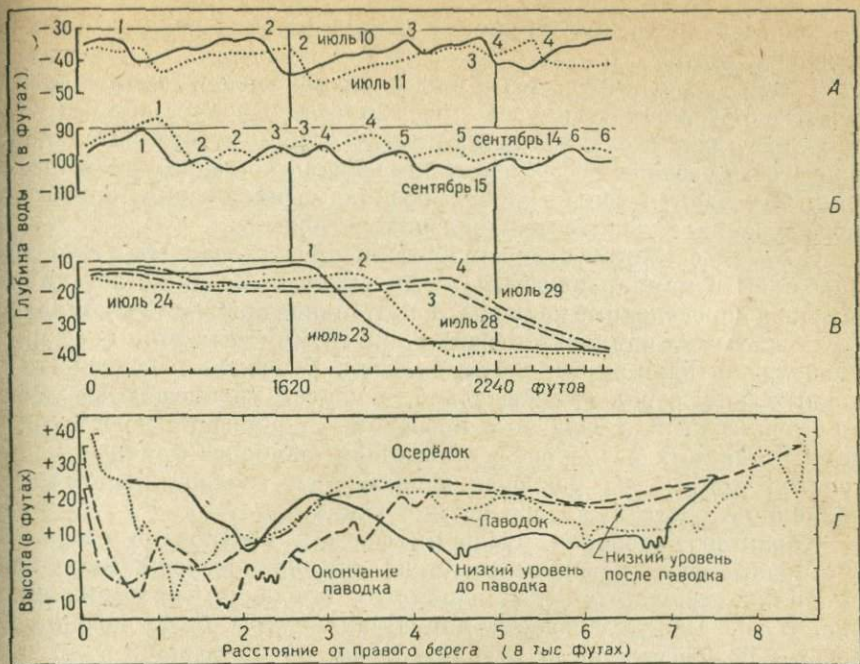


Рис. 67. Русловые переформирования на р. Брахмапутре, по Колеману:

А, Б — перемещения дна; В — перемещения ленточных гряд; Г — профили дна главного русла р. Брахмапутры у г. Сираганж за 1966—1967 паводковый цикл

пропорциональна глубине, но высота от глубины не зависит. Скорость перемещения крупных ленточных гряд может достигать 300—500 м в сутки. Перемещение гряд происходит за счет размыва их верхних частей (см. рис. 67, в) до 5—7 м и отложения размывтого песчаного материала на крутых фронтальных склонах. При спаде уровня воды скорость перемещения постепенно уменьшается вплоть до полного прекращения движения. На тыловых частях ленточных гряд обычно формируются более мелкие аккумулятивные формы в виде песчаной ряби и рифелей. Во время пика паводка перед фронтальными частями гряд нередко образуются эрозионные понижения эллипсоидальной формы, глубиной до 3—4 м и более. При наличии таких эрозионных понижений, которые постепенно выполняются наносами, скорости перемещения ленточных песчаных гряд несколько уменьшаются. В результате движения песчаных гряд за паводок в русле может отложиться 15—17 м косослоистых песков.

На высоту и форму песчаных гряд существенное влияние оказывает содержание взвешенных наносов. Повышение мутности потока приводит к первоначальному увеличению донных гряд, но

до определенного максимума, а затем высота гряд начинает уменьшаться.

Интересно отметить, что в максимум половодья на отдельных участках русла Брахмапутры прослеживается ровное дно без каких-либо, даже мелких аккумулятивных форм и горизонтальной слоистости песчаных осадков, отлагающихся при замедлении течения. Отмечаются только узкие эрозионные понижения, ориентированные параллельно направлению потока.

Сравнение многочисленных профилей дна, сделанных в течение паводкового цикла, показывает, что русловые осадки отлагаются только в определенные периоды, а в остальное время дно стабильно или испытывает эрозию. Миграция аккумулятивных донных форм наиболее активно происходит в паводок. В межень передвижение донных форм очень незначительно, и наносы перемещаются вниз по течению крайне медленно. Эрозионные понижения между грядами различных размеров, в особенности наиболее крупных ленточных, при малых расходах заполняются горизонтально- или наклонно-слоистыми алевритистыми глинами.

Характер изменения русловых форм в поперечном сечении в основные фазы паводкового цикла хорошо прослеживается на профилях, сделанных Д. Колеманом в створе г. Сираганж (см. рис. 67, з). Перед паводком дно Брахмапутры было довольно ровным и максимальные глубины русла не превышали 7—8 м. При увеличении расходов русло расширялось и углублялось, причем оно углублялось по первоначальным тальвегам. В центральной части русла аккумуляровались песчаные осадки в виде крупной песчаной гряды. Во время паводка отмечались значительные (до 17 м) врезание одного из русел и интенсивный размыв берегов. В центральной части русла шириной около 1 км накопилась толща наносов мощностью до 3—3,5 м, сформировавших осередок. При спаде паводка осередок вышел из воды и образовался остров. Русло у левого берега было выполнено наносами мощностью до 2,5—3 м, а главное русло с максимальными глубинами вплотную приблизилось к правому берегу, который начал интенсивно размываться.

Скорости размыва берегов и накопления осадков в пределах низкой поймы Брахмапутры, Ганга и Тисты достигают очень больших значений. Так, у устья р. Тисты в декабре (межень) нами наблюдался размыв берега низкой поймы со скоростью 1,15—1,2 м/ч. Ниже по течению размываемый материал формировал новый песчаный остров [213].

Во время паводков скорости размыва берегов еще более увеличиваются. По мнению К. И. Россинского и Г. Г. Шевелевой [161], это вызвано тем, что в паводочный период происходит активное перемещение крупных донных аккумулятивных форм. При их обтекании речной поток искривляется и в нем возникают поперечные циркуляционные течения, под действием которых наносы относятся от берегов. Основания берегов начинают подмываться,

берега теряют устойчивость и обрушаются. На большую роль мощных поперечных циркуляций в размыве берегов указывают и другие авторы.

Сравнение аэрофотоснимков 1953 и 1960 гг. поймы Брахмапутры (протяженностью около 55 км) в районе г. Сираганж показало, что за семилетний период ее очертания и характер распределения островов и кос существенно изменились. Так, в районе г. Казипур крупный повышенный остров, использовавшийся под посевы, полностью исчез, и на его месте сформировалась низкая «активная» пойма, сложенная незакрепленными песчаными отложениями (рис. 68). Широкая протока, отделяющая этот остров от берега, за этот период была почти полностью занесена песчаными осадками. У противоположного берега (р-н сел. Серасбари), наоборот, к 1960 г. появился повышенный остров, закрепленный растительностью, сформировавшийся на месте низких песчаных островов и отмелей. Аналогичные изменения прослеживаются и на других участках, расположенных ниже по течению. Конфигурация «коренного» берега высокой поймы с 1952 по 1960 г. не претерпела сколько-нибудь существенных изменений. Следует отметить, что, вероятно, аэро съемка 1960 г. была сделана при несколько более низком уровне воды в Брахмапутре, хотя обе съемки проводились в меженный период.

По данным Д. Колемана [243] и Г. Армстронга [234], скорости размыва низкой поймы на Брахмапутре достигают 800—850 м в год. Годовое нарастание поймы за счет интенсивной аккумуляции наносов часто превышает 900—950 м.

Многочисленные крупные и мелкие донные аккумулятивные формы обсыхают в межень и образуют низкую пойму, которая практически представляет собой паводочное русло. Низкая пойма Брахмапутры, достигающая в ширину 12—14 км, представляет собой серию островов и кос различных размеров, разделенных многочисленными протоками. Острова и косы возвышаются над меженным уровнем воды на высоту до 2—3 м и слагаются в основном песчаными отложениями с характерной мелкой волнистой грядовой поверхностью. Никаких грив, которые могли бы указывать на формирование прирусловых валов, на ее поверхности не прослеживается.

Полевые исследования Д. Колемана [243] показали, что подводные склоны головных частей островов и осередков очень крутые и часто сразу же выше по течению перед ними на дне русла формируются эрозионные понижения. Хвостовые части островов обычно имеют очень пологие склоны с мелко волнистой поверхностью. Иногда на них прослеживаются и более крупные аккумулятивные формы в виде песчаных дюн и гряд. Головные части островов достаточно интенсивно эродируются, а хвостовые нарастают, что вызывает их смещение вниз по течению. Небольшие острова и осередки могут быть смещены вниз по течению за один паводок на расстояние около 1,5—1,7 км.

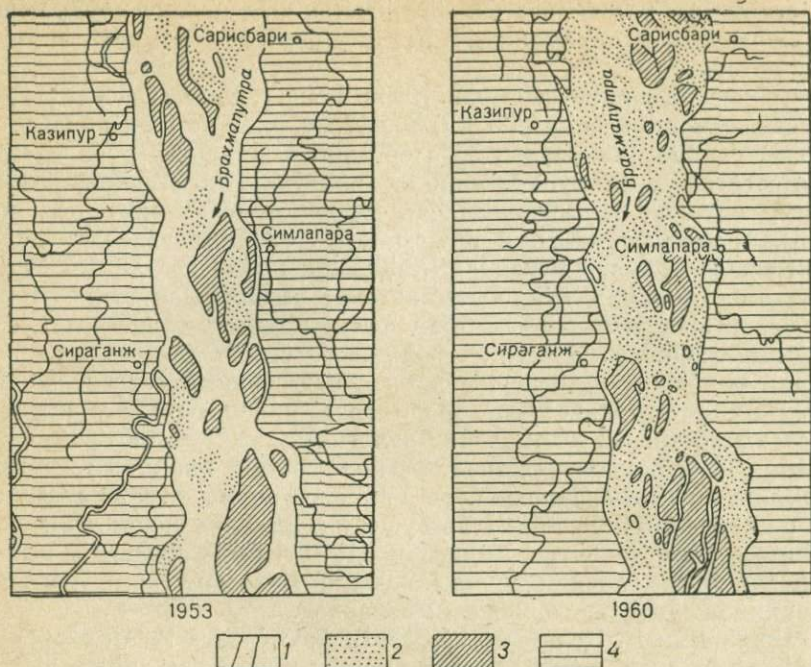


Рис. 68. Характер изменения русла р. Брахмапутры в районе г. Сираланж.
 1 — русло; 2 — пониженные участки низкой поймы; 3 — повышенные участки низкой поймы; 4 — высокая пойма

В пределах низкой поймы Брахмапутры можно выделить наиболее пониженные участки с песчаной поверхностью, не закрепленной растительностью, и повышенные части, используемые под посевы. Относительно пониженные участки поймы активно переформируются даже в меженный период. Для них характерны довольно многочисленные отрицательные формы рельефа (рис. 69), представляющие собой реликтовые протоки, а также эрозийные понижения между аккумулятивными грядами различных размеров. На незакрепленной песчаной поверхности низкой поймы иногда прослеживаются типичные котловины выдувания.

В разрезах низкой поймы Брахмапутры, Ганга и Тисты выше зоны воздействия приливов достаточно четко выделяются несколько основных типов русловых отложений, характеризующих паводковый и меженный режим стока. Среди паводковых отложений наиболее широко развиты средне- и грубозернистые кварцеволудистые пески с крупномасштабной диагональной косою слоистостью, характеризующиеся почти полным отсутствием тонкозернистого материала. Они представляют собой отложения крупных ленточных гряд и дюн, начинающих активно формироваться на подъеме паводка при максимальных горизонтах воды без зато-

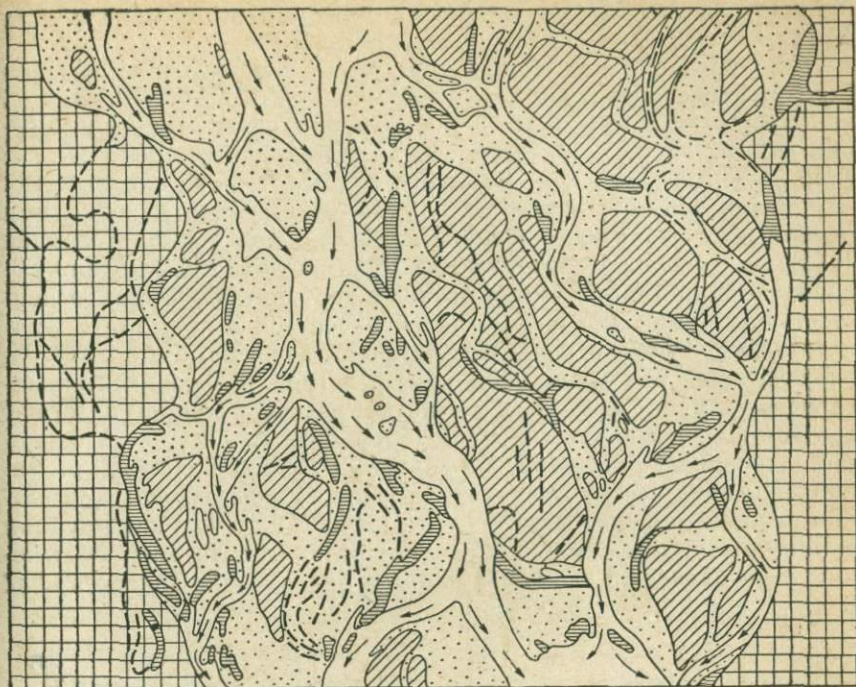


Рис. 69. Участок поймы р. Брахмапутры в районе Мадрипурских джунглей.

1 — меженное русло; 2 — пониженные участки низкой поймы с мелковолнисто-грядовой поверхностью, не закрепленной растительностью; 3 — отрицательные формы рельефа низкой поймы, периодически затопляемые водой; 4 — повышенные участки низкой поймы, используемые под посевы; 5 — высокая пойма; 6 — отмершие и периодически действующие протоки на низкой и высокой поймах

пления высокого уровня поймы. При выходе воды на пойму в результате взаимодействия пойменного и руслового потоков в главном русле, как уже отмечалось, происходит некоторое снижение скоростей течения. Однако гряды продолжают интенсивно формироваться, но крупность осаждающихся наносов несколько уменьшается. При дальнейшем увеличении расходов и глубины пойменного потока скорости течения в основном русле снова начинают возрастать и здесь формируются максимальные по размерам песчаные гряды, сложенные наиболее грубыми разностями песков.

Типичный разрез крупной ленточной гряды, сформировавшейся за один паводковый цикл и образовавшей небольшой остров, наблюдался нами на р. Брахмапутре у г. Симлапара. Об образовании острова за один паводковый цикл свидетельствует опрос местных жителей, а также то, что остров совершенно лишен растительного покрова. На островах возрастом более одного года всегда

имеется растительность, так как климатические условия для ее формирования здесь крайне благоприятны.

Над урезом воды обнажаются кварцево-слюдистые крупнозернистые пески с четкой наклонной слоистостью (рис. 70, слой 1), накопившиеся в максимум половодья при активном передвижении гряды. На них залегает очень маломощный (около 20 см) слой 2 таких же песков, но уже с горизонтальной слоистостью. Эти пески могли сформироваться на самом пике паводка при наибольших скоростях течения, когда, по мнению Д. Колемана [243], на отдельных участках дна Брахмапутры происходило выравнивание дна и отложение песков с горизонтальной макрослоистостью. Кроме того, они могли образоваться в результате местного подпора потока перед постоянными водоворотами, часто образующимися над вершинами крупных гряд. На горизонтально-слоистые крупнозернистые пески по резкой границе налегают средне- и мелкозернистые пески (слой 3) в нижней части с мелкой линзовидно-волнистой, а в верхней — косою слоистостью. Накопление этих песков происходило уже на спаде паводка при резком уменьшении скоростей течения, когда сама гряда как крупная аккумулятивная форма практически не двигалась вниз по течению и перемещение влекомых наносов происходило только в виде мелких аккумулятивных форм. Выше залегают мелкозернистые

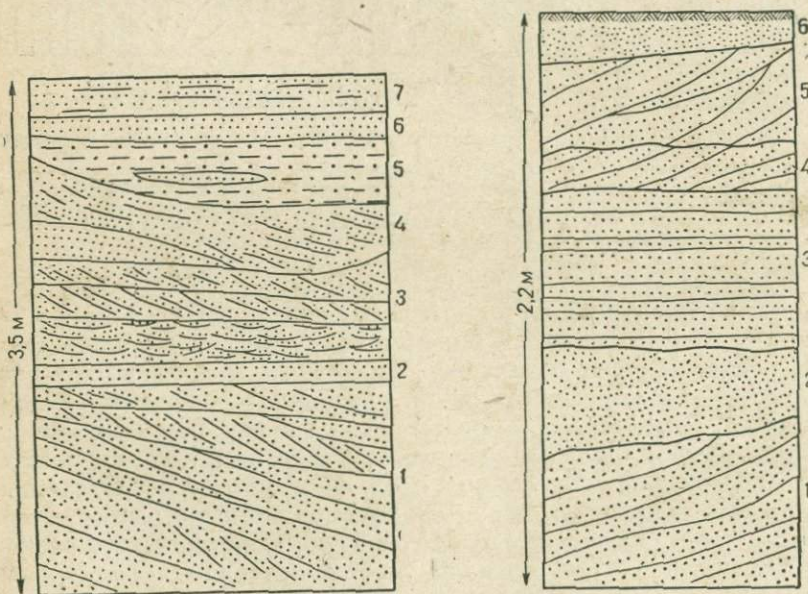


Рис. 70. Разрез песчаного острова на р. Брахмапутре у г. Симлапара.

Цифры справа — номера слоев

Рис. 71. Обнажение низкой поймы р. Тисты у г. Каунья.

Цифры справа — номера слоев

глинистые пески (слой 4) с неясной косо́й слоистостью, которые выполняют четко выраженное эрозийное понижение между двумя грядами. Над ними лежат легкие песчаные буровато-серые супеси (слой 5) с линзами микрогоризонтально-слоистых тонкозернистых песков. На супеси налегают средне- и мелкозернистые светло-серые рыхлые пески без ясно выраженной слоистости. Эти слои (4—7) супесей и тонкозернистых песков формировались в межень при минимальных скоростях течения, когда существовали благоприятные условия для отложения не только влекомых, но и взвешенных наносов.

Интересные разрезы крупных песчаных гряд можно наблюдать в обрыве низкой поймы р. Тисты у г. Кауния (рис. 71). Крупнозернистые пески слоя 1 представляют собой отложения песчаной гряды, сформировавшейся при паводочном режиме. На самом спаде паводка и в межень отлагались мелкозернистые глинистые пески слоя 2 с характерной мелкой линзовидно-волнистой слоистостью. Горизонтально-слоистые пески слоя 3, вероятно, отложились в начале следующего паводкового цикла, при подпоре р. Тисты Брахмапутрой, на которой подъем уровня воды начинается раньше, чем на р. Тисте. Их можно отнести к фации гидравлического подпора притока главной рекой. Пески слоя 4 с мелкой косо́й слоистостью, по-видимому, накапливались в начале паводка после исчезновения подпора со стороны Брахмапутры. Грубозернистые пески слоя 5 с крупной косо́й слоистостью, так же как и пески слоя 1, представляют собой отложения ленточной гряды максимума половодья. Тонкозернистые глинистые пески слоя 6, как и пески слоя 2, являются меженными отложениями, выполнившими понижения между крупными песчаными грядами.

На повышенных участках низкой поймы, часто используемых под посевы, строение современных аллювиальных отложений имеет несколько иной характер. В качестве весьма характерного примера можно привести обнажение высокого уровня низкой поймы Брахмапутры в районе г. Бухадиакул (рис. 72).

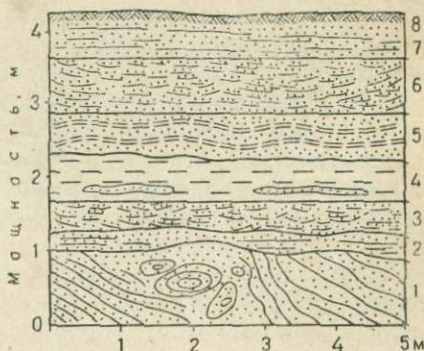


Рис. 72. Обнажение низкой поймы р. Брахмапутры у г. Бухадиакул.

Цифры справа — номера слоев

Первый слой грубых песков с крупной диагональной слоистостью представляет собой типичные отложения большой паводочной гряды. Нарушенная косая слоистость в виде очень своеобразных песчаных катышей, по-видимому, является результатом подводного оползания или эрозионного разрушения донных аккумулятивных форм при внезапном увеличении турбулентных течений, которые обычно появляются во время резкого повышения уровня воды. Маломощные (20 см) горизонтально-слоистые пески слоя 2, вероятно, были отложены во время максимума половодья при гладкой фазе влечения наносов. Мелкозернистые пески и суглинки слоев 3 и 4, очевидно, отлагались в межень, выполняя понижения между крупными паводочными песчаными грядами. Пески слоев 5, 6 и 7 с четкой мелкой волнистой слоистостью формировались в следующий паводок, но явно в более спокойной гидродинамической обстановке, чем грубые косослоистые пески слоя 1. Характерная для них мелковолнистая и горизонтально-линзовидная слоистость указывает на тип движения наносов слоем волочения, который является типичным для потоков со сравнительно небольшими скоростями течения и более мелкими влекомыми наносами. Такого рода отложения формируются, по-видимому, в широких половодных потоках, заливающих и повышенные участки низкой поймы. На максимуме половодья здесь в большинстве случаев отлагаются средне- и мелкозернистые пески с мелкой косой и линзовидно-волнистой слоистостью. Во время спада половодья уровень воды постепенно понижается, течение замедляется и отлагаются тонкозернистые горизонтально- и пологоволнисто-слоистые пески, а в отдельных местах легкие супеси и суглинки. Так как паводок на Брахмапутре имеет многочисленные мелкие пики, то гидрологический режим в половодных руслах меняется очень часто, что приводит к формированию пестрых по литологическому составу отложений.

В разрезах низкой поймы рек Тисты, Ганга и Брахмапутры местами прослеживаются глинистые и суглинистые отложения, иногда по своему облику напоминающие старичные осадки. Эти разрезы приурочены к поперечным (по отношению к направлению основного течения) или диагональным протокам, четко выраженным в современном рельефе пологими понижениями с относительной глубиной 1,5—2 м. Горизонтально-слоистые глины и тяжелые суглинки формировались в условиях стоячих вод, по-видимому, после окончания паводка, когда протоки превратились в озеровидные водоемы. Линзовидно-слоистые пески и легкие суглинки отлагались во время паводков в широких протоках со слабым течением, в которых преобладало перемещение влекомых наносов слоем волочения.

Таким образом, в разрезах активно формирующейся низкой поймы рек Брахмапутры, Тисты и Ганга выше зоны воздействия приливов в зависимости от гидродинамической обстановки накопления можно выделить шесть основных типов аллювиальных отложений.

К первому типу относятся отложения максимальных по размерам песчаных ленточных гряд, формирующихся в паводковых руслах при наибольших руслоформирующих расходах. Они представлены грубозернистыми кварцево-слюдистыми песками с крупной сильно наклонной (до $15-20^\circ$) косой слоистостью, нередко нарушенной подводным оползанием или размывом при резких увеличениях турбулентных течений.

Следует отметить, что максимальная крутизна гряд и их высота наблюдаются на подъеме половодья, когда возрастает и крупность влекомых наносов. Погрубение наносов в плёсах при увеличении паводковых расходов идет быстрее, чем на перекатах, где повышение уровней вызывает ослабление уклонов и рост скоростей течения оказывается замедленным. На пике половодья и в начале спада длина гряд значительно увеличивается, а их высота и крутизна заметно уменьшаются. Крупность донных отложений в это время максимальна. Поэтому наиболее крупномасштабная косая слоистость с максимальными наклонами отражает нарастающий паводковый режим. Русловые отложения пика паводка характеризуются максимальной крупностью, несколько большей в плёсах по сравнению с перекатами, и уменьшением наклонов и размеров косых серий по сравнению с отложениями периода подъема половодья.

По особенностям строения и условиям формирования паводковые отложения песчаных гряд можно сопоставить с фацией перекатов и, возможно, стречневой фацией равнинных рек умеренного пояса, выделенных Е. В. Шандером [216].

Второй тип отложений также возникает в максимум половодья, но уже не при грядовой, а при гладкой фазе перемещения наносов на участках с ровной поверхностью дна. Они представлены крупнозернистыми кварцево-слюдистыми песками с горизонтальной макрослоистостью. Однако при детальном рассмотрении часто удается установить, что эти горизонтальные слои песков состоят из очень мелких косых серий микроформ дна. Для них также характерен наклон длинных осей пластинок слюды вниз по течению.

Третий тип отложений представлен горизонтально-слоистыми тонкозернистыми песками обычно более мощными по сравнению со вторым типом. В их составе резко преобладают слюды, пластинчатые зерна которых ориентированы плоской стороной горизонтально. Этот тип отложений формируется при резком уменьшении скоростей часто почти до нулевых значений и даже при обратных течениях в условиях гидравлического подпора. Участки с замедленным течением и даже со стоячей водой образуются под воздействием крупных водоворотов, а на реках Тисте и Ганге — в результате их подпора водами Брахмапутры, паводок на которой начинается значительно раньше. Мощности горизонтально-слоистых мелкозернистых песков фации гидравлического подпора обычно в несколько раз больше мощностей крупнозернистых песков

с макрогоризонтальной слоистостью, формирующихся в гладкую фазу влечения наносов.

Если первые три типа отложений образуются при паводковом режиме с максимальными расходами воды и наносов, то следующие три типа — в более спокойной гидродинамической обстановке на спаде паводка, в межень и в начале половодья.

К четвертому типу относятся мелко-, и реже среднезернистые кварцево-слюдистые пески с мелкой косой и линзовидно-волнистой слоистостью, которые накапливались при малых расходах, когда перемещение влекомых наносов происходило в виде мелких аккумулятивных форм, а крупные песчаные гряды были уже стабильными. Характер косой слоистости показывает, что они формировались на мелководных участках, примыкающих к берегу или крупным островам, где скорости течения были небольшими. По условиям формирования и особенностям строения эти пески с характерной мелкой косой и линзовидно-волнистой слоистостью рьяи течения близки к фации прирусловой отмели, выделяемой на равнинных реках умеренного и субарктического поясов.

Пятый тип русловых отложений низкой поймы рек Брахмапутры, Ганга и Тисты представлен тонкопесчаными и мелкозернистыми осадками с мелкой волнистой и горизонтальной слоистостью. Они выпадают главным образом из взвешенных наносов, выполняя понижения между песчаными грядами при малых расходах, когда крупные аккумулятивные донные формы прекращают свое движение. Этот тип отложений в какой-то мере можно сопоставить с осадками заиленных плёсов, выделяемых А. А. Лазаренко [102].

К шестому типу относятся довольно пестрые по составу, чередующиеся между собой мелкозернистые пески, супеси и суглинки с мелкой волнистой и линзовидной слоистостью, отлагающиеся в достаточно спокойной гидродинамической обстановке широких паводковых потоков. Они накапливаются в основном из влекомых наносов, перемещающихся слоем волочения, и только на самом спаде паводка частично из взвешенных наносов. Эти весьма характерные отложения широких пойменных русел выделяются как пойменно-русловые.

В качестве особого типа можно выделить отложения периодически отмирающих пойменных водоемов, формирующиеся в условиях стоячих вод и представленные тонкогоризонтально-слоистыми глинистыми осадками старичного облика.

В разрезах высокой поймы основные типы аллювиальных отложений выделяются довольно отчетливо. Однако в них появляются также и типичные пойменные отложения, сложенные суглинками и глинами (рис. 73, А, слой 4). Пойменно-русловые отложения в разрезах высокой поймы нередко залегают на пойменных (см. рис. 73, Б) и представлены тонкозернистыми глинистыми песками с мелковолнистой слоистостью (слой 3, 5).

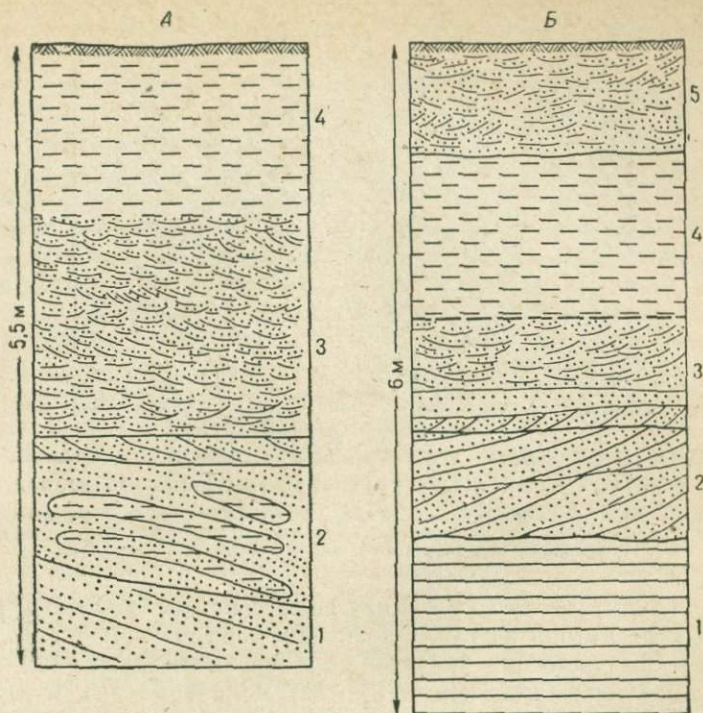


Рис. 73. Типичные разрезы высокой поймы р. Брахмапутры:
 А — у сел. Кеута, Б — у р. Ингана. Цифры справа — номера слоев

Широкое распространение пойменно-русловых отложений в разрезах поймы Брахмапутры и ее притоков вызвано русловой и пойменной многорукавностью этих рек. Как уже отмечалось, в приречной зоне поймы средние скорости течения воды вблизи русел значительно выше, чем в остальных частях, вследствие активного воздействия руслового потока на пойменный. В образующиеся здесь эрозионные понижения в максимум паводка начинают поступать песчаные наносы из основных русел, причем нередко и из придонных слоев. Наиболее активно этот процесс происходит на излучинах. В результате в суглинистых и супесчаных разрезах поймы появляются песчаные прослои с характерной слоистостью ряби течения, которые могут находиться в любых их частях.

Исследования З. М. Великановой и Н. А. Ярных [28] показали, что максимальные скорости пойменного потока наблюдаются в его верховой части, в месте выхода воды из русла на пойму. Затем скорости значительно падают и вновь несколько

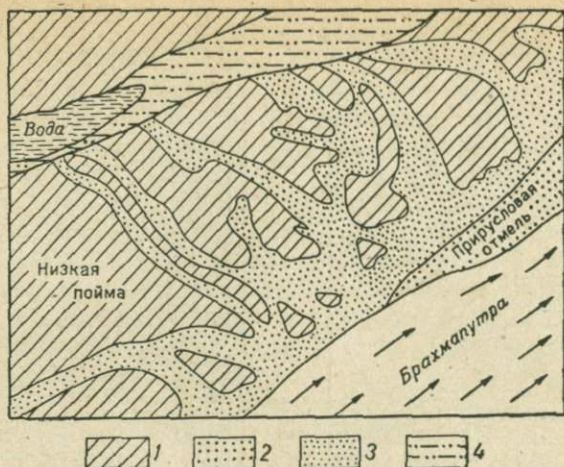


Рис. 74. Участок поймы р. Брахмапутры ниже г. Тангаи.

1 — низкая пойма; 2 — прирусловая отмель, сложенная средне- и мелкозернистыми песками; 3 — пойменные ложбины, выполненные тонкозернистыми глинистыми песками; 4 — отмершая протока, выполненная иловатыми суглинками

увеличиваются только при сливе воды с поймы обратно в русло. При выходе потока из русла на пойму вода поступает с большим количеством наносов, значительная часть которых отлагается в верховой части пойменных проток. В центральных и низовых частях количество отлагающихся наносов значительно сокращается и крупность их уменьшается. Поэтому наиболее интенсивное формирование пойменно-русловых отложений происходит в верховых частях пойменных русел, а вниз по течению оно затухает. Это приводит к некоторой продольной сортировке пойменно-русловых отложений с постепенным небольшим уменьшением крупности обломочного материала от верховых к низовым участкам пойменных русел.

Пойменные русла в результате интенсивной аккумуляции в главном русле нередко от него отшнуровываются и превращаются в вытянутые замкнутые водоемы со стоячей водой, где начинается накопление тонких иловатых осадков старичного облика.

Пойменно-русловые отложения наиболее характерны для приречной зоны, где происходит активное взаимодействие руслового и пойменного потоков. На рис. 74 отчетливо видно, что песчаные отложения пойменных ложбин вблизи основного русла Брахмапутры широко развиты на поверхности поймы. Глубина вреза пойменных ложбин у главного русла может достигать 2—3 м. Вследствие этого в приречной зоне поймы во время паводка вода в основном концентрируется в пойменных руслах и не заливают пойму сплошным равномерным покровом.

На высокой пойме Брахмапутры в паводок отмечаются обширные (до 150—200 км²) разливы глубиной до 3—4 м, где течение

очень слабое или вообще отсутствует; здесь накапливаются тонкие суглинки и илы из взвешенных наносов со скоростью 2—3 см в год.

Бенгальская равнина характеризуется интенсивными новейшими опусканиями [205, 206, 209], и аллювий здесь накапливается по ярко выраженному констративному типу. Избыточная аккумуляция наносов вызвала образование обширных пойм и развитие руслового процесса типа пойменной многорукавности. Смещение русел и накопление аллювия происходят очень быстро. Так, еще в XVI веке основная часть потока Ганга впадала в Бенгальский залив через протоку Хугли (около г. Калькутты), которая сейчас является отмершей и существует только за счет приливо-отливной деятельности [214]. Мощность песчаного аллювия, отложенного Брахмапутрой при ее миграции к западу от старого русла у г. Ислампур за период с 1830 по 1967 г., по данным Д. Колемана [243], колеблется от 20 до 40 м.

О быстрой констративной аккумуляции в пределах аллювиальной равнины, созданной деятельностью Брахмапутры и ее притоков, свидетельствуют и разрезы гидрогеологических скважин, в которых не полностью вскрытая мощность аллювия достигает 100—150 м. В разрезах скважин преобладающее распространение имеют русловые и пойменно-русловые отложения, представленные чередующимися слоями песков с различной крупностью — от грубозернистых, гравийных до тонкозернистых глинистых. Пойменные отложения представлены суглинками и супесями мощностью от 0,5 до 3—5 м, встречающимися в разных частях разрезов. В отдельных скважинах вскрыты также голубовато-серые и серые иловатые глины, которые можно отнести к отложениям отмерших пойменных водоемов старичного облика.

Река Инд до впадения в нее притока р. Панджнад также характеризуется русловой и пойменной многорукавностью, и основные черты строения и формирования здесь современного аллювия во многом сходны с таковыми на Брахмапутре и ее притоках.

После выхода из Соляного хребта у сел. Мари р. Инд имеет многорукавное русло с островной поймой, несущей покров песков. В приречной зоне из-под песчаных отложений появляются пятна галечников размером до 5—6, редко 8—10 см, которые слагают также и меженное русло. Ниже по течению русловые галечники довольно быстро замещаются грубозернистыми песками.

У г. Дераисмайлхан пойма Инда еще более расширяется, достигая в ширину около 20 км. Русло остается многорукавным, причем второстепенные протоки по своим размерам всего в 2—2,5 раза меньше главного русла. Пойма четко подразделяется на два уровня — низкий и высокий, отличающиеся микрорельефом и особенностями накопления аллювиальных осадков. Высокая пойма имеет плоскую, почти нерасчлененную поверхность, сложенную серыми суглинками. Только в отдельных местах прослеживаются небольшие (до 20 м шириной), сильно вытянутые скопления

песков высотой до 1 м, представляющие собой, вероятно, слабо переветренные прирусловые валы.

Низкая пойма высотой над урезом воды в межень 1—1,5 м обычно имеет мелкопочковатую поверхность с многочисленными мелкими грядами тонкозернистых песков серого цвета. На ней прослеживается большое число отмерших протоков до 1—1,2 м глубиной и шириной до 100—200 м, днища которых слагаются тяжелыми суглинками мощностью от 10—15 до 40—50 см. Их поверхность часто имеет такыровидный облик с многочисленными трещинами высыхания и суффозионными воронками.

В неглубоких шурфах видно, что суглинки залегают на серых мелкозернистых песках пойменно-русловой фации, в которых можно проследить мелкую косую и линзовидно-волнистую слоистость. Под песками нередко снова вскрываются суглинки.

Типичные серповидные старицы из отмерших меандр на обоих уровнях поймы Инда в данном районе не прослеживаются.

Характерный разрез высокой поймы можно наблюдать в обрыве левого берега р. Инд напротив г. Дерайсмаилхан. В основании разреза залегают пески светло-серого цвета, кварц-полевошпатовые с цветными минералами и слюдой, сыпучие, с четкой косой слоистостью. Их видимая мощность 0,7 м. Выше залегают легкие суглинки, палево-серые с линзами и прослоями мелкозернистых песков мощностью от 2—3 до 20—30 см. В песках прослеживается четкая мелкая косая, линзовидно-волнистая и горизонтальная слоистость. Общая мощность слоев 1,5 м. Разрез заканчивается слоем тяжелых, местами слабо песчаных, в нижней части темно-серых, а в верхней — палево-серых суглинков. Мощность слоя 0,7 м.

Косослоистые среднезернистые пески основания разреза относятся к типичным русловым отложениям фации перекаатов. Суглинки с линзами и прослоями песков накапливались в сложной гидродинамической обстановке низкой поймы. В максимум половодья гидродинамический режим здесь был достаточно активным, скорости течения достигали больших значений, что создавало благоприятную обстановку для выноса на пойму из главного русла части влекомых песчаных наносов, которые, вероятно, перемещались по поверхности поймы сплошным слоем волочения, а также в виде мелких гряд и рифелей. Об этом свидетельствуют микрогрядовый песчаный рельеф низкой поймы и характер слоистости. На спаде половодья и частично в межень в многочисленных отрицательных элементах низкой поймы (главным образом отмерших протоках) после слива паводковых вод остаются замкнутые и полузамкнутые водоемы, в которых осаждается весь тонкий взвешенный материал, образующий слой суглинков. По условиям формирования и особенностям строения эти отложения имеют много общего с пойменно-русловыми осадками, выделяемыми на Брахмапутре.

Тяжелые суглинки верхов разреза, по-видимому, уже отлагались в обширных мелководных разливах на поверхности высокой поймы, где течение было очень слабое, и могли выпасть тонкие частицы.

В заключение необходимо отметить, что накопление руслового аллювия происходит главным образом в виде различных аккумулятивных песчаных образований от мелких рифелей в межень до огромных ленточных гряд в паводок. Все шесть типов русловых отложений, которые можно приравнять к фациям, соответствуют строго определенным расходам воды и наносов. Поэтому выявление и изучение древних аккумулятивных форм в разрезах аллювия позволяет выяснить палеогидродинамическую обстановку его формирования. Пойменный аллювий накапливается в достаточно активной гидродинамической обстановке и для него характерно широкое развитие пойменно-русловых отложений, наиболее широко распространенных в приречной зоне поймы.

Формирование мощных аллювиальных толщ по типу русловой и пойменной многорукавности происходило и в более древние геологические эпохи. Так, например, П. Конагхап и Д. Джонс [240] в песчаниках свиты хауксбюри (триас), развитых около г. Сиднея, по характеру слоистости выделяют образования, аналогичные современным русловым аккумулятивным формам на Брахмапутре. По мнению указанных авторов, это свидетельствует об идентичности процессов формирования древнего аллювия свиты хауксбюри с современными русловыми процессами в разветвленных руслах.

в. Некоторые особенности формирования аллювия многорукавных русел в зоне действия приливов (на примере Бенгальской дельты)

Ниже слияния рек Ганга и Брахмапутры в пределах обширной Бенгальской дельты на формирование современного аллювия существенное влияние оказывают приливы и отливы.

Воздействие приливов вызывает прежде всего подпор речного течения, а также при проникновении морской воды в устье сначала в виде придонного клина, а потом, возможно, и по всему сечению, — к изменению внутренней структуры течений. При этом продольные скорости приливного потока могут быть направлены по всему речному потоку или только в части его [123].

Повышение уровня воды в устье под воздействием прилива вызывает увеличение расходов воды и скоростей течения во время отлива, когда в море стекают задержанные подпором речные и вошедшие в устье морские воды. Влияние приливов сказывается неодинаково в руслах разной величины. В главных крупных руслах может произойти, например, лишь поднятие водного зеркала, а в малых рукавах, кроме того, — частичное проникновение морских вод в нижнюю часть живых сечений или временный полный

поворот течения в реке. Во время максимума прилива в зоне выклинивания подпора образуется участок в русле, где нет ни отливного, ни приливного течения.

Соленые более плотные морские воды вторгаются в дельтовые рукава по двум руслам в виде клина. В зависимости от расхода воды, высоты прилива, морфологии рукавов и т. п. клин может проникать в русла на разные расстояния. Наибольшее проникновение наблюдается в межень, когда стоковые течения имеют минимальные значения.

Таким образом, гидродинамический режим устьевых участков рек, подверженных воздействию приливов, очень сложен и характеризуется периодическими изменениями направлений течения и их скорости, а также формированием на какое-то время периодически подпорных участков, где течение вообще отсутствует. Течения отливных потоков всегда будут иметь большие скорости по сравнению с приливными. Специфический переменный гидродинамический режим создает весьма своеобразную обстановку для формирования аллювия на приливных участках рек, резко отличающую от внеприливной зоны [207].

Для приливной зоны Бенгальской дельты характерен значительно более тонкий гранулометрический состав аллювиальных отложений по сравнению с отложениями на участках, лежащих выше по течению.

Полевые маршруты, анализ аэрофотоснимков и наблюдения с самолета показали, что ниже по течению от слияния рек Ганга и Брахмапутры мелкогрядовый и микродюнный песчаный рельеф пойменных островов и кос постепенно исчезает. Острова и косы становятся почти плоскими и слагаются в основном иловатыми тонкозернистыми песками часто со значительным покровом суглинков.

Гидродинамический режим паводковых пойменных потоков вследствие уменьшения уклонов, а также под воздействием приливов и сильных нагонов во время летних муссонов (максимум половодья) становится более спокойным, скорости течения резко уменьшаются и на пойме создаются условия для накопления типичных тонких пойменных осадков. Пойменные отложения, представленные различными суглинками, реже супесями и, как правило, залегающие на косослойстых песках руслового аллювия, имеют достаточно широкое, но не повсеместное распространение в пределах Бенгальской дельты.

Смена направления течений во время отливов и приливов часто приводит к тому, что прирусловые отмели формируются не только на выпуклых, но и на вогнутых берегах меандр, где на неприливых реках обычно происходит подмыв берега, и отмель отсутствует. Так как приливные течения всегда значительно слабее отливных, размеры прирусловых отмелей на вогнутых сторонах меандр обычно в несколько раз меньше по сравнению с отмелями противоположного выпуклого берега. Формирование такого типа

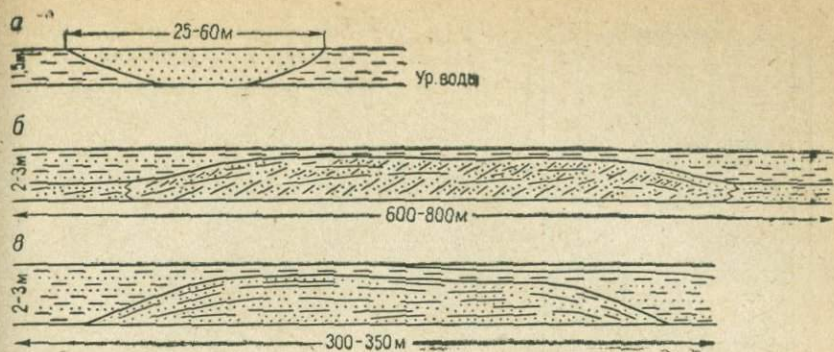


Рис. 75. Песчаные тела (а—в) в разрезах пойм Бенгальской дельты

прирусловых отмелей на выпуклых и вогнутых берегах меандр наиболее характерно для рек западной, отмершей части Бенгальской дельты, которые почти не получают питания из Ганга и существуют только за счет приливно-отливной деятельности [239]. Несмотря на это, течение в них довольно быстрое, а вода, как правило, мутная. Именно в этом районе дельты отложения прирусловых отмелей наиболее широко развиты.

На участках ниже по течению, где воздействие приливов еще больше возрастает, на отдельных реках наблюдаются раздувы русел, похожие на сдвоенные меандры. Течение в таких раздувах происходит в обоих направлениях, часто с формированием водоворотов.

На прирусловых отмелях накапливаются тонкозернистые песчаные отложения с частыми прослоями заиления. Для участков, примыкающих к руслу, характерна наклонная параллельная и мелковолнистая слоистость, которая по мере удаления от берега сменяется горизонтальной. Сколь угодно четко выраженные прирусловые валы не прослеживаются. Смена течений во время отливов и приливов местами приводит к формированию косой слоистости, наклоненной вверх и вниз по течению.

В разрезах пойм Бенгальской дельты, особенно в ее северной части, очень часто среди супесчано-суглинистых горизонтально-слоистых отложений встречаются песчаные тела разной формы и размеров. Среди них можно выделить относительно небольшие (шириной до 25—60 м) песчаные тела вогнутой формы (рис. 75, а), являющиеся отложениями продольных протоков. Приливно-отливные течения в небольших продольных протоках достигают значительных скоростей, обеспечивающих перенос и отложение в них влекомых песчаных наносов из главных русел. Процесс занесения песками таких протоков нами наблюдался.

Кроме песков, выполняющих отмершие протоки, прослеживаются значительно более крупные (шириной до 600—800 м) выпуклые песчаные тела, представляющие, вероятно, отложения

Рис. 76. Обнажение поймы р. Ганг в карьере у г. Куштия.

Цифры справа — номера слоев

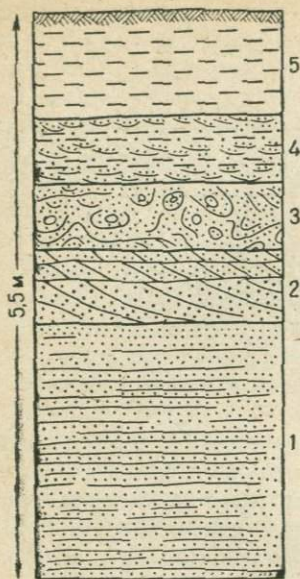
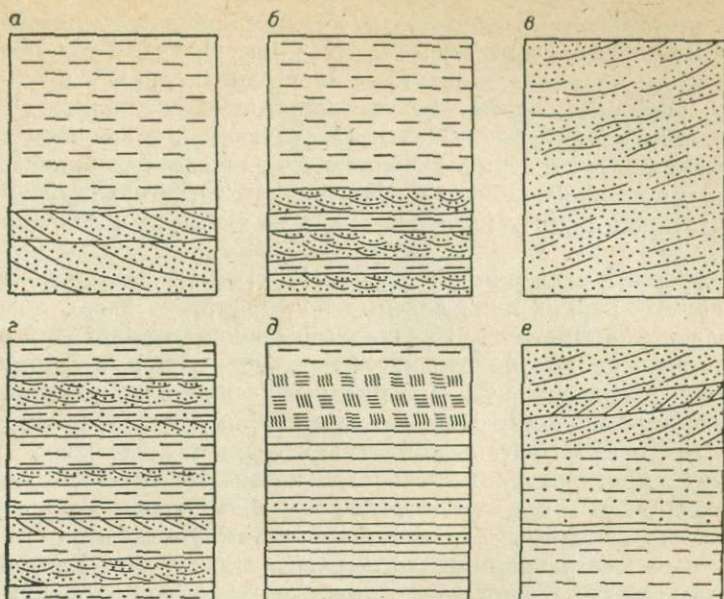


Рис. 77. Основные типы разрезов (а—е) поймы Бенгальской дельты

осередковых островов. Интересно отметить, что слоистость в наиболее широких песчаных телах обычно косая (см. рис. 75, б), и эти части разрезов, по-видимому, соответствуют головным частям погребенных островов. Выпуклые песчаные тела меньших размеров (шириной до 300—350 м) слагаются относительно более тонкозернистыми песками с горизонтальной или пологонаклонной слоистостью (см. рис. 75, в) и, по-видимому, являются отложениями хвостовых частей осередковых островов. Современные многочисленные острова и осередки имеют строение, весьма сходное со строением описанных тел.

Отложения старичных водоемов в пределах Бенгальской дельты встречаются довольно редко. Типичные старицы, сформировавшиеся из отмерших меандр, прослеживаются только в относительно небольшом районе северо-западной части дельты между городами Джессор и Куштия. Во всех других районах, несмотря на большую извилистость рек (коэффициент меандрирования до 2,5—3), меандры фиксируются вследствие приливного воздействия. Здесь не наблюдается отмирания меандр и их превращения в старицы после прорыва шейки меандра.

Накопление осадков старичного облика происходит в довольно многочисленных поперечных протоках с очень слабым течением даже во время паводков. Часто они заносятся с одного или обоих концов и существуют в межень как застойные водоемы. Отложения отмерших поперечных протоков обычно четко выделяются в разрезах пойм и представлены кроме супесей и суглинков также голубовато- и темно-серыми, часто гумусированными глинами и тем-



ными илами иногда с небольшими линзочками тонкозернистых песков и прослойками торфа. По литологическому составу они напоминают отложения обширных озерных водоемов пойм. Однако в отличие от них отложения поперечных проток не имеют широкого площадного распространения и залегают в виде узких линейно-вытянутых тел, имеющих в поперечном разрезе линзовидную форму. Кроме того, для отложений поперечных проток характерны слои мелкозернистых песков с типичной слоистостью ряби течения, которые встречаются в разных частях разреза.

В разрезах поймы северной части Бенгальской дельты довольно часто встречаются весьма специфические отложения, образовавшиеся в условиях гидравлического подпора. Если выше по течению гидравлический подпор образуется в результате более раннего повышения уровня воды на Брахмапутре по сравнению с уровнем притоков, то в пределах дельты главную роль в образовании подпора играют приливы, часто усиленные сильными нагонами [241]. В зоне, где кончается воздействие приливных потоков на Ганге и других реках, поймы часто почти целиком сложены тонкозернистыми, местами сильно глинистыми песками с горизонтальной микрослоистостью озерного облика (рис. 76, слой 1), которые можно отнести к фации приливного подпора. Эти отложения формируются в зоне выклинивания подпора на участках русел, где на какой-то период времени исчезает как отливное, так и приливное течение. Брахмапутра и Ганг переносят огромное количество песчаных наносов, и поэтому даже небольшая задержка течения вызывает значительную аккумуляцию влекомых и

частично взвешенных наносов с не характерной для русловых отложений тонкой горизонтальной слоистостью. В связи с тем, что клин приливного подпора захватывает на крупных руслах в основном только придонные части живых сечений потоков, мелкозернистые взвешенные наносы здесь почти не отлагаются и выносятся вниз по течению. Накоплению небольшого количества тонких осадков в зоне приливного подпора способствует то, что глинистые частицы флокулируют (выпадают в виде хлопьев) в соленой воде [272].

В дельте Миссисипи К. Муром [262] было установлено, что в меженьный период клин соленых вод проникает вверх по руслу на десятки километров. В результате подпора происходит интенсивное выпадение тонкозернистых песков, которые формируют весьма специфические «пальцеобразные песчаные бары». Примерно аналогичный процесс, особенно при сильных нагонах, вероятно, имеет место и в Бенгальской дельте.

Среди многочисленных разрезов поймы Бенгальской дельты, обнажающихся в сложной системе русел и проток, можно наметить шесть основных типов. К первому типу относятся разрезы с обычным для равнинного аллювия соотношением фаций: внизу у уреза воды обнажаются косослоистые русловые пески, над ними залегают пойменные суглинки мощностью до 1,5—2,5 м (рис. 77, а). По сравнению с русловыми песками внеприливной зоны они значительно более мелкозернисты, и наклон косой слоистости в них заметно уменьшается.

Второй тип также имеет двучленное строение с пойменными суглинками в верхней части и залегающими ниже мелкозернистыми тонкогоризонтально-слоистыми хорошо отсортированными песками с прослойками супесей и суглинков (см. рис. 77, б). Большую часть этих осадков можно отнести к пойменно-русловым отложениям, но в отдельных разрезах они напоминают ленточную фацию пойменного аллювия приречной зоны поймы [216].

Третий тип разрезов имеет одночленное строение и от уреза воды до поверхности поймы целиком представлен мелко- и среднезернистыми косослоистыми русловыми песками (см. рис. 77, в), в которых широкое распространение получают отложения фации прирусловой отмели, слабо развитые во внеприливной зоне.

К четвертому типу относятся разрезы, сложенные толщей чередующихся между собой слоев горизонтально- и реже косо- и волнисто-линзовидно-слоистых мелкозернистых серых песков и коричневато-бурых суглинков и супесей (см. рис. 77, г). Это пойменно-русловые отложения.

Пятый тип разрезов состоит из темных и голубовато-серых глин, иногда с прослойками торфа мощностью до 20—40 см (см. рис. 77, д). Этот тип разрезов приурочен к обширным понижениям на пойме, как правило, заболоченным и большую часть года залитым водой. Эти глинистые, часто сильно гумусированные осадки можно отнести к фации постоянных и временных озерных

водоемов поймы. Озера обычно довольно мелкие, и их глубина в межень редко превышает 0,8—1,2 м. Однако в паводок она может увеличиваться до 3—4 м.

Шестой тип разрезов имеет двучленное строение, но в отличие от первого типа русловые косослоистые пески занимают здесь верхнюю часть разреза, а нижнюю — горизонтально-слоистые суглинки и супеси пойменной фации (см. рис. 77, е).

В разрезах немногочисленных скважин, пробуренных в Бенгальской дельте, вскрываются примерно те же отложения, которые обнажаются по берегам рек или неглубоких карьеров. Так, скважина у г. Чандпур (северо-восточная часть Бенгальской дельты), достигшая глубины 142 м, вскрыла слой средне- и мелкозернистых песков, чередующихся со слоями темных глин, супесей и суглинков. В скважине у г. Барисал, где выделяется крупное новейшее поднятие, вскрываются в основном среднезернистые пески и только в верхней части разреза появляются иловатые глины. В разрезах скважин, пробуренных в более южных частях Бенгальской дельты (города Кульяна, Чална, Даулатпур), преобладают пойменные отложения, представленные темными иловатыми глинами и суглинками с прослоями торфа мощностью до 2—3 м. Русловые пески представлены здесь только мелкими разностями.

При выходе Брахмапутры на предустьевое взморье вследствие распластывания потока и замедления течения формируются устьевые бары и косы, которые, по мнению В. Н. Михайлова и М. М. Рогова [123], являются конечными аккумулятивными формами переноса донных речных наносов. В связи с отсутствием фактического материала особенности осадконакопления на предустьевом взморье Бенгальской дельты в работе не рассматриваются.

г. Основные черты формирования подгорноравнинного аллювия меандрирующих рек

Основной отличительной чертой строения поймы Инда в нижнем течении (ниже г. Саккар) является широкое развитие прирусловых валов и типичных стариц, не характерных для Брахмапутры. В пределах низкой поймы Инда четко выделяются наиболее пониженные прирусловые участки, сложенные песками с мелковолнистой поверхностью, не закрепленной растительностью, и повышенные части, покрытые кустарниками и травой, за исключением участков прирусловых валов. Для первых характерны мелкие периодические вторичные водоемы и старицы, в которых отлагаются наиболее тонкие иловатые осадки, для вторых — многочисленные, хорошо выраженные в рельефе гривы прирусловых валов. Рельеф низкой поймы очень «свежий» и меняется почти после каждого паводка. Во время сильных ветров в меженьный период вся ее поверхность подвергается интенсивной дефляции, формирующей различные микроформы эолового рельефа.

На левобережье Инда у г. Хайрпур низкая пойма к востоку без видимого уступа переходит в высокую, характеризующуюся уже менее четко выраженным микрорельефом прирусловых валов, отмерших проток, стариц и т. п. Она покрыта густыми зарослями тамариска и поэтому развевается гораздо менее интенсивно по сравнению с низкой слабо закрепленной поймой. Восточнее без четкого уступа высокая пойма постепенно переходит в аллювиальную равнину, которая отчетливо выделяется по аэрофотоснимкам и на местности по появлению возделываемых полей и плантаций. В пределах аллювиальной равнины, занимающей обширную территорию и протягивающейся на восток до окраины пустыни Тар, выделяются следующие основные геоморфологические элементы: 1) наиболее повышенные участки, главным образом представляющие собой древние прирусловые валы. Они слагаются светло-серыми песками и обычно не пригодны для сельскохозяйственных угодий; 2) участки мелкокочковатой поймы, с поверхности сложенные супесями и уже частично используемые под посевы, и 3) наиболее пониженные участки, как правило, представляющие собой реликты древних стариц и проток. С поверхности они покрыты суглинками и полностью возделываются. Наиболее повышенные песчаные участки поймы, хотя частично и закреплены растительностью, подвергаются значительному развеванию и постепенно расширяются за счет прилегающих участков, формируя на них мелкобугристый или кочковатый микрорельеф. В результате этих процессов поверхность аллювиальной равнины постепенно превращается в бугристые полужакрепленные пески, примыкающие к незакрепленным барханам и грядово-бугристым пескам пустыни Тар.

Таким образом, в нижнем течении р. Инд можно очень отчетливо наблюдать и процессы перехода аллювиальных отложений в эоловые. Процесс начинается с развевания фации прирусловых валов, а затем охватывает и другие фации.

Пойма Инда расчленена многочисленными оросительными каналами, в стенках которых видно ее строение на глубину до 2—3 м. У уреза воды обнажаются средне-, реже мелкозернистые светло-серые кварцево-слюдистые пески с большим количеством цветных минералов. В песках прослеживается крупная косая слоистость (рис. 78, А, слой 1), указывающая на грядовое перемещение влекомых наносов в русловом потоке с быстрым течением. Эти пески, вероятно, можно отнести к фации перекатов. Выше косослойных песков, а часто и в основании каналов прослеживаются уже большей частью мелкозернистые пески с четкой мелкой, линзовидно-волнистой, реже косой слоистостью (слой 2), которые, по-видимому, представляют собой отложения фации прирусловой отмели. Разрез заканчивается горизонтально-слоистыми тонкозернистыми песками (слой 3) пойменного аллювия.

В стенке одного из каналов у сел. Хайрпур в верхней части разреза высокой поймы наблюдаются отложения древних приру-

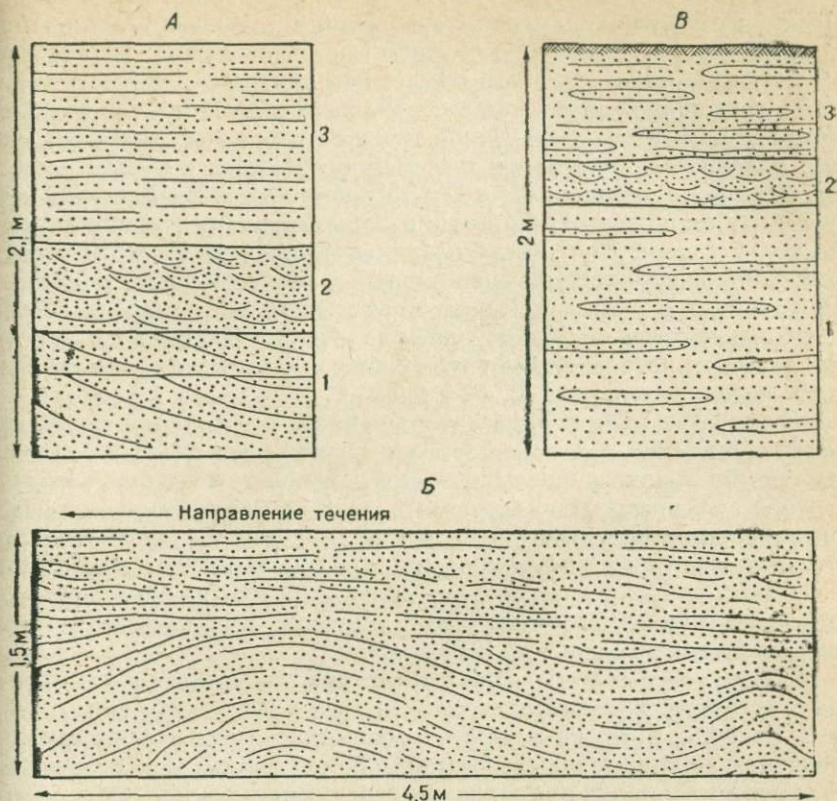


Рис. 78. Типичные разрезы высокой поймы р. Инд в нижнем течении:
 А — у сел. Ларкана; Б — в стенке канала у сел. Хаирпур; Б' — у сел. Джарвар

ловых валов, выделяющиеся по крупной вышукло-волнистой слоистости (см. рис. 78, Б). Они представлены мелко- и среднезернистыми, местами глинистыми светло- и темно-серыми кварцево-слюдистыми песками со значительной примесью темноцветных минералов. Слоистость хорошо подчеркивается чередованием тонких слоев (1—5 мм) различного минерального состава: более светлых, блестящих, обогащенных мусковитом и кварцем, и более темных, богатых биотитом и другими темноцветными минералами. Отложения фации прирусловых валов перекрываются пойменными осадками, также представленными тонкозернистыми песками но уже с горизонтальной и мелкой волнистой слоистостью.

Наиболее широкое распространение в стенках ирригационных каналов и других обнажениях поймы Инда имеют тонкогоризонтально- или мелколинзовидно-волнистые слоистые пески серого цвета, мелкозернистые, как правило, глинистые, по составу кварцево-слюдистые с большим количеством темноцветных минералов.

Пески являются пойменными отложениями. На залитой поверхности поймы, за исключением узкой прирусловой полосы, где сказывается влияние руслового потока на пойменный, скорости течения значительно слабее, чем в основном русле. Однако пойменный поток обладает еще достаточной транспортирующей способностью для переноса алевритистых и глинистых частиц, которые выносятся вниз по течению. Поэтому на пойме из взвешенных наносов отлагаются только мелкие песчаные частицы, образующие покров песков с тонкой горизонтальной слоистостью. На максимальных пиках половодья продольные придонные скорости достигают таких значений, при которых может происходить движение влекомых песчаных наносов сплошным слоем волочения. Это приводит к формированию прослоев более грубых песков с типичной слоистостью яриби течения (см. рис. 78, В, слой 2).

В разрезах поймы Инда довольно часто встречаются также супеси и суглинки серого и серовато-коричневого цвета с тонкими прослоями мелкозернистых песков, хорошо подчеркивающими четкую горизонтальную слоистость. Они явно отлагались из взвешенных наносов в стоячей воде или при очень слабом течении. Эти отложения всегда приурочены к реликтовым понижениям поверхности поймы (старицы, отмершие протоки и т. п.) и могут быть отнесены к типичному старичному аллювию или осадкам вторичных пойменных водоемов [216].

В настоящее время осадки такого типа накапливаются в типичных старицах из отмерших меандр, где вода часто сохраняется и в межень, а также в многочисленных пересыхающих мелких водоемах на прирусловых участках низкой поймы. Осадки вторичных водоемов поймы при каждом последующем паводке могут быть полностью смыты или частично перекрыты русловыми песчаными отложениями. Различимых на глаз отличий в литологическом составе современных отложений стариц и вторичных водоемов поймы не наблюдается. В разрезах низкой и высокой пойм по имеющимся данным их разделение также провести практически невозможно. По-видимому, к старичной фации следует отнести супесчано-суглинистые отложения, имеющие наибольшую мощность.

На более мелких реках Пенджабской равнины (Джелум, Чинаб, Рави и Сатледж), берущих начало в Гималаях и после слияния образующих приток Инда Панджнал, можно отметить ряд специфических особенностей строения и формирования современного и более древнего аллювия. Для них наиболее характерны меандрирующие русла, но местами встречаются и многорукавные. На реках Пенджаба выделяется активная низкая пойма шириной до 10—12 км с многочисленными старицами, обширными заболоченными понижениями и прирусловыми валами высотой до 1,5—1,7 м. Вблизи русла песчаные отложения низкой поймы часто образуют мелкие гряды и дюны с относительной высотой до 1—1,2 м, свидетельствующие о грядовом перемещении влекомых наносов

в приречной зоне поймы. Отложения низкой поймы имеют очень пестрый литологический состав — от песков, слагающих прирусловые валы и отмели, до тонких иловатых суглинков, накапливающихся в старицах, отмерших протоках и других отрицательных формах рельефа поймы. На р. Чинаб в одной из отмерших проток автором наблюдались очень глубокие (до 1,5 м) трещины усыхания на поверхности суглинков. Их ширина достигала 10—15 см. Во время паводков они нередко заполняются песком, и в разрезе поймы можно наблюдать крупные песчаные «клинья» среди суглинков, напоминающие мерзлотные.

Прирусловые отмели на реках Пенджаба, в особенности на участках, удаленных от главного русла и примыкающих к пойме, часто бывают заиленными и покрытыми очень тонким слоем тяжелых суглинков.

Высокая пойма, заливаемая только во время редких катастрофических паводков, в долинах пенджабских рек достигает 30—32 км в ширину, возвышаясь над низкой поймой на 1—1,5 м, большей частью без четко выраженного уступа. Она характеризуется тем же микрорельефом, что и низкая пойма, но в отличие от последней он значительно переработан эоловыми процессами. Наибольшему эоловому воздействию подвергаются песчаные формы, главным образом прирусловые валы.

В разрезах пойм рек Пенджаба, обнажающихся в береговых обрывах и в стенках оросительных каналов, часто можно видеть двучленное строение с песками русловых фаций в основании, перекрывающимися пойменными супесями и суглинками. Однако не меньшее распространение имеют также и разрезы целиком, сложенные пойменными и в меньшей степени русловыми отложениями.

По данным В. М. Фридланд и Т. А. Халчевой [186], изучавших образцы современного аллювия на пойме р. Рави у г. Лахор, пойменный аллювий представлен розовато-палевыми песчанистыми рыхлыми суглинками и супесями. В их механическом составе резко преобладают частицы размером 0,25—0,05 мм (около 70%), а в минеральном — кварц (около 60%) и мусковит (около 30%). Из минералов тяжелой фракции наиболее широкое распространение имеет биотит.

На территории Пенджабской равнины для водоснабжения и инженерно-геологических целей было пробурено большое количество скважин глубиной до 200 м и более, данные по которым были обобщены Э. Кидвай [250]. На составленных им профилях видно, что вскрытые скважинами голоценовые и верхнеплейстоценовые аллювиальные отложения рек Пенджаба имеют очень пестрый литологический состав и представлены песками, супесями и суглинками. Русловые пески обычно серой или серовато-коричневой окраски от тонко- до среднезернистых, редко грубозернистых, гравийных, местами глинистые, как правило, хорошо отсортированные. В их минеральном составе преобладают кварц, мусковит,

биотит и хлорит. Тяжелые минералы встречаются в незначительном количестве.

Пески образуют крупные, вытянутые, «шнурообразные» тела среди супесей и суглинков, соответствующие положению древних русел. Значительные по мощности, часто непрерывные по разрезу толщи суглинков и супесей отлагались в обширных древних пойменных разливах.

Встречающиеся в скважинах глинистые мелкозернистые пески с катышами суглинков, по-видимому, можно отнести к пойменно-русловым отложениям, а маломощные линзы глин нередко со слоями торфа и растительными остатками, вероятно, представляют собой осадки мелких стариц и вторичных водоемов поймы.

В качестве характерного примера формирования подгорноравнинного аллювия в более умеренном климате можно привести р. Терек.

В пределах подгорной равнины р. Терек имеет меандрирующее русло, местами разделяющееся на несколько протоков. Во время одного из летних дождевых паводков нами наблюдалось, что ниже г. Моздок почти вся пойма р. Терек была залита очень мутной водой, несущей большое количество взвешенных наносов. В пределах залитой поймы четко выделялись крупные продольные протоки с быстрым течением, диагональные протоки, где скорости течения существенно меньше, и мелкие поперечные протоки с наиболее замедленным течением. Кроме того, на пойме наблюдались обширные озеровидные разливы, где течения были очень слабыми или вообще отсутствовали, и серповидные старичные озера, вода в которых сохранялась и после спада короткого дождевого паводка.

В наиболее крупных продольных протоках после слива воды с поймы на обсохшей поверхности дна прослеживались мелкозернистые, часто заиленные пески с характерным микродюнным рельефом, свидетельствующим о перемещении влекомых наносов слоем волочения. В диагональных и поперечных протоках наибольшее развитие имеют супеси, реже легкие суглинки, а для пойменных озеровидных разливов и стариц характерны тяжелые суглинки, часто гумусированные и иловатые.

Интересно отметить, что на подгорных равнинах, как и в других геоморфологических зонах, количество мелкозернистых, отлагающихся на зелененных участках поймы, где происходит значительное торможение пойменного потока, как правило, значительно больше по сравнению с участками, где растительность отсутствует.

Русловой аллювий р. Терек в одной из протоков у сел. Крутоярровка представлен грубозернистыми кварцевыми песками с большим содержанием цветных минералов. Их грядовый микрорельеф свидетельствует о том, что они отложились в результате грядового перемещения влекомых наносов.

I и II надпойменные террасы р. Терек большей частью имеют двучленное строение: нижняя часть, сложенная русловыми разно-

зернистыми песками темно-серого цвета, и верхняя, представленная различными пойменными супесями и суглинками.

В более высоких террасах равнинной части долины р. Терек русловая фация, как правило, не обнажается, и их разрезы целиком сложены пойменными отложениями, имеющими достаточно сложное строение. Среди них можно выделить отложения обширных пойменных разливов со стоячей водой или весьма слабыми течениями, представленные горизонтально-слоистыми серовато-коричневыми и серыми суглинками и супесями, чередующимися между собой. Местами, особенно в верхних частях разрезов, они имеют лёссовидный облик.

Кроме того, в обнажениях высоких террас (терских) выделяются также пойменно-русловые отложения, накапливающиеся в более активной гидродинамической обстановке различных пойменных русел при осаждении в основном влекомых, а не взвешенных наносов. Они сложены мелко-, реже среднезернистыми, местами глинистыми зеленовато-серыми кварц-полевошпатовыми песками с большим количеством цветных минералов, а также легкими, часто сильно песчанистыми буровато-серыми супесями. В песках прослеживается достаточно четкая мелкая косая и главным образом волнисто-линзовидная слоистость ряби течения, свидетельствующая о перемещении наносов сплошным слоем волочения. Кроме того, в песках и супесях в некоторых местах, например в разрезе III надпойменной террасы р. Терек у сел. Верхний Наур, встречаются катыши глин, указывающие на донное влечение.

Широкое распространение пойменно-русловых отложений в высоких террасах свидетельствует о том, что во время их формирования на р. Терек в равнинной части преобладал русловой процесс типа пойменной многорукавности, который в настоящее время сменился меандрированием.

Интересно отметить, что в обнажениях высоких пойм более мелких рек второй группы (Акташ, Арысь и т. п.) в пределах равнинной зоны также, как правило, прослеживаются только пойменные отложения, представленные чередующимися супесями, суглинками и мелкозернистыми песками, нередко с типичной мелкой слоистостью ряби течения.

В качестве характерного примера можно привести разрез пойменных отложений в низовьях р. Арысь, на южной окраине сел. Шаульдер. Здесь в эрозионном обрыве над урезом р. Арысь высотой 5—6 м обнажаются (снизу):

- | | |
|------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|-----------|
| 1. Пески тонкозернистые, светло-серые, глинистые, местами ожеелезненные с большим количеством органических остатков и слабо выраженной волнистой слоистостью | 0,2 м |
| 2. Суглинки серовато-бурые, легкие с пятнами ожеелезнения и отдельными темными прослоями, обогащенными органическим веществом | 2,2 м |
| 3. Супеси желтовато-серые, легкие с прослоями тонкозернистых глинистых песков | 1,5—1,6 м |

4. Суглинки светло-серые, легкие макропористые с неясной горизонтальной слоистостью, местами подчеркиваемой вытянутыми линзами тонкозернистых песков	0,8 м
5. Супеси желтовато-серые, легкие, сильно песчаные	0,3—0,4 м
6. Суглинки, аналогичные суглинкам слоя 4	0,5 м
7. Супеси тяжелые, темно- и светло-серые, макропористые	0,15 м
8. Суглинки лёссовидные, светло-палевого цвета, макропористые с пятнами ожелезнения и выпотами солей	0,2 м
9. Пески, аналогичные пескам слоя 1	0,6 м
10. Суглинки, аналогичные суглинкам слоя 8	0,8 м

На р. Акташ в пределах Терско-Сулакской низменности в разрезах поймы, сложенной в основном серыми легкими супесями и серовато-коричневыми суглинками, слой мелкозернистых песков с мелкой линзовидно-волнистой слоистостью ряби течения имеют более широкое распространение.

Слоистые разрезы голоценовых аллювиальных отложений свидетельствуют о сложных, изменяющихся во времени фациальных обстановках их накопления. Суглинки и супеси, очевидно, отлагались в широких пойменных разливах с весьма слабыми течениями, а отдельные гумусированные прослой — в застойных водах. Тонкозернистые пески могли накапливаться в широких пойменных руслах и не только из взвешенных, но частично и из влекомых наносов, о чем свидетельствует слоистость ряби течения.

Таким образом, основной отличительной чертой строения аллювия рек подгорноравнинной зоны является то, что он почти целиком представлен песчаными отложениями различного гранулометрического состава. Это вызвано тем, что во время мощного затяжного половодья, обусловленного преимущественным снегово-ледниковым питанием рек, на пойме господствуют гидродинамические условия, близкие к меженим русловым потокам. Поэтому на ее поверхности отлагаются преимущественно песчаные осадки. Тонкий наилот формируется главным образом только во время спада половодья при резком уменьшении скоростей течения. Наибольших мощностей он обычно достигает в отрицательных формах микрорельефа поймы, а также на приустьевых участках рек.

Следовательно, в формировании подгорноравнинного аллювия в какой-то мере отражаются особенности питания рек, берущих начало в горах.

ЗНАЧЕНИЕ ФАЦИАЛЬНОГО АНАЛИЗА ГОРНОГО АЛЛЮВИЯ ПРИ ПОИСКАХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ АЛЛЮВИАЛЬНОГО ГЕНЕЗИСА И СТРУКТУРНО-ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЯХ

а. Приуроченность россыпных месторождений различного типа к определенным фациям горного аллювия

Месторождения полезных ископаемых аллювиального генезиса, в особенности россыпи, эксплуатируются с древнейших времен до наших дней. По геологии аллювиальных россыпей накоплена весьма обширная литература, даже краткое перечисление которой заняло бы много страниц. Однако гидродинамические условия формирования россыпей различных типов в настоящее время еще только начинают изучаться [149, 221, 148]. Поэтому пока можно сделать только первые, самые предварительные выводы о связи тех или иных россыпей с определенными фациями горного аллювия.

Из-за различных плотностей и твердости россыпеобразующие минералы обладают индивидуальной миграционной способностью, или подвижностью [219]. Наибольшую подвижность имеют алмаз и циркон, наименьшую — золото и платина. Промежуточное положение между ними занимают монацит, магнетит, шеелит, касситерит и др. На подвижность минеральных частиц в горном потоке кроме плотности большое влияние оказывает их форма. При прочих равных условиях пластинчатые частицы обладают меньшей гидравлической крупностью и переносятся на большее расстояние [220, 188]. Минералы, имеющие плотность более 7, могут перемещаться водными потоками в изометричных зернах во фракции 2 мм, а в пластинках — во фракции 4 мм [178].

Перенос и концентрация золота и платины в связи с их очень большой плотностью возможны только при максимальных придонных скоростях течения, поэтому россыпи этих металлов, как правило, приурочены к грубому аллювию прямолинейных или извилистых однорукавных русел, отлагающемуся в наиболее активной гидродинамической обстановке. Самой благоприятной для формирования россыпей является стрежневая фация. Экспериментальные исследования, проведенные Н. В. Разумихиным и Э. Н. Тимашковой [149], показали, что миграция тяжелых минералов в основном проходит в центральной стрежневой зоне потока, в то время как легкие минералы мелких классов крупности

перемещаются преимущественно в прибрежной зоне. Повышенное содержание минералов тяжелой фракции в отложениях стрежневой фации уже отмечалось в ряде рек Средней Азии и их притоков.

Накопление россыпных минералов может начаться только при определенных гидродинамических условиях. В большинстве случаев оно происходит в фазу врезания, когда русловые процессы характеризуются наибольшей активностью. По мнению Ю. А. Библина [21], формирование россыпи «начинается прежде всего на более спокойных и глубоких участках течения, располагающихся между перекатами» (с. 156), т. е. на плёсах. О накоплении крупных зерен тяжелых минералов на плёсах с наиболее богатым содержанием в их центральных и хвостовых частях свидетельствуют и экспериментальные исследования [149]. В пределах перекатов самыми обогащенными являются головные участки, примыкающие к стрежневой зоне потока. Накопление тяжелых минералов может происходить в подвалье перекатов, а основное тело переката обычно бывает сложено непродуктивными отложениями.

Отложения стрежневой фации, как уже указывалось, характеризуются неоднородностью литологического состава (от крупных глыб и валунов до средней и мелкой гальки) и различной степенью сортировки, что способствует концентрации в них тяжелых минералов [221]. Если русловой аллювий содержит большое количество уплощенных валунов, то в стрежневой зоне они имеют черепитчатое залегание с наибольшим наклоном против течения, что значительно повышает шероховатость русла. Повышенная шероховатость часто также связана с отмошкой и самоотмошкой русел грубыми обломками. В верховьях долин горные реки часто текут в ледниковых и коллювиальных отложениях и, вымывая из них мелкие обломки, формируют глыбовую перлювиальную отмошку, с которой нередко связаны скопления россыпных минералов [37].

Ниже по течению главную роль в образовании отмошки играет грубый обломочный материал, поступающий с крутых склонов долин (осыпи, обвалы и т. п.) и притоков. Особое значение имеют выносы селевых потоков. Сели наряду со склоновыми, пролювиальными и ледниковыми отложениями могут являться поставщиками золота в главную долину, потому что они, как и ледники, способны перемещать его на большие расстояния без существенного изменения концентрации.

Сильно шероховатые русла, как своеобразный природный «трафарет», улавливают частицы тяжелых минералов (в особенности золота и платины), влекомые по дну. Попадая в затишные зоны между крупными обломками, тяжелые минералы выходят из сферы воздействия потока и могут сформировать россыпи. Однако в отложениях стрежневой фации золото, как правило, не задерживается и мигрирует в нижележащие слои как под действием гравитацион-

ной силы, так и в результате вибрации крупных обломков под воздействием пульсации скоростей течения. Подавляющее большинство русловых золотоносных россыпей залегает на коренном плотике или над ним в щебнисто-галечных отложениях, скрепленных в плотную массу глинистой или песчано-глинистой примазкой. В них часто встречаются слабо окатанные валуны, принесенные потоком, и угловатые обломки различных размеров, образующиеся при выветривании плотика. Золото, сравнительно легко проходящее через галечниковые слои с песчаным заполнителем, задерживается в слоях с глинистым цементом, так как гравитационное перемещение и вибрационная просадка здесь резко уменьшаются. Глинистая примазка формируется за счет выветривания коренных пород плотика, а также в процессе истирания движущихся обломков, когда образуется лишь тонкий алевритовый материал без промежуточных классов крупности [147].

Отложения, весьма благоприятные для накопления россыпного золота и платины, Ю. А. Билибин [21] рассматривал как промежуточные между элювием и аллювием, а И. С. Рожков [155, 156] и Е. Я. Синюгина [166] выделили их в донную фацию аллювия. Вероятно, целесообразнее эти отложения, не являющиеся типичным аллювием, считать фацией элювиальной отмости. В какой-то степени их можно отнести к перлювию, но в отличие от последнего они весьма слабо перемыты.

Золото и платина обладают очень малой горизонтальной миграционной способностью, и поэтому верховья речных долин в золотоносных районах наиболее благоприятны для формирования плотиковых и реже надплотиковых россыпей автохтонного типа [77], расположенных в непосредственной близости от источников питания. В результате высокой шероховатости русел в верхних частях горных долин улавливается почти все свободное золото, поступающее со склонов и распадков. Кроме того, обломки пород, содержащие золото, наиболее интенсивно разрушаются и окатываются на первых километрах переноса [147, 263], что также может обогащать россыпи. В верховьях долин, расположенных на больших высотах, наиболее энергично проявляются процессы физического выветривания и, в частности, морозного, что способствует разрушению золотосодержащих обломков как в аллювии, так и в коллювиальных и ледниковых отложениях.

При формировании россыпей непосредственно на плотике кроме строения коренных пород большое значение имеет также и его рельеф. Значительные эрозийные понижения, которые могут служить ловушками для тяжелых минералов, часто формируются под воздействием водоворотов, образующихся у струенаправляющих перемычек. Поэтому реки с большим количеством струенаправляющих перемычек весьма благоприятны для формирования гнездовых плотиковых россыпей. Отложения, выполняющие ловушки, часто могут быть отнесены к фации подпруживания и природных экранов струенаправляющих перемычек.

В изгибающихся руслах для формирования гнездовых плотиковых россыпей весьма благоприятна плёсовая фа́ция.

Отложения фа́ции природных экранов, формирующиеся ниже суживающих перемычек при сбое основной струи потока, вызывающем интенсивный перемы́в откладывающегося аллювия, могут содержать небольшие россыпи. Повышенное содержание минералов тяжелой фракции в фа́ции экранов уже отмечалось выше. Ниже суживающих перемычек обычно происходит уменьшение уклона продольного профиля, что также является благоприятным фактором для формирования россыпей [21, 100].

Гидродинамические условия в углублениях под водопадами очень благоприятны для естественного обогащения аллювия тяжелыми минералами. Аллювий, выполняющий углубления под водопадами, нередко характеризуется повышенным (в 4—5 раз) содержанием знакового золота [134]. К отложениям субфа́ции водопадов часто бывают приурочены мелкие, но очень богатые россыпи, так называемые «золотые сундуки». Россыпи в глубоких эрозионно-тектонических ямах описаны многими исследователями.

Таким образом, самой благоприятной для перемещения и первичного накопления золота и платины является стрежневая фа́циальная обстановка, где перемещается основная масса влекомых наносов и происходит наиболее активная гидравлическая сортировка обломочного материала. Возрастание гидродинамической активности (в связи с повышением расходов и т. п.) приводит к укрупнению аллювия стрежневой фа́ции и увеличению содержания золота. Повышение содержания золота вместе с увеличением размеров валунов отмечалось Е. Я. Синюгиной и С. С. Липиным [167] и другими исследователями. Наименее благоприятна для накопления тяжелых минералов подпрудная фа́циальная обстановка, и только в зоне выклинивания подпора могут возникнуть небольшие концентрации разубоженного золота. Однако при подпруживании притоков главной рекой к фа́ции гидравлического подпора могут быть иногда приурочены промышленные скопления золота.

Аллохтонные россыпи, возникающие из минералов, перенесенных водными потоками на более или менее значительное расстояние от коренных источников [77], нередко бывают приурочены к отложениям разветвленных русел. В их формировании гидродинамические факторы приобретают еще большее значение. К типичным аллохтонным россыпям относятся, в частности, косовые россыпи золота, механизм формирования которых детально описан В. К. Флеровым [185] и Ю. А. Билибиным [21]. В однорукавных руслах с частыми излучинами косовые россыпи приурочены к отложениям побочной фа́ции, а в разветвленных — к отложениям кос и островов и реже разделяющих их проток. Косовые россыпи легко переформируются и в течение одного паводка могут быть смещены вниз по течению на значительное расстояние. Сле-

дует отметить, что побочни по сравнению с островами и косами являются более устойчивыми аккумулятивными образованиями. В современной аллювии к отложениям побочной фации, как правило, приурочены максимальные содержания знакового золота (десятки и сотни знаков).

Благоприятная гидродинамическая обстановка для накопления тяжелых минералов и, в частности, золота во время паводков образуется в головных частях кос и островов, сложенных наиболее крупным обломочным материалом. На побочнях, расположенных на крутых излучинах, наиболее грубые обломки и большая часть тяжелых минералов также отлагается в приверхе или в средней наиболее выпуклой части. Однако на аккумулятивных образованиях, формирующихся на излучинах большого радиуса кривизны, благодаря сильным циркуляционным течениям аккумуляция крупного материала и концентрация минералов тяжелой фракции могут происходить и в ухвостье. Циркуляционные течения с восходящими токами, несомненно, играют важную роль также и в формировании россыпей на островах и косах. Поперечные циркуляции с нисходящими токами способствуют перемыву руслового аллювия и освобождению из него частиц золота, накапливающегося на плотике или непосредственно над ним в слое аллювиальной отмостки.

Таким образом, для аллохтонных россыпей наиболее благоприятными являются отложения побочной фации и субфации головных частей кос и островов. Среди фаций проток большой интерес представляют грубые отложения основных русел и крупных продольных протоков.

Надплотиковые россыпи, часто имеющие ярусное строение, образуются в констративную фазу, когда накапливается аллювий значительной мощности. При их формировании роль ложных плотиков из грубого слабо перемещаемого материала могут играть отложения фации основных русел и в особенности отмостки и самоотмостки. Как уже отмечалось, фация отмостки образуется при поступлении в русло обломочного материала неаллювиального генезиса или привноса более крупного аллювия из притоков. Для накопления золота и платины наиболее благоприятны ложные плотики, сложенные грубым валунно-глыбовым или щебнисто-галечниковым материалом, скрепленным глинистым или песчано-глинистым цементом. Такой состав обычно имеют отложения фации моренной, солифлюкционной и селевой отмостки, для которой характерно присутствие большого количества тонкого материала. Отмостка, образовавшаяся за счет поступления в русло обломочного материала осыпей, обвалов, аллювия притоков, а также отложения фации самоотмостки менее благоприятны для концентрации тяжелых минералов, так как обычно они бедны глинистым материалом. Обильное поступление обломочного материала со склонов может вызвать миграцию русел и захоронение аллювиальных россыпей гравитационными отложениями [74].

В констративном аллювии аккумулятивных террас концентрация тяжелых минералов отмечается также в слоях и линзах галечников с наиболее крупными гальками и валунами [167]. Эта закономерность подтвердилась при изучении констративных толщ аллювия некоторых рек. В большинстве случаев слои и линзы, обогащенные крупной галькой и валунами с очень плохой гранулометрической дифференциацией и повышенной глинистостью (10—20% от общего количества заполнителя), содержат повышенное содержание золота. В слоях мелко-среднегалечных и гравийно-мелкогалечных золото отсутствует.

Такая же закономерность отмечается и для древних россыпей [63]. В золотоносных конгломератах Витватерсранда (Южная Африка) «струи» золота приурочены к слоям наиболее грубого состава. При этом отмечается прямая зависимость между содержанием золота и крупностью галек [54]. Наиболее грубые линзы и прослой галечников и конгломератов, несомненно, формировались в максимально активной гидродинамической обстановке основных русел или крупных продольных протоков и в большинстве случаев могут быть отнесены к стречневой фации.

Характер распределения металла в россыпях в значительной степени зависит от размера горной реки. Для мелких рек второй группы с однорукавными руслами характерны единые линейные вытянутые контуры промышленных россыпей. В аллювии крупных рек третьей группы основное количество металла концентрируется в гнездах сложной изометричной формы, а струйчатое распределение встречается реже. Если линейные типы россыпей, несомненно, связаны со стречневой фацией аллювия, то в гнездовых россыпях связи с теми или иными фациями гораздо сложнее. Крайне неравномерный гнездовый характер распределения металла в россыпях этого типа свидетельствует о том, что россыпные скопления формировались в весьма сложной и изменчивой гидродинамической обстановке и могут быть связаны с разными фациями. Грядовая форма движения донных наносов является наиболее благоприятной для захоронения тяжелых минералов и золота. Как было указано выше, в горных реках формируются весьма различные гряды (от рифелей до антидюн), соответствующие определенным расходам воды и наносов. Многообразие и изменчивость этих аккумулятивных форм в пространстве и во времени, по-видимому, и обуславливает неравномерность скоплений полезных компонентов в горном аллювии. Кроме того, гнездовый характер россыпей, возможно, связан и с тем, что концентрация тяжелых минералов может происходить под воздействием различных вихрей, в особенности водоворотов, интенсивно перемывающих аллювий в воронках размыва дна. Вследствие смещения русел в процессе накопления аллювия золотосодержащие фации (плёсов, гряд, побочней и т. д.) могут формироваться на различных уровнях и в разных частях долины, что и приводит к резко неравно-

мерному, гнездовому распределению металла в россыпях долин рек III группы.

К настоящему времени россыпи современной гидросети в значительной мере обработаны, и весьма важной задачей является открытие древних погребенных россыпей золота. При изучении мощных толщ древнего аллювия в целях поиска россыпей его фациальный анализ приобретает первостепенное значение. Особенно важно правильно выделить отложения стречневой фации, побочной, островов и кос и в особенности отмостки с глинистым цементом [210].

Имеющие промышленное значение минералы редких металлов (монацит, ильменит, лейкоксен, циркон и др.) благодаря своей высокой подвижности не образуют аллохтонных аллювиальных россыпей и редко концентрируются в автохтонных россыпях. Для них наиболее характерны прибрежно-морские россыпные месторождения. В пределах речных долин для накопления минералов редких металлов благоприятна только подпрудная фациальная обстановка, образующаяся перед перегораживающими перемычками.

Повышенное содержание циркона в отложениях собственно подпрудной субфации уже отмечалось выше. Не имея возможности останавливаться на условиях образования дельтовых и прибрежно-морских россыпей, хотелось бы только подчеркнуть, что россыпи ильменита, циркона, рутила и монацита в приливных дельтах могут быть связаны с весьма специфическими отложениями фации приливного подпора [207].

Следует отметить, что россыпи таких минералов, как ильменит и циркон, тяготеющие к определенным размерным фракциям, могут возникнуть при сортировке аллювиального материала по крупности в процессе его переноса вниз по течению. Наиболее благоприятные условия для образования россыпей такого рода имеются в разветвленных руслах.

Самый подвижный минерал — алмаз может формировать россыпи, значительно удаленные от коренных источников. Для образования россыпных концентраций алмазов наиболее благоприятна гидродинамическая обстановка стречневия потока и в особенности плёсов.

Содержание алмазов в плёсовой фации намного больше, чем в фации перекаатов, и они, как правило, более крупные. О преимущественной концентрации алмазов в плёсовых лощинах свидетельствуют и экспериментальные исследования Н. В. Разумихина [147].

В отложениях разветвленных русел богатые россыпи алмазов чаще всего приурочены к головным частям островов, кос и побочной, сложенных наиболее грубым, обычно валунно-галечниковым материалом [144]. В изгибающихся руслах россыпи алмазов тяготеют к побочной фации.

6. Использование фациального анализа горного аллювия при поисках месторождений строительных материалов

Аллювий горных рек часто используется в качестве месторождений строительных материалов. При строительстве в горных долинах, богатых галечниками и валунами, нередко ощущается острый недостаток в месторождениях песков и гравия, идущих на приготовление строительных растворов и заполнителей бетона. Фациальный анализ горного аллювия показывает, что достаточно чистые строительные пески без примеси галек и валунов следует искать в отложениях собственно подпрудной субфации. Для этой цели необходимо выделить и изучить различные перегораживающие перемычки и непосредственно выше самых высоких перемычек провести разведочное бурение, так как мелкозернистые отложения подпрудной субфации после занесения перемычек обычно перекрываются русловым или пойменным аллювием небольшой мощности.

Песчаные отложения фации природных экранов, так же как и очень маломощные (до 0,5—1 м) пойменные пески, имеют весьма ограниченные запасы и могут быть использованы только как мелкие притрассовые карьеры при дорожно-строительных работах.

Обычный полимиктовый состав песков подпрудной субфации и фации экранов, часто содержащих большое количество слюд и аксессуарных минералов, не позволяет использовать их для стекольной промышленности.

При поисках строительного гравия (размер 5—70 мм) особое внимание следует обращать на отложения субфации зоны выклинивания подпора. Они содержат как крупные, так и мелкие обломки и обладают достаточно равномерным составом, обеспечивающим наименьший объем пустот, а следовательно, и минимальный расход цемента при приготовлении бетонной смеси [150]. В них практически нет глинистых и пылеватых частиц, а также органических веществ. В качестве строительного гравия могут быть использованы также отложения разветвленных русел.

Для поисков месторождений булыжного камня, используемого для мостовых и укрепительных работ, наиболее благоприятны русловые отложения однорукавных прямолинейных и извилистых русел с фациями самоотмостки и отмостки. В аллювии разветвленных русел интересны отложения фации основных русел и крупных продольных проток.

Даже довольно кратко изложенный материал, сведенный в табл. 5, позволяет сказать, что фациальный анализ аллювия представляет несомненный интерес при поисках россыпей и месторождений строительных материалов. Дальнейшее изучение фаций горного аллювия позволит выяснить и гидродинамические условия формирования россыпных месторождений.

Приуроченность месторождений полезных ископаемых аллювиального генезиса к различным фациям горного аллювия

Аллювий однорукавных прямолинейных русел		Аллювий однорукавных изгибающихся русел		Аллювий разветвленных русел	
Фации и субфации	Месторождения	Фации и субфации	Месторождения	Фации и субфации	Месторождения
Стрежневая	Платины, золота, алмазов, булыжного камня	Плёсов	Золота и платины (гнездовые россыпи), алмазов, булыжного камня	Головных частей кос и островов	Золота (косовые россыпи), алмазов, булыжного камня
Прибрежная	Булыжного камня	Перекаатов	Возможны концентрации алмазов, булыжного камня, строительного гравия	Хвостовых частей кос и островов	Строительного гравия и песков
Отмостки (в особенности аллювиальной)	Золота и платины (пластовые россыпи), булыжного камня	Побочневая	Золота (косовые россыпи), алмазов, булыжного камня, строительного гравия	Основного русла	Возможны концентрации золота, булыжного камня
Самоотмостки	Булыжного камня	Отмостки	Золота и платины, булыжного камня	Различных протоков	Строительного гравия
Экранов (с субфацией водопадов)	Золота и платины (гнездовые россыпи)	Самоотмостки	Булыжного камня	Подпрудная	Минералов редких металлов (циркон и др.) строительных песков
Подпрудная	Минералов редких металлов (циркон и др.), строительных песков	Экранов	Золота и платины (гнездовые россыпи)	Зоны выклинивания подпора	Строительного гравия
Зона выклинивания подпора	Строительного гравия	Подпрудная	Минералов редких металлов (циркон и др.) строительных песков	—	—
—	—	Зоны выклинивания подпора	Строительного гравия	—	—

в. Использование фациального анализа горного аллювия при изучении неотектоники речных долин и палеогидрологических реконструкциях

Формирование россыпей неразрывно связано с историей развития речных долин, которая в основном определяется режимом неотектонических движений, а также климатическими изменениями. Обогащение россыпей полезными компонентами на границах опускающихся и поднимающихся участков горных долин отмечалось многими исследователями. Достаточно интенсивные прогибания на отдельных участках могут привести к погребению россыпей под молодыми аллювиальными отложениями [74]. Возникновение перегораживающих перемычек различных типов вызывает формирование подпружного аллювия, под которым будут захороняться русловые россыпи. Активное развитие неотектонических перемычек может привести к образованию обратных (против течения) наклонов плотика, что весьма благоприятно для формирования богатых россыпей [195]. Локальные неотектонические движения оказывают непосредственное влияние на мощность россыпей и их гипсометрическое положение в пределах долин. Поэтому восстановление характера новейших тектонических движений, которые во многом определяли гидродинамический режим древних потоков, имеет первостепенное значение при поисках месторождений полезных ископаемых аллювиального генезиса.

Главным фактором формирования горного аллювия является живая сила движущегося водного потока, находящаяся в прямой зависимости от расходов вод и уклонов русел. Если расходы воды определяются в основном климатическими факторами, то уклоны прежде всего зависят от знака и амплитуды неотектонических движений. Следовательно, изменения уклонов, обусловленные проявлением неотектонических движений, отражаются в гидродинамическом режиме горных потоков и в формируемых ими отложениях.

Распределение фаций горного аллювия как в поперечном, так и в продольном разрезах речных долин на участках с разной направленностью и интенсивностью новейших движений отличается вполне определенными закономерностями [109]. На поднимающихся участках (перемычки) долины, как правило, имеют облик глубоко врезанных ущелий и крутые продольные профили, в некоторых случаях изобилующие перепадами [197, 198]. Здесь обычно формируется только маломощный инстративный аллювий однорукавных прямолинейных русел, характеризующийся наиболее грубым механическим составом. Спорадически у струенаправляющих перемычек встречаются более мелкие отложения фации природных экранов и реже подпруживания. На отдельных крутых излучинах могут формироваться побочни, сложенные валунами и крупными гальками. Пойменный аллювий полностью отсутствует, за редкими исключениями накопления на узких

участках скелетных пойм небольшого количества мелкозернистых осадков, редко сохраняющихся в разрезах террас. Обильное поступление грубого обломочного материала с интенсивно разрушающихся склонов, а также выносы из боковых притоков, в особенности селевые, могут вызвать формирование фации отмостки, которая часто прослеживается в разрезах террас на участках перемычек. Террасы здесь большей частью цокольные или эрозионные. Прослеживающийся на них маломощный аккумулятивный покров, как правило, представлен грубым аллювием однорукавных русел, в котором иногда можно выделить отложения стречневой и прибрежной фаций. Для разрезов террас характерно присутствие значительного количества обломочного материала неаллювиального генезиса (коллювиального, пролювиального и т. п.).

В пределах относительно опускающихся участков (частные впадины) продольные профили значительно выполаживаются, что вызывает аккумуляцию аллювия и разделение единого русла на множество проток.

Долины здесь резко расширяются, и широкое развитие получают аккумулятивные террасы. Появляются также значительные участки пойм проточно-островного и проточно-побочного типа. В частных впадинах формируется констративный и перстративный аллювий разветвленных русел с характерными для него фациями кос, островов и различных проток. Пойменный аллювий обычно представлен песчаными или суглинистыми отложениями небольшой мощности. Наличие подпора на участке замыкания впадин, как показывают экспериментальные данные и наблюдения, приводит к миграции островов и кос вверх по течению, благодаря чему отложения островной поймы наиболее широко развитие имеют в центральной части впадин. Разрезы террас на участках опусканий характеризуются весьма пестрым литологическим составом с чередованием слоев с различной крупностью обломочного материала (от песчано-гравийного до валунного), отражающим быструю смену фациальных обстановок в процессе накопления констративного аллювия. В них обычно достаточно отчетливо можно выделить отложения различных фаций аллювия разветвленных русел: кос и островов, различных проток, основного русла. В верхних частях разрезов террас часто прослеживается покров мелкозернистых пойменных отложений, нередко перекрытых пролювиальными, а у бортов долины и склоновыми отложениями. Фация отмостки русла неаллювиальными обломками по сравнению с участками перемычек встречается значительно реже и только в боковых частях долин, непосредственно примыкающих к коренным склонам.

Для определения высоты древних тектонических или экзогенных перемычек, которые к настоящему времени могут быть частично или полностью размыты, большой интерес представляет изучение подрудных фаций. На основании изучения процессов

заиления искусственных водохранилищ на горных реках С. Т. Алтунин [7] предлагает довольно простую формулу (см. гл. I), по которой можно определить длину призмы заиления перед плотинной. В природных условиях призма заиления — это не что иное как отложения собственно подпрудной субфации, сформировавшиеся за счет осаждения взвешенных наносов. Зная длину призмы заиления (подпрудных отложений), можно решить и обратную задачу — определить высоту перегораживающей перемычки. Преобразовав формулу С. Т. Алтунина, получим: $\Delta H = L (i - i_y)$, где ΔH равно примерно высоте перемычки, за вычетом глубины русла; i — не подпертый уклон водной поверхности; i_y — уклон перед плотинной после создания подпора. Конечно, практически невозможно точно определить $i - i_y$ для древних условий, но вместо этой разницы без очень большой ошибки можно ввести значение наклона террасы, отложения которой анализируются, или даже уклон современного русла. Анализ нескольких конкретных примеров показал довольно близкое соответствие расчетных и фактических данных. Так, например, в верховьях р. Зеравшан по этой формуле была определена высота перегораживающей перемычки, вызвавшей возникновение подпрудного Пакшифского озера. Полученная высота 90—100 м почти точно соответствует мощности селевого конуса выноса, образовавшего древнюю перемычку.

По этой формуле в первом приближении можно определить и величину поднятия тектонических перемычек, в особенности, если они представляют собой воздымающиеся блоки, ограниченные разрывными нарушениями.

Таким образом, при изучении новейшей тектоники горных долин кроме геоморфологических исследований, позволяющих выявить деформации речных террас по изменениям их высот, с успехом может применяться и анализ фаций горного аллювия. Последний дает возможность определить направленность неотектонических движений на отдельных участках долин, а в ряде случаев примерно оценить их амплитуду, что весьма важно для инженерно-геологических исследований.

Тщательный литолого-фациальный анализ древнего горного аллювия, слагающего речные террасы, часто позволяет выяснить палеогидродинамическую обстановку его накопления, что весьма важно для оценки тех или иных аллювиальных толщ с точки зрения их перспективности для поисков месторождений полезных ископаемых и в особенности россыпей. Как уже отмечалось, по характеру соотношения между крупными и мелкими обломками в каком-либо слое можно примерно определить число Фруда, характеризующее кинетичность потока. Эти данные весьма важны для определения транспортирующей способности древних потоков, указывающей миграцию россыпных минералов и распределение их в россыпях.

Для выяснения несущей способности потоков необходимы также данные о древних расходах. В первом приближении их

можно вычислить, преобразовав формулу З. Д. Копалиани и В. В. Ромашина [88]: $Q_{50} = 0,031d_M^{2,5}\sqrt{g \cdot i^{-2,5}}$, где Q_{50} — средние расходы, d_M — максимальный диаметр валунов фации самоотмостки; i — уклон. Если вместо максимального диаметра d_M взять средний диаметр d_C русловых отложений, то $Q_{50} = 0,29d_C^{2,5} \cdot i^{-2,5}$. Вычисленные по этим формулам древние расходы для среднеплейстоценовых террас р. Зеравшан в 1,2—1,4 раза превышали современные.

Формирование месторождений полезных ископаемых аллювиального генезиса неразрывно связано как с гидродинамическими особенностями древних потоков, так и с новейшими тектоническими движениями, игравшими главную роль в формировании речных долин. Фациальный анализ горного аллювия дает весьма важные данные для изучения новейшей тектоники и палеогидродинамики. Поэтому его применение может во многом помочь при поисках россыпей и месторождений строительных материалов.

При шлиховом опробовании использование фациального анализа может существенно облегчить поиски коренных источников. Так, при поисках месторождений тяжелых металлов пробы должны отбираться из стречневой и побочневой фаций и субфации головных частей кос и островов, а при поисках редкоземельных месторождений более целесообразным будет отбор проб из фации подпруживания.

г. Фациальный анализ подгорноравнинного аллювия при проведении структурно-геоморфологических исследований

В пределах обширных подгорных равнин анализ фаций и мощностей аллювиальных отложений хорошо оправдал себя как один из методов структурно-геоморфологических исследований нефтегазоносных бассейнов. На участках локальных новейших поднятий, которым на глубине могут соответствовать положительные структуры, перспективные в нефтегазоносном отношении, как правило, пойменный аллювий резко сокращается в мощности или исчезает совсем, а русловой преобладает в разрезах террас и представлен более грубыми разностями [229, 228, 208, 254]. Если на участках опусканий резко преобладают пестрые по составу отложения разветвленных русел, то на суженных участках долин в пределах поднятий обычно формируется более крупный аллювий однорукавных русел. Резкие изменения в строении речных долин и литолого-фациальном составе аллювиальных отложений на участках развивающихся локальных поднятий отмечались нами в Самаркандской впадине, предгорьях Копетдага, Восточном Предкавказье, Чуйской впадине, долине Инда, на Бенгальской равнине и во многих других местах [196, 202, 205, 212]. Так, например, в районе Чапанатинского поднятия, разделяющего Самаркандскую и Мианкальскую впадины, современная пойма,

а также многочисленные косы и острова отсутствуют, и р. Зеравшан течет единым потоком шириной 60—80 м. Выше и ниже по течению он разделяется на многочисленные протоки. Появляется пойма шириной 700—900 м. На участке поднятия в составе аллювия резко преобладают русловые фации, представленные разнообразными галечниками. Пойменный аллювий или вообще отсутствует, или представлен маломощными песками с включениями мелкой гальки. Вверх и вниз по течению мощность отложений пойменной фации быстро увеличивается, пески замещаются супесями и суглинками, а русловые галечники, весьма значительно сокращаясь в мощности, приобретают резко подчиненное значение [199].

Перед быстро растущими поднятиями даже в пределах подгорных равнин может формироваться тектонически обусловленная фация подпруживания. Так, на Пенджабской аллювиальной равнине (Пакистан) перед Саргодийским новейшим поднятием, весьма слабо выраженным в рельефе, по данным инженерно-геологических скважин появляются мощные (30—50 м) пачки глин собственно подпрудной субфации, не характерные для окружающих территорий [119].

В Бенгальской дельте (Республика Бангладеш) в пределах Барисальского новейшего поднятия, совпадающего с крупным гравитационным максимумом, в береговых обнажениях многочисленных протоков и в разрезах буровых скважин заметно преобладают русловые пески, а пойменный аллювий значительно сокращается в мощности или на отдельных участках вообще отсутствует.

Приведенные примеры убедительно показывают, что применение фациального анализа подгорноравнинного аллювия оказывает большую помощь при выявлении перспективных локальных поднятий, в особенности если они плохо выражены в современном рельефе.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В заключение даются основные выводы, имеющие принципиальное значение для понимания закономерностей строения и формирования аллювия горных и подгорноравнинных рек.

1. На основании проведенных исследований установлено, что горный аллювий, несмотря на его кажущуюся монофациальность, представляет собой закономерно построенный комплекс отложений с разнообразными фациями, отражающими вполне определенные условия формирования. Для горного аллювия свойственна только ему присущая фациальная дифференциация, обусловленная в первую очередь гидродинамическими особенностями русловых потоков, зависящими от ряда факторов (расходов воды, уклонов, конфигурации русел и т. п.). Обобщение имеющихся гидрологических данных показало, что хотя гидродинамический режим бурных потоков и характеризуется большой сложностью,

его основные особенности отражаются в фациях формируемого ими аллювия.

2. Выяснено существенное влияние геоморфологической зональности на закономерности формирования аллювия горных и подгорноравнинных рек и показана специфика накопления аллювиальных отложений в основных зонах: троговой, горной, предгорной, подгорноравнинной и дельтовой.

3. В зависимости от гидродинамической обстановки накопления в аллювии горных рек выделяются три группы фаций — русловые, пойменные и перемычек, резко отличающиеся по литологическому составу, условиям залегания и характеру распространения. Среди них главную роль играет группа русловых фаций, слагающих основную часть горного аллювия.

4. Фаціальная дифференциация руслового аллювия изменяется в различных типах русел горных рек — однорукавных прямолинейных, извилистых и разветвленных. Для однорукавных прямолинейных русел характерна наиболее простая гидродинамическая обстановка и в них формируется только грубый слабо дифференцированный инстративный аллювий. В аллювии этого типа русел выделяются две фации — стрежневая и прибрежная, отличающиеся друг от друга гранулометрическим составом и характером ориентировки валунов и галек, в особенности уплощенных. Стрежневая фация подразделяется на две субфации — аккумулятивных гряд и межрядовых понижений, характеризующиеся различной крупностью обломочного материала. В извилистых однорукавных руслах вследствие изменения гидродинамических условий на излучинах формируются фации плёсов, побочней и перекаатов, не характерные для прямолинейных русел. Плёсовая фация образуется в самой активной гидродинамической обстановке и слагается наиболее грубым валунно-галечниковым материалом, и только субфация отмирающих плёсов может быть представлена песчано-гравийными осадками. Побочневая фация возникает при значительной роли поперечных течений, транспортирующая способность которых намного меньше продольных. Вследствие этого побочневая фация слагается значительно более мелким обломочным материалом. Фация перекаатов является переходной между побочневой и плёсовой. В разветвленных или многорукавных руслах имеют место наиболее сложные гидродинамические обстановки с многократными поперечными циркуляциями по ширине и вертикали. Многорукавные русла характеризуются активным проявлением аккумулятивных процессов и в них формируется главным образом не инстративный, а перстративный и контрастивный аллювий. Аллювий разветвленных русел, широко представленный в разрезах террас, подразделяется на фации главного русла, различных протоков, островов и кос (с субфациями головных и хвостовых частей), достаточно резко отличающихся по литологическому составу.

5. При определенных гидродинамических условиях в разных типах русел возможно образование весьма специфических фаций отмытки и самоотмытки, представленных наиболее крупным обломочным материалом. Фация отмытки формируется в результате незначительной переработки и перемещения крупных обломков, попавших в русло из боковых притоков или со склонов долин, а фация самоотмытки — в процессе вымывания мелких частиц из ранее отложенного руслового аллювия.

6. Многочисленными специальными анализами установлено, что выделенные фации и субфации руслового горного аллювия отличаются не только по гранулометрическому, но и по минеральному составу песчаного заполнителя валуников и галечников, главным образом по процентному содержанию минералов тяжелой фракции, достигающему максимальных значений в стречневой фации.

7. Пойменный аллювий в пределах горной и предгорной зон имеет весьма ограниченное распространение и обладает значительно более слабой фациальной дифференциацией по сравнению с русловым. Формирование пойменного аллювия существенно отличается на поймах различных типов. Наиболее полное развитие он имеет на обширных проточно-островных и побочневых поймах, где в зависимости от паводковых гидродинамических обстановок выделяются фации приречной и внутренней зон поймы, пойменных русел, сезоннозайляющихся понижений и прирусловых валов. На узких скелетных поймах фациальная дифференциация пойменного аллювия практически отсутствует.

8. Проведенные исследования позволили впервые выделить в горной зоне и реже в предгорной группу фаций перемычек, формирующуюся в весьма специфических затишных гидродинамических условиях, при которых могут накапливаться мелкообломочные отложения фации подпруживания и природных экранов. Наиболее полное развитие они получают у перегораживающих перемычек различных типов. Перед высокими перегораживающими перемычками фация подпруживания подразделяется на две резко отличные субфации: собственно подпрудную, представленную горизонтально-слоистыми, преимущественно песчаными отложениями, возникающую за счет выпадения взвешенных наносов, и зоны выклинивания подпора, образующуюся за счет интенсивного накопления влекомых наносов различного механического состава. В фации природных экранов выделяются специфические субфации водопадов и размыва экрана.

9. В предгорной зоне среди руслового аллювия резко преобладают фации разветвленных русел, а пойменный аллювий по сравнению с горной зоной получает значительно более широкое развитие. При формировании пойменного аллювия на высокой пойме большую роль играет привнос пролювиального (реже эолового и делювиального) материала, что приводит к формированию смешанных пойменно-пролювиальных отложений.

10. Русловой аллювий подгорноравнинных рек накапливается в виде различных аккумулятивных форм, отражающих паводковые и меженные расходы. Для аллювия рек подгорноравнинной зоны характерна своеобразная пойменно-русловая фация, наиболее широко развитая в приречной зоне поймы, где ощущается влияние основного потока на пойменный. Для пойменного аллювия свойствен преимущественно песчаный состав, что вызвано длительностью паводков рек, берущих начало в горах.

11. Для дельтовой зоны характерно преобладание пойменных фаций над русловыми. В этой зоне была впервые отмечена фация приливного подпора, образующаяся при проникновении в русло клина соленых морских вод.

12. Изучение фациальной дифференциации аллювия горных и подгорноравнинных рек имеет важное научное значение при восстановлении палеогеографических условий формирования речных долин и истории их новейшего развития. В ряде случаев он позволяет определить и амплитуды неотектонических движений.

13. Предложенная схема фациальной дифференциации горного аллювия может быть с успехом использована и при изучении мощных толщ древних моласс в целях выявления палеогеодинамической обстановки их накопления. Это дает возможность сделать определенные палеогеографические выводы и помочь стратиграфическому расчленению континентальных молассовых отложений.

14. Фациальный анализ горного аллювия представляет большой практический интерес при поисках месторождений россыпных полезных ископаемых и строительных материалов, а также штиховом опробовании и инженерно-геологических исследованиях. В частности, он может быть использован для выявления гидродинамических условий формирования россыпей. Велика роль фациального анализа при структурно-геоморфологическом изучении обширных подгорных аллювиальных равнин с целью выявления структур, перспективных на нефть и газ.

Рассмотренные в работе вопросы не исчерпывают многочисленных проблем, связанных с формированием и закономерностями строения горного аллювия. Их дальнейшая разработка является одной из актуальных задач четвертичной геологии.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Абдулаев Э. А.* Экспериментальное исследование формирования осередков на размываемой модели. — В кн.: Тр. Гос. гидролог. ин-та, вып. 209. М., Гидрометеозидат, 1973, с. 103—116 с ил.
2. *Абрамович Д. И.* Исследование наносов р. Сулак. Л., Речиздат, 1935. 148 с. с ил.
3. *Адигов М. Т.* Генетические типы лёссовых пород района г. Чимкента и их инженерно-геологические свойства. — В кн.: Тр. Междунар. симпозиума по литол. и генезису лёссовых пород. Ташкент, 1970, с. 323—328.
4. *Акопян Г. К.* Расчет глубины размыва ниспадающей струей в несвязных грунтах. — В кн.: Тр. АрмНИИ водных проблем и гидротехники, вып. 3 (8), 1975, с. 355—358.
5. *Аксарин Н. И.* Особенности половодья на реках Средней Азии в 1969 г. — «Метеорология и гидрология», 1971, № 3, с. 28—34.
6. *Алтуний С. Т.* Регулирование русел рек при водозаборе. М., Сельхозгиз, 1950. 336 с. с ил.
7. *Алтуний С. Т.* Заиление водохранилищ и размыв русла в нижнем бьефе плотин. — В кн.: Руслвые процессы, М., Изд-во АН СССР, 1958, с. 249—286 с ил.
8. *Алтуний С. Т.* Регулирование русел. М., Сельхозиздат, 1962. 352 с. с ил.
9. *Алтуний С. Т.* Водозаборные узлы и водохранилища. М., «Колос», 1964. 431 с. с ил.
10. *Алтуний Ю. С.* Параметр стабильности придонного слоя в шероховатых руслах. — В кн.: Гидравлика дорожных и водопропускных сооружений. М., Изд-во Московского автомобильно-дорожного ин-та, 1971, с. 158—166 с ил.
11. *Антроповский В. И.* Критериальные зависимости типов руслового процесса. — В кн.: Тр. Гос. гидролог. ин-та, вып. 190. М., Гидрометеозидат, 1972, с. 5—18 с ил.
12. *Арманд А. Д.* Перенос и отложение аллювия в руслах полугорных рек бассейна Вилюя и их значение для поисков россыпных полезных ископаемых. — В кн.: Проблемы Севера, вып. 3. М., Географгиз, 1959, с. 16—23 с ил.
13. *Арсенишвили К. И.* Некоторые характеристики набегающих волн. — В кн.: Тр. ГНИИГиМ, вып. 20. Тбилиси, 1958, с. 51—56.
14. *Артамонов К. Ф.* Регулировочные сооружения при водозаборе. Фрунзе, АН КиргССР, 1963. 344 с. с ил.
15. *Астахов Н. Е., Маруашвили Л. И.* Тларетская котловина р. Чори как пример морфогенеза при тектоническом подпрудивании речной долины. — «Сообщ. АН ГССР», 1954, т. 15, № 4, с. 233—238 с ил.
16. *Азназаров А. Н.* Комплексное использование р. Алазани. — «Гидротехническое стр-во», 1937, № 8, с. 22—28.
17. *Баланин В. В.* О влиянии вертикальных вихрей на размыв русла у перемычек. — В кн.: Тр. ЛИИВТ, вып. 21. Л., 1954, с. 63—70 с ил.
18. *Баланин В. В., Селезнев В. М.* Гидравлические явления при обтекании полузапруды в потоке. — «Рабочий транспорт», 1956, № 11, с. 12—16 с ил.
19. *Барышников Н. Б.* Влияние шероховатости поймы на транспорт наносов в основном русле. — В кн.: Тр. Ленингр. гидрометеорол. ин-та, вып. 36. М., Гидрометеозидат, 1969, с. 70—79 с ил.
20. *Беркович К. М., Чалов Р. С.* Следы древних озер в горах Кавказа. — «Зап. Забайкальского филиала ВГО», 1969, вып. 31, с. 50—58.
21. *Билибин Ю. А.* Основы геологии россыпей. М., Изд-во АН СССР, 1955. 471 с. с ил.

22. *Блинов В. А.* Некоторые закономерности распределения алмазов в русловой россыпи р. Койвы на западном склоне Среднего Урала. — В кн.: Закономерности размещения полезных ископаемых, т. IV. М., Госгеолтехиздат, 1960, с. 130—134 с ил.
23. *Блумберг О. К.* Определение вертикальной составляющей течения при помощи турбомера. — В кн.: Тр. Гос. гидролог. ин-та, вып. 1. М., Гидрометеозидат, 1936, с. 101—139 с ил.
24. *Борсук О. А.* Анализ щебнистых отложений и галечников при геоморфологических исследованиях. М., «Наука», 1973, 112 с. с ил.
25. *Будин М. Н.* О некоторых особенностях перестроения самоотмстки русел рек предгорного типа (при местных размывах). — В кн.: Вопр. гидротехники и гидравлики. Киев, «Урожай», 1969, с. 106—112 с ил.
26. *Васильковский Н. П.* О некоторых генетических типах новейших континентальных отложений Средней Азии (дельтовий, пролювий, аллювий). — «Бюлл. МОИП. Отд. геол.», 1951, т. XXVI, вып. 2, с. 3—24 с ил.
27. *Великанов М. А.* Движение наносов. М., Изд-во М-ва речного флота СССР, 1948, 209 с. с ил.
28. *Великанова З. М., Ярник Н. А.* Натурные исследования гидравлики пойменного массива в высокое половодье. — В кн.: Тр. Гос. гидролог. ин-та, вып. 193, 1970, с. 33—53 с ил.
29. *Великовская Е. М., Кожевников А. В.* О происхождении мореноподобных толщ в долинах Терека, Гизельдона и Уруха. — «Вестн. МГУ. Сер. геология», 1959, № 4, с. 125—134 с ил.
30. *Великовская Е. М., Кожевников А. В., Фомин В. И.* Еще раз о «морене» у Цебельды. — «Вестн. МГУ. Сер. геология», 1960, № 4, с. 14—20 с ил.
31. *Висковатов А. О.* О периодическом казбекском завале. — «Зап. Кавказского РГО», 1864, кн. VI, с. 68—72 с ил.
32. *Гвахария В. К.* О влиянии уклона бассейна на величину многолетнего среднего стока горных рек. — «Метереология и гидрология», 1960, № 12, с. 23—25 с ил.
33. *Геелесиани Л. Г.* Движение наносов в реках Закавказья. — «Метереология и гидрология», 1938, № 9—10, с. 156—161 с ил.
34. *Геелесиани Л. Г.* 10 лет работы водохранилища ЗаГЭС. — «Гидротехническое стро-во», 1939, № 4—5, с. 26—29.
35. *Гертман Л. Г., Кузьминов М. П., Кулагин В. Г.* Определение величины твердого стока паводка по объему аккумуляции наносов в карьерных разработках поймы р. Чирчик. — В кн.: Гидрология и геология аридной зоны СССР, вып. 10, часть II. Ташкент, 1969, с. 38—42 с ил.
36. *Гиляров Н. П.* Структура открытого потока на участке одностороннего берегового выступа обтекаемой формы в русле трапецеидального сечения. — В кн.: Тр. ЛИИВТ, вып. 61. Л., 1964, с. 30—36 с ил.
37. *Гольдфарб Ю. И., Генкин П. О.* К подразделению флювиальных четвертичных россыпей золота по условиям образования и геоморфологическому положению. — В кн.: Проблемы геологии россыпей. Магадан, Изд-во Северо-Восточного комплексного ин-та, 1970, с. 256—266 с ил.
38. *Горбачев Н. В.* Об аллювии горных рек. — «Сов. геология», 1970, № 2, с. 106—111 с ил.
39. *Горецкий Г. И.* О возрастных и пространственных соотношениях террас Кубани. М., Изд-во АН СССР, 1962, с. 194—222 с ил. (Тр. КИЧП. Т. 19).
40. *Гостунский А. Н.* Гидрология Средней Азии. Ташкент, «ККИТУВЧИ», 1969. 327 с. с ил.
41. *Гриднев Н. И.* Минерально-петрографический состав современного аллювия правобережья бассейна Амударьи. — «Узб. геолог. журн.», 1959, № 5, с. 61—69.
42. *Гришанин К. В.* Динамика русловых потоков. Л., Гидрометеозидат, 1969. 427 с. с ил.
43. *Гришанин К. В.* Теория руслового процесса. М., «Транспорт», 1972. 215 с. с ил.

44. Гришанин К. В. Устойчивость русел рек и каналов. М., Гидрометеониздат, 1974. 144 с. с ил.

45. Дanelия Н. Ф. Формирование русел рек при водозаборных узлах (на горных и предгорных участках рек). — В кн.: Тр. ГНИИГ, вып. 21, 1960, с. 37—48 с ил.

46. Дanelия Н. Ф. Водозаборные сооружения на реках с обильными донными наносами. М., «Голос», 1964. 336 с. с ил.

47. Даргевич В. А. Ориентировка галек в современном аллювии р. Лабь (Сев. Кавказ). — В кн.: Материалы ВСЕГЕИ. Новая сер., вып. 2, 1956, с. 42—48 с ил.

48. Дежоржио Э. В. Снеговые и ледниковые паводки на реках Средней Азии. — «Метеорология и гидрология», 1940, № 3, с. 68—74.

49. Дербиян Г. А. Формирование современного руслового аллювия р. Терек. — «Метеорология и гидрология», 1971, № 8, с. 75—79 с ил.

50. Джигаури Г. М. Инженерно-геологические условия Ингурской плотины. — В кн.: Арочное плотностроение. Л., «Энергия», 1965, с. 17—25 с ил.

51. Джумаев А. О роли высокогорной зоны в формировании стока взвешенных наносов горных рек с ледниковым питанием. — В кн.: Проблемы географии Киргизии. Фрунзе, «Илим», 1975, с. 86—88.

52. Дружинин Г. А. Влияние формы дна горного потока на гидравлические сопротивления. — «Докл. АН ТаджССР», 1968, т. 11, № 5, с. 38—42 с ил.

53. Дружинин Г. А. Особенности структуры поля скорости горного потока на примере рек Восточного Памира. — В кн.: Движения наносов в открытых руслах. М., «Наука», 1970, с. 235—237 с ил.

54. Дю-Тойт А. Геология Южной Африки. Пер. с англ. М., Изд-во шостр. лит., 1957. 490 с. с ил.

55. Егиазаров И. В. Горный русловой и селевой процессы. Классификация и расчет. — В кн.: Селевые потоки и горные русловые процессы. Ереван, Изд-во АН АрмССР, 1968, с. 121—126 (Докл. на X Всесоюз. селевой конференции).

56. Елисеев В. И. Пролуви́й предгорной аридной зоны. — В кн.: Генезис и литология континентальных антропогенных отложений. М., «Наука», 1965, с. 34—49 с ил.

57. Емцев Б. Т. Двухмерные бурные потоки. М., «Энергия», 1967. 212 с. с ил.

58. Жинью М., Барбье Р. Геология плотин и гидротехнических сооружений. Пер. с франц. М., Госстройиздат, 1961. 355 с. с ил.

59. Зенков Н. А. Дарьяльская плотина на р. Терек. — В кн.: Геология и плотины, т. 1. М., Госэнергоиздат, 1959, с. 166—182 с ил. (Материалы по проектированию гидроэнергетических узлов, сер. 2. Изыскания).

60. Знаменская Н. С. О формировании рельефа пойм меандрирующих рек. — В кн.: Тр. Гос. гидролог. ин-та, вып. 209, 1973, с. 91—102.

61. Зорин Л. В. К вопросу о закономерностях формирования россыпей. — В кн.: Методы геоморфологических исследований, М., Географиз, 1960, с. 64—72.

62. Зудина Н. И. Гранулометрия русловых отложений горно-предгорной зоны Узбекистана. — «Изв. Узб. геогр. о-ва», № 13, 1971, с. 26—28.

63. Иевсен Ю. П., Левин В. И., Нужнов С. В. Формационные типы древних золотосносных россыпей и методы их поисков. М., «Наука», 1969. 206 с. с ил.

64. Иверонова М. И. Сели в долине р. Чок-Аксу. — «Изв. АН КиргССР. Сер. естественных и техн. наук», 1962, т. IV, вып. 4, с. 78—80.

65. Иверонова М. И. Сток наносов и растворенных минеральных веществ р. Чон-Кызылсу. — В кн.: Материалы по геоморф. и гидрол. Иссык-Кульской котловины. Фрунзе, «Илим», 1967, с. 96—127 с ил.

66. Ильенок С. С. Влияние неотектоники на формирование россыпей участка восточного склона Кузнецкого Алатау. — «Изв. Томского политех. ин-та», 1970, т. 239, с. 379—381.

67. *Имшенецкий А. И.* О концентрации тяжелых минералов в аллювии по данным экспериментальных работ. — «Сов. геология», 1959, № 7, с. 81—88.
68. *Имшенецкий А. И.* Об экспериментальном изучении зависимости между донными скоростями течения и величиной транспортируемых обломков различного удельного веса. — В кн.: Минеральное сырье, вып. I, М., Госгеолтехиздат, 1960, с. 206—214 с ил.
69. *Иогансон В. Е., Муратов В. М.* Катастрофический сель на Тереке. — «Природа», 1968, № 3, с. 119—123 с ил.
70. *Ирмухамедов Х. А., Козтева И. В.* Некоторые результаты исследования структуры распределения скоростей в потоке на участке дейгиша. — В кн.: Тр. Среднеазиатского НИИ Ирригации, вып. 124. Ташкент, «ФАН», 1970, с. 93—120 с ил.
71. *Исламов А. И.* Генетические типы четвертичных отложений правобережья р. Чирчик. — В кн.: Вопр. геол. Узбекистана. Ташкент, Изд-во АН УзССР, 1960, с. 206—219 с ил.
72. *Исмаилов Х. А.* К вопросу определения радиуса кривизны на криволинейных участках р. Амударья. — В кн.: Тр. Среднеазиатской НИИ Ирригации, вып. 124. Ташкент, «ФАН», 1970, с. 141—150 с ил.
73. *Кабанова К. С.* Генетический анализ режима взвешенных наносов рек Средней Азии. — «Уч. зап. ЛГУ. Сер. геогр.», 1952, № 15, вып. 8, с. 107—158 с ил.
74. *Казакевич Ю. П.* Условия образования и сохранения сложных погребенных россыпей золота. М., «Недра», 1972. 216 с. с ил.
75. *Карасев И. Ф.* Русловые процессы при переброске стока. Л., Гидрометеоздат, 1970. 267 с. с ил.
76. *Караушев А. В.* Речная гидравлика. Л., Гидрометиздат, 1969. 415 с. с ил.
77. *Карташов И. П.* Основные закономерности геологической деятельности рек горных стран (на примере Северо-Востока СССР). — В кн.: Тр. ГИН АН СССР, вып. 245. М., «Наука», 1972. 183 с. с ил.
78. *Картвелишвили Н. А.* Неустановившиеся открытые потоки. Л., Гидрометеоздат, 1968. 126 с. с ил.
79. *Касымов С. М.* Лёссовые породы Самаркандской впадины (состав и свойства). Ташкент, «ФАН», 1970. 149 с. с ил.
80. *Кисин И. М., Тертеров А. А.* Обвал ледника Мукар. — «Природа», 1961, № 2, с. 84—88 с ил.
81. *Кнороз В. С.* Естественная отмытка русел, образованных материалами неоднородной крупности. — «Изв. ВНИИГа», 1962, т. 70, с. 22—51.
82. *Кожеевников А. В.* Происхождение покровных суглинков в долине Кубани и на прилегающих водоразделах. — «Бюлл. МОИП. Отд. геол.», 1959, т. 34, вып. 4, с. 172—173.
83. *Кожеевников А. В.* Аллювий горных рек, фации, типы разрезов, условия формирования. — В кн.: Четвертичный период Сибири. М., «Наука», 1966, с. 391—399 с ил.
84. *Кожеевников А. В.* Некоторые закономерности формирования низких террас горных рек. — «Вестн. МГУ. Сер. геология», 1970, № 3, с. 26—36 с ил.
85. *Кондратьев Н. Е., Попов И. В., Смищенко Б. Ф.* Теория и методы расчета русловых процессов. — В кн.: Тр. IV Всесоюз. гидролог. съезда, т. I. Л., Гидрометеоздат, 1975, с. 139—151 с ил.
86. *Копалиани Э. Д.* Оценка гранулометрического состава крупных наносов. — В кн.: Тр. ЗагНИГМИ, вып. 32 (38). Тбилиси «Мацнистрета», 1969, с. 58—67 с ил.
87. *Копалиани Э. Д.* Лабораторные исследования грядового движения крупных наносов. — В кн.: Тр. ГГИ, вып. 204. М., 1972, с. 61—74 с ил.
88. *Копалиани Э. Д., Ромашин В. В.* Проблемы русловой динамики горных рек. — В кн.: Тр. Гос. гидролог. ин-та, вып. 183. Л., 1970, с. 81—83.
89. *Короновский Н. В., Милановский Е. Е.* Происхождение вала Тубеле в ущелье Баксана (Центральный Кавказ). — «Вестн. МГУ. Сер. геология», 1960, № 5, с. 69—78 с ил.

90. Костенко Н. П. «Перемычки» в долинах горных рек. — «Изв. вузов. Геология и разведка», 1960, № 12, с. 8—14 с ил.
91. Костенко Н. П. Четвертичные отложения горных стран. М., «Недра», 1975. 216 с. с ил.
92. Костенко Н. П., Чистяков А. А. Некоторые закономерности новейшего развития горных впадин. — «Бюлл. КИЧП», 1962, № 27, с. 107—117 с ил.
93. Костенко Н. П., Чистяков А. А. Некоторые особенности развития предгорий (на примере Азиатского горного пояса) — «Изв. вузов. Геология и разведка», 1971, № 8, с. 28—36 с ил.
94. Костюченко Э. В., Крошкин А. Н. Краткие сведения о некоторых завалах естественного происхождения на горных реках Киргизии. — «Изв. АН КиргССР. Сер. естественных и техн. наук», 1963, т. V, вып. 3, с. 119—128 с ил.
95. Крашенинников Г. Ф. Учение о фациях. М., «Высшая школа», 1971, 366 с. с ил.
96. Крошкин А. Н. О натекании потока на препятствия в условиях горных рек. — «Изв. АН КиргССР. Сер. естественных и техн. наук», 1962, т. IV, вып. 3, с. 65—72 с ил.
97. Куприн А. И. Безнапорный гидротранспорт. М., «Недра», 1964. 160 с. с ил.
98. Курдюков К. В. Древние обвалы в долинах Алайского хребта. — «Вопросы географии. Геоморфология», 1950, сб. 21, с. 191—204 с ил.
99. Курдюков К. В. Основные вопросы изучения наземных дельт. — «Бюлл. КИЧП», 1957, № 21, с. 5—37 с ил.
100. Кухаренко А. А. Минералогия россыпей. М., Госгеолтехиздат, 1961. 318 с. с ил.
101. Кыдыров Ш. А. К вопросу о происхождении озер Карасу и Капка-таш. — «Изв. АН КиргССР. Сер. естественных и техн. наук», 1961, т. 3, вып. 4, с. 105—112.
102. Лазаренко А. А. Литология аллювия равнинных рек гумидной зоны (на примере Днепра, Десны и Оки). — В кн.: Тр. ГИН АН СССР, вып. 120, 1964. 233 с. с ил.
103. Лазаренко А. А., Семенов Е. В. Характер и причины ориентировки галек в аллювии. — В кн.: Физические и химические процессы и фации. М., «Наука», 1968, с. 230—234 с ил.
104. Ламакин В. В. О динамических особенностях аллювиальных отложений. — «Докл. АН СССР. Новая сер.», 1947, т. VII, № 1, с. 65—68.
105. Лаухин С. А. Об одной особенности строения аллювия в долинах крупных рек Сибири. — «Геология и геофизика», 1971, № 2, с. 137—138 с ил.
106. Леви И. И. Инженерная гидрология. М., «Высшая школа», 1968. 239 с. с ил.
107. Литвин Л. Ф., Чалов Р. С. О руслоформирующей деятельности временных и постоянных водотоков в горах. — «Геоморфология», 1975, № 1, с. 81—86 с ил.
108. Лузгин Б. К. К фациальной характеристике антропогенных моласс Центрального Копетдага. — «Изв. АН ТССР. Сер. физ.-техн., хим. и геол. наук», 1964, № 6, с. 60—72.
109. Лузгин Б. К., Чистяков А. А. О влиянии новейшей тектоники на формирование фаций горного аллювия. — «Бюлл. МОИП. Отд. геол.», 1968, т. XIII, вып. 3, с. 106—119 с ил.
110. Мавлянов Г. А. Генетические типы лёссов и лёссовидных пород центральной и южной частей Средней Азии и их инженерно-геологические свойства. Ташкент, Изд-во АН УзбССР, 1958. 609 с. с ил.
111. Маккаев В. М. Вопросы теории турбулентности и движения наносов. — В кн.: Тр. ГГИ, вып. 100. М., Гидрометеониздат, 1963, с. 54—87.
112. Маккаев Н. И. Русло реки и эрозия в ее бассейне. М., Изд-во АН СССР, 1955. 347 с. с ил.
113. Маккаев Н. И. Воздействие крупного гидротехнического строительства на геоморфологические процессы в речных долинах. — «Геоморфология», 1970, № 2, с. 28—34.

114. *Маккаев Н. И.* Сток и русловые процессы. М., Изд-во МГУ, 1971. 115 с. с ил.
115. *Маккаев Н. И., Калинин А. М.* О перемещении крупнообломочного материала в логах. — «Метеорология и гидрология», 1968, № 8, с. 28—34.
116. *Малков А. Б.* Натурные исследования грядового движения наносов на реках Вахш, Амударье и Сырдарье. — В кн.: Докл. Всесоюз. совещ. по водозаб. сооруж. и русловым процессам. Ташкент, 1974, с. 380—385.
117. *Маматкулов М. М.* К геологии четвертичных отложений бассейна р. Сандалаш. — В кн.: Вопросы геологии Узбекистана. Ташкент, 1960, Изд-во АН УзССР, с. 199—205.
118. *Мандыч А. Ф.* Влияние волн паводков горных рек на расход наносов. — «Метеорология и гидрология», 1966, № 2, с. 41—43 с ил.
119. *Методические указания по проведению неотектонических исследований при поисках нефти и газа. М., «НИЛЗарубежгеология», 1968, 140 с. с ил. Авт.: Е. Н. Былинский, А. М. Берлянт, Ю. Я. Кузнецов, В. Н. Перминова и др.*
120. *Мирицхулава Ц. Е.* О механизме движения донных наносов и распределении скоростей в придонном слое. — В кн.: Тр. ГНИИГидротехники и мелиорации, вып. 21, 1960, с. 294—303.
121. *Мирицхулава Ц. Е.* О глубине воронки размыва связных грунтов падающей струей и о методике их исследования. — В кн.: Тр. Координ. совещ. по гидротехнике, вып. 15, 1964, с. 55—57.
122. *Мирицхулава Ц. Е.* Инженерные методы расчета и прогноза водной эрозии. М., «Колос», 1970. 239 с. с ил.
123. *Михайлов В. Н., Rogov М. М.* Исследования русловых процессов в устьях рек. — В кн.: Движение наносов в открытых руслах. М., «Наука», 1970, с. 84—88.
124. *Михайлова Н. А., Набатов Д. Н.* Влияние режима течения на формирование рельефа русла дна. — В кн.: Материалы Научно-техн. совещ. по вопросам методики изучения и прогноза селей, обвалов и оползней. Тезисы докл. Душанбе, 1970, с. 38—39.
125. *Михайлова Н. А., Фоменко Г. С.* Исследование кинематической структуры турбулентного потока и движения твердых частиц в его придонной области. — «Вестн. МГУ. Сер. физика, астрономия», 1975, № 6, с. 670—678 с ил.
126. *Михайлова Н. А., Никитин В. Р., Фоменко Г. С.* Вероятностные характеристики движения наносов вблизи дна турбулентного потока. — «Водные ресурсы», 1976, № 3, с. 139—148 с ил.
127. *Молодцов В. А.* Характеристика ирригационных наносов Самаркандского оазиса. — «Почвоведение», 1958, № 2, с. 18—25.
128. *Мулюкова Н. Б., Набатов Д. Н., Рейхрудель А. Э.* Исследования турбулентности малых горных потоков с повышенной шероховатостью дна. — «Метеорология и гидрология», 1970, № 8, с. 59—63 с ил.
129. *Мухамедов А. М.* Полевые исследования формирования русла и промыва наносов на предгорном участке реки. — В кн.: Тр. Ин-та сооружений АН УзССР, вып. 7, 1955, с. 44—51.
130. *Мухамедов А. И.* Исследования верхнего бьефа гидроузла на предгорном участке реки. — В кн.: Вопросы гидротехники, вып. 24. Ташкент, «ФАН», 1965, с. 62—70 с ил.
131. *Мухамедов А. М., Тузов В. Е.* Особенности русловых деформаций р. Амударья (дейгш). — В кн.: Тр. Координ. совещ. по гидротехнике, вып. 36. Л., Гидрометеиздат, 1967, с. 38—41 с ил.
132. *Нечаев А. П.* Формирование островов в поймах горных рек Приамурья. — В кн.: Вопр. географии Приамурья. Хабаровск, 1967, с. 26—34 с ил.
133. *Никонов А. А.* О лёссовых породах Северного Афганистана. — В кн.: Тр. Междунар. симпозиума по литол. и генезису лёссовых пород, т. I. Ташкент, «ФАН», 1970, с. 274—284 с ил.
134. *Нифонтов Р. В.* Геология россыпей. — В кн.: Тр. треста «Золото-разведка» и ин-та НИГРИЗолото, вып. 6. М., 1937, с. 3—118 с ил.

135. Опыт эксплуатации фильтрующих каменно-набросных плотин в Киргизии. — «Изв. АН КиргССР. Сер. естественных и техн. наук», 1963, т. V, вып. 3, с. 93—99 с ил. Авт.: К. Ф. Артамонов, Э. В. Костюченко, А. Н. Крошкин, А. С. Лоштин.
136. Палиенко В. П. О некоторых особенностях геологического строения пойменных террас Прикарпатья, обусловленных неотектоническими движениями. — В кн.: Материалы по четвертичному периоду Украины (к VIII конгрессу ИНКВА). Киев, «Наукова думка», 1969, с. 58—65.
137. Пальгов Н. Н. Катастрофические паводки на реках Запильского Алатау. — «Изв. ВГО», 1947, т. 79, вып. 2, с. 175—188 с ил.
138. Панов Ю. И. О террасах р. Кубани. — В кн.: Тр. Гидропроекта, сб. 3, 1960, с. 19—28 с ил.
139. Пашинский А. Ф. Опыт изучения аллювиальных отложений р. Псе-зуапсе. — В кн.: Тр. Гос. гидрол. ин-та, вып. 111, 1964, с. 156—173 с ил.
140. Плетнева Е. Т. Некоторые результаты исследований местного размыва вертикально падающей струей. — «Изв. АН КазССР. Сер. энергет.», 1960, вып. 1 (17), с. 92—98 с ил.
141. Попов Е. Г., Чеботарев А. И. Горный обвал и операция по пропуску воды в долине Зеравшана. — «Метеорология и гидрология», 1964, № 9, с. 37—43 с ил.
142. Попов И. В. Деформация речных русел и гидротехническое строительство. Л., Гидрометеиздат, 1965. 328 с. с ил.
143. Попов И. Т. Типы речных пойм и их связи с типами руслового процесса. — В кн.: Тр. ГГИ, вып. 155, 1968, с. 38—52 с ил.
144. Прокопчук Б. И. Некоторые закономерности размещения алмазов в русловых россыпях заполярной части северо-востока Сибирской платформы (Приленская алмазоносная область). — «Изв. вузов. Геология и разведка», 1967, № 4, с. 64—71 с ил.
145. Разумихин Н. В. О распределении алмазов в продольном и поперечном профилях россыпи. — В кн.: Материалы ВСЕГЕИ. Новая сер., вып. 40, 1960, с. 163—174 с ил.
146. Разумихин Н. В. Изучение ориентировки галек на модели речного русла. — «Вестн. МГУ. Сер. геология», 1963, т. 24, вып. 4, с. 53—61 с ил.
147. Разумихин Н. В. Использование экспериментальных методов для решения некоторых вопросов формирования россыпей. — В кн.: Геология россыпей. М., «Наука», 1965, с. 335—343 с ил.
148. Разумихин Н. В. О роли гидрологических факторов в распределении тяжелых минералов в аллювии. — В кн.: Первая Всесоюз. межвузовская конфер. по проблеме «Закономерности проявления эрозионных и русловых процессов в различных природных условиях» (Тезисы докладов). М., Изд-во МГУ, 1972, с. 16—18.
149. Разумихин Н. Т., Тимашкова З. Н. Экспериментальные данные о закономерностях распределения некоторых тяжелых минералов на различных морфологических элементах россыпи. — В кн.: Закономерности размещения полезных ископаемых, т. IV. М., 1960, с. 222—238 с ил.
150. Рамзес Б. Я. Поиски и разведка песчаных и гравийных месторождений. М., Госстройиздат, 1959. 152 с. с ил.
151. Рахманов А. Н. О влиянии шероховатости русла на протяженность водоворотного участка расширяющегося спокойного потока. — «Изв. ВНИИГа», 1967, т. 83, с. 85—104 с ил.
152. Резвой Д. П., Резвой П. Д. Озеро, которого не стало. — «Природа», 1969, № 7, с. 81—83 с ил.
153. Решеткина Н. М. Литология и водоносность аллювиально-равнинного пояса Средней Азии. — «Докл. АН УзбССР», 1952, № 2, с. 12—15.
154. Рождественский Г. Д. Сели в Запильском Алатау и селевая катастрофа в бассейне р. Иссык 7 июля 1963 г. — В кн.: Исследование поверхностного и подземного стока. М., «Наука», 1967, с. 51—56 с ил.
155. Рожков М. С. Строение и фации четвертичного аллювия в горных областях Сибири. — В кн.: Материалы по генезису и литологии четвертичных отложений АН БССР. Минск, Изд-во АН БССР, 1961, с. 126—138.

156. *Рожков И. С.* Условия формирования и типы золотоносных россыпей. — В кн.: Тр. ЦНИГРИ, вып. 76. М., Госгеолтехиздат, 1967, с. 149—169.
157. *Ромашин Т. В.* Некоторые особенности руслового процесса на горной реке. — В кн.: Тр. Гос. гидролог. ин-та, вып. 144, 1967, с. 66—76 с ил.
158. *Ромашин В. В.* Типы руслового процесса в связи с определяющими факторами. — В кн.: Тр. Гос. гидрол. ин-та, вып. 155, 1968, с. 55—68 с ил.
159. *Ромашин В. В.* Оценка руслового режима по морфологическим характеристикам. — В кн.: Тр. Гос. гидролог. ин-та, вып. 190, 1972, с. 55—62 с ил.
160. *Россинский К. И.* Движение донных наносов. — В кн.: Тр. Гос. гидролог. ин-та, вып. 160, 1968, с. 102—139 с ил.
161. *Россинский К. И., Шевелева Г. Г.* Опыт исследования в лабораторных условиях разрушения берегов (дейгиша) на блуждающих реках. — В кн.: Тр. Гос. гидролог. ин-та, вып. 160, 1969, с. 157—167 с ил.
162. *Сапов О. П.* Обвалы и оползни Памира. — В кн.: Материалы научно-техн. совещ. по вопросам методики изучения и прогноза селей обвалов и оползней. Душанбе, «Дониш», 1970, с. 116—119.
163. *Сахарова Е. И., Лебедева Н. В.* О факторах, определяющих состав аллювия р. Мзымты. — «Литология и полезные ископаемые», 1967, № 1, с. 97—110 с ил.
164. *Сахарова Е. И., Лебедева Н. В.* Изменение средней крупности аллювия по длине горной реки (на примере р. Мзымты). — В кн.: Геоморфологические и гидрологические исследования. М., Изд-во МГУ, 1968, с. 24—30 с ил.
165. *Селиванов Е. И.* Неотектоника и геоморфология Монгольской народной Республики. М., «Недра», 1972. 293 с. с ил.
166. *Синюгина Е. Я.* О некоторых типах аллювиальных отложений и золотоносных пластов Ленского района (бассейн р. Бодайбо). — В кн.: Тр. ЦНИГРИ, вып. 38, 1961, с. 86—106 с ил.
167. *Синюгина Е. Я., Лапин С. С.* Распределение золота в аллювиальных россыпях. — В кн.: Тр. ЦНИГРИ, вып. 76, 1967, с. 189—202 с ил.
168. *Скворцов Ю. А.* Генетические типы четвертичных отложений в речных долинах. — «Изв. Узб. филиала ВГО», 1956, т. 2, с. 11—35 с ил.
169. *Складнев М. Ф.* О длине водоворотного участка поверхностного и поверхностно-донного гидравлических прыжков. — «Изв. Всесоюз. НИИ гидротехники», 1956, т. 55, с. 175—182 с ил.
170. *Сокольников В. М.* Смешение водных масс в горных потоках. — В кн.: Тр. Гос. гидролог. ин-та, вып. I. Л.—М., 1936, с. 76—100 с ил.
171. *Спицын И. П.* О механизме взаимодействия потоков основного русла и поймы. — В кн.: Тр. ЛГМИ, вып. 13, 1962, с. 58—67 с ил.
172. *Страхов Н. М.* Основы теории литогенеза. т. II. М., Изд-во АН СССР, 1962. 212 с. с ил.
173. *Талмаза В. Ф.* О движении потока на повороте открытого зарегулированного русла. — В кн.: Движение наносов в открытых руслах. М., «Недра», 1970, с. 88—94 с ил.
174. *Талмаза В. Ф.* Определение скоростного поля горных водотоков. — В кн.: Вопр. водного хоз-ва, вып. 21. Фрунзе, «Кыргызстан», 1972, с. 18—31 с ил.
175. *Талмаза В. Ф., Крошкин А. Н.* Гидроморфологические характеристики горных рек. Фрунзе, «Илим», 1968. 232 с. с ил.
176. *Тетюгин Г. Ф.* О накоплении осадков в сухих долинах. — «Изв. Узб. филиала ВГО», 1960, № 4, с. 12—15.
177. *Трестман А. Г., Гордон С. М.* Выдающиеся паводки 1952 г. на реках южного склона Гиссарского хребта и причины, вызвавшие их. — «Изв. Отд. естественных наук АН ТаджССР», вып. 16, 1956, с. 77—90 с ил.
178. *Трушков Ю. Н.* Условия формирования и закономерности распределения россыпей в мезозоидах Якутии. М., «Наука», 1971. 266 с. с ил.

179. Умаров А. Ю. Исследование движения донных наносов на горных реках. — В кн.: Тр. Координ. совещ. по гидротехнике, вып. 36. Л., Гидрометеонадат, 1967, с. 81—83.

180. Фалькович А. Я. Гашение энергии в нижнем бьефе быстротока. — В кн.: Тр. Ин-та гидротехники и мелиорации, т. 22, 1938, с. 47—52 с ил.

181. Фации подпрудживания в долинах некоторых рек Тянь-Шаня и Памира. — «Вестн. МГУ. Сер. геология», 1970, № 5, с. 106—109 с ил. Авт.: Н. П. Костенко, Н. В. Макарова, В. И. Макарова, Л. И. Соловьева.

182. Федоров Б. Г. Эрозия в нижнем бьефе ГЭС. — В кн.: Тр. ЦНИИЭВТа, вып. 68. М., «Морской транспорт», 1969, с. 92—101, с ил.

183. Федорович Б. А. Высотно-поясное разделение долин Тянь-Шаня. — «Геоморфология», 1971, № 2, с. 87—95 с ил.

184. Фидман Б. А. Результаты измерения турбулентности в равномерных и резко расширяющихся потоках. — «Изв. АН СССР. О. Т. Н.», 1953, № 11, с. 28—34 с ил.

185. Флеров В. К. Современные аллювиальные россыпи на косах и намывных островах. — В кн.: Тр. треста «Золоторазведка» и НИГРИЗолото, вып. 5, 1937, с. 3—99 с ил.

186. Фридланд В. М., Халчева Т. А. О минералогическом составе, происхождении и эволюции некоторых четвертичных отложений Западного Пакистана. — «Бюл. КИЧП», 1970, № 37, с. 102—112 с ил.

187. Халатян О. И. Об учете стока влекомых наносов горных рек. — «Метеорология и гидрология», 1970, № 8, с. 76—79.

188. Хмелева Н. В. Исследование эрозионных процессов в лабораторных условиях с целью выявления закономерностей формирования аллювиальных толщ. — В кн.: Первая Всесоюз. межвузов. конф. по проблеме «Закономерности проявления эрозионных и русловых процессов в различных природных условиях» (Тезисы докл.). М., Изд-во МГУ, 1972, с. 10—11.

189. Хмелева Н. В., Никулин Ф. В., Шевченко Б. Ф. Некоторые итоги стационарных исследований эрозионных форм Северо-Западного Кавказа. — В кн.: Эрозия почв и русловые процессы, вып. I. М., Изд-во МГУ, 1970, с. 142—152 с ил.

190. Цанова В. О. Исследование работы одиночной берегозащитной шпору. — В кн.: Тр. ГНИИ ГиМ, вып. 18—19, 1957, с. 344—353 с ил.

191. Чалов Р. С. Генетическая характеристика пойменных образований на горных реках. М., Изд-во ВГО, т. 101, вып. 3, 1969, с. 48—56 с ил.

192. Чалов Р. С., Беркович К. М. Морфологические типы русел горных рек (на примере рек Абхазии). — В кн.: Проблемы речного стока. М., Изд-во МГУ, 1968, с. 169—174 с ил.

193. Чарномский В. И. О лотках и каналах прямоугольного сечения усиленной шероховатости в применении к рыбоходам, быстротокам и к водному судоходству. — В кн.: Материалы по исследованию р. Волхов и его бассейна, вып. 2. Л., Гидрометеонадат, 1924, с. 28—37 с ил.

194. Чедия О. К. К геологии золотых россыпей Южного Таджикистана. — «Изв. АН ТаджССР. Отд. Геол.-хим. и техн. наук», 1961, вып. I, с. 120—127 с ил.

195. Чедия О. К. Юг Средней Азии в новейшую эпоху горообразования, кн. 1. Континентальные кайнозойские накопления и геоморфология. Фрунзе, «Илим», 1971. 328 с. с ил.

196. Чистяков А. А. Геоморфологические признаки новейших движений в северной части Ногайской степи. — «Вестн. МГУ. Сер. биол., почв., геол., геогр.», 1956, № 2, с. 147—154 с ил.

197. Чистяков А. А. К геологическому строению и неотектонике верховьев Зеравшана. — «Вестн. МГУ. Сер. биол., почв., геол., геогр.», 1958, № 2, с. 137—146 с ил.

198. Чистяков А. А. К неотектонике восточной части бассейна р. Зеравшан. — «Науч. докл. высшей школы. Геолого-геогр. науки», 1958, № 3, с. 48—52 с ил.

199. *Чистяков А. А.* О выявлении погребенных поднятий на основе изучения состава аллювиальных свит террас Самаркандской впадины. — «Новости нефтяной техники. Геология», 1958, № 2, с. 27—31 с ил.
200. *Чистяков А. А.* О некоторых особенностях формирования и строения горного аллювия на примере р. Зеравшан. — «Вестн. МГУ. Сер. геология», 1959, № 2, с. 113—121 с ил.
201. *Чистяков А. А.* Некоторые особенности строения гравитационных отложений Туркестанского и Зеравшанского хребтов. — «Вестн. МГУ. Сер. геология», 1961, № 1, с. 57—64 с ил.
202. *Чистяков А. А.* О геоморфологии и новейшей тектонике западных оконечностей Копетдага. — «Уч. зап. МГУ», 1961, вып. 192, с. 113—120.
203. *Чистяков А. А.* Некоторые особенности строения и формирования поймы в предгорной зоне. — «Изв. вузов. Геология и разведка», 1962, № 6, с. 32—35.
204. *Чистяков А. А.* Фации аллювия горных рек. — «Сов. геология», 1967, № 12, с. 130—132.
205. *Чистяков А. А.* Неотектоника Бенгальской равнины и ее горного обрамления. — В кн.: Тезисы докл. науч. конф. геол. фак-та МГУ, 1968, с. 23—24.
206. *Чистяков А. А.* Новейшая тектоника восточной части Предгималайского прогиба, Бенгальской впадины и окаймляющих их горных сооружений. — В кн.: Новейшие движения, вулканизм и землетрясения материков и океанов. М., «Недра», 1969, с. 212—218 с ил.
207. *Чистяков А. А.* Об особенностях формирования аллювия равнинных рек субтропического пояса в зоне воздействия приливов (на примере Бенгальской дельты). — «Бюл. КИЧП», 1969, № 36, с. 119—124, с ил.
208. *Чистяков А. А.* Методика структурно-геоморфологических исследований аллювиальных равнин. — В кн.: Вопросы методики проведения структурно-геоморфологических исследований в нефтегазоносных бассейнах зарубежных стран. М., «Недра», 1970, с. 21—27 с ил.
209. *Чистяков А. А.* Новейшая тектоника Индостанского полуострова. — В кн.: Тр. НИЛЗарубежгеологии, вып. 22, М., «Недра», 1971, с. 48—56 с ил.
210. *Чистяков А. А.* Русловой аллювий горных рек в связи с поисками золотоносных россыпей. Тезисы докл. Второй конферен. по проблеме «Геология и полезные ископаемые зарубежных стран», М., 1971, с. 41—43.
211. *Чистяков А. А.* О русловом аллювии горных рек. — «Бюл. КИЧП», 1974, № 42, с. 43—53 с ил.
212. *Чистяков А. А., Мирзоев Д. А.* Результаты структурно-геоморфологических исследований в Терско-Сулакской низменности. — В кн.: Тр. комплексной Южной геологической экспедиции АН СССР., вып. 7. Л., Госгеолтехиздат, 1962, с. 378—387 с ил.
213. *Чистяков А. А., Кадри Г. И.* О формировании современного аллювия рек Брахмапутры и Инда. — «Вестн. МГУ. Сер. геология», 1966, № 1, с. 65—75 с ил.
214. *Чистяков А. А., Рихтер В. Г.* Рельеф и неотектоника авандельты Ганга и Брахмапутры. — «Изв. АН СССР. Сер. геогр.», 1969, № 2, с. 107—114 с ил.
215. *Чистяков А. А., Кожевников А. В., Фомин В. И.* Особенности формирования аллювия в троговых частях горных долин. — «Изв. вузов. Геология и разведка», 1974, № 5, с. 45—53 с ил.
216. *Шанцер Е. В.* Аллювий равнинных рек умеренного пояса и его значение для познания закономерностей строения и формирования аллювиальных свит. — В кн.: Тр. Ин-та геол. наук АН СССР, вып. 135, 1951. 275 с. с ил.
217. *Шанцер Е. В.* Типы аллювиальных отложений. — В кн.: Вопросы геологии антропогена. К VI конгр. ИНКВА. М., Изд-во АН СССР, 1961, с. 188—199.
218. *Шанцер Е. В.* Очерки учения о генетических типах континентальных осадочных образований. М., Изд-во АН СССР, 1966. 239 с. с ил.

219. Шило Н. А. Россынеобразующие рудные формации и связь с ними россыпей. — В кн.: Проблемы геологии россыпей. Магадан, Изд-во Северо-Восточного комплексного ин-та, 1970, с. 13—24 с ил.
220. Шило Н. А., Шумилов Ю. В. Новые экспериментальные данные о поведении частиц золота в водной среде. — «Докл. АН СССР», 1970, т. 195, № 1, с. 193—196 с ил.
221. Шумилов Ю. В. К вопросу о количественной оценке процессов россынеобразования. — В кн.: Проблемы геологии россыпей. Магадан, Изд-во Северо-Восточного комплексного ин-та, 1970, с. 125—132 с ил.
222. Щеглова О. П. О классификации рек Средней Азии по типу их питания. — «Докл. АН УзССР», 1961, № 11, с. 82—84.
223. Щеглова О. П. Среднее внутригодовое распределение стока взвешенных наносов, несомых реками Средней Азии. — «Науч. тр. Таш. ГУ. География», 1963, вып. 213, с. 28—35 с ил.
224. Щеглова О. П. Формирование стока взвешенных наносов и смыв с горной части Средней Азии. — В кн.: Тр. Среднеазиатского НИ и гидрометеорол. ин-та, вып. 60 (75), 1972, 227 с. с ил.
225. Щеглова О. П. Генетический анализ стока взвешенных наносов горных рек. — «Изв. АН СССР. Сер. геогр.», 1975, № 5, с. 100—110 с ил.
226. Юсупов М. Ю. О происхождении озер Восточной Ферганы. — В кн.: Гидрология и геология аридной зоны СССР, вып. 10, ч. II, 1969, Ташкент, «ФАН», с. 159—181 с ил.
227. Юсупова С. Минералогические особенности лёссов Вахшской долины. Душанбе, Изд-во АН ТаджССР, 1958. 201 с. с ил.
228. Якушева А. Ф., Сягаев Н. А., Чистяков А. А. К методике структурно-геоморфологических нефтепоисковых исследований в закрытых районах Восточного Предкавказья. АН СССР, Геоморфологическая комиссия. М., 1960, 22 с. с ил.
229. Якушева А. Ф., Чистяков А. А. Геоморфологическое выражение новейших поднятий. — «Вестн. МГУ. Сер. геология», 1960, № 2, с. 27—37 с ил.
230. Янушевич Ю. Д., Дубровин Н. И., Янушевич А. М. Фации подпруживания в долинах некоторых рек южного склона Западного Кавказа и их связь с неотектоническими движениями. — В кн.: Проблемы инж. геологии Северного Кавказа, вып. 3. Сочи, 1971, с. 179—183 с ил.
231. Ярославлев И. Я. Особенности руслового процесса на излучине реки в паводок. — В кн.: Тр. ГГИ, вып. 136, 1966, с. 77—81 с ил.
232. Яхонтов С. А. Распределение скоростей в бурном потоке с малыми относительными глубинами. — В кн.: Тр. МЭИ, вып. 36, 1961, с. 103—110 с ил.
233. Artmann R. P. Flow processes in open channel bends. — «Hudraul. Div. Proc. Amer. Soc. Civ. Eng.», 1972, vol. 98, N 5, p. 80—87.
234. Armstrong H. K. Suspended sediment and bed material sampling program, Brahmaputra river. — «I. E. C. O. Rept. East Pakistan Water Power Authority», 1965, p. 38—46.
235. Basalykas A. On varved deposits of glacio-lacustrine character in river valleys. — In: Collected papers XXI Session Internat Geol. Congress, Vilnius, 1960, p. 283—287.
236. Berger H. Zur Geomorphologie alpiner Staureaume. Mitt. Naturwiss. Vereines Steiermark, 1963, vol. 93, p. 201—212.
237. Berthois L. Etude de l'influence de la vegetation sur l'ensablement du lit de la Loire. — «Norois», 1959, liv. 6, N 21, p. 34—39.
238. Bondurant D. S. Sedimentation studies at Conchas Reservoir in New Mexico. — «Proc. Amer. Soc. Civ. Eng.», 1950, vol. 76, p. 608—611.
239. Chistyakov A. A., Rikhter V. G. Relief and neotectonics of the foredelta of the Ganges and Brahmaputra rivers. — «Soviet Geography Review and Translation», vol. X, N 10, 1969, N. Y., p. 595—602.
240. Conaghan P. J., Jones J. G. The hawkesbury sandstone and the Brahmaputra: a depositional model for continental sheet sandstones. — «J. of the Geological Soc. of Australia», 1975, vol. 22, pt. 3, p. 275—283.
241. Chowhury M. Sunderbans expedition. Dacca, 1964. 25 p.

242. *Claudio V. E.* Late Quaternary alluvial chronology of northern Algeria. — «Man», 1967, N 2, p. 205—215.
243. *Coleman J. M.* Brahmaputra river: channel process and sedimentation. — «Sedimentary geology», 1969, vol. 3, N 2/3, p. 420—265.
244. *Corbel J.* Marmites de geants et macroformes karstiques. — «Norris», 1963, liv. 10, N 38, p. 121—132.
245. *Daido A.* Moving condition of large rock in mountain stream. — In: 14-eme Congr. Assoc. int. rech. hydraul., 1971, Comp. rend, vol. 3, Sujet «C». Paris, 1971, p. 75—82.
246. *Doeglas D. J.* The structure of sedimentary deposits of braided rivers. — «Sedimentology», 1962, vol. 3, p. 449—463.
247. *Hickin E. J.* A newly-identified process of point bar formation in natural streams. *Amer. J. Sci.*, 267, 1969, N 8, p. 303—309.
248. *Kaszowski L., Kotarba A.* Wplyw katstrofalnych werbran na przebieg procesow fluwialnych (na przykladzie Potoku Kobylanka na Nyzynie Krakowskiej). — In: Pr. geogr. Inst. geogr. PAN, N 80, 1970, p. 5—87.
249. *Katzung G.* Zur fluviatilen geröllein regelung. *Z. angew. Geol.*, 1971, Bd. 17, N 1—2, p. 39—47.
250. *Kidwai Z. D.* Geology of Rechna and Chaj doab. West Pakistan. WAPDA Water and soils investigation divizion. Bulletin 5, Lahor, 1964, p. 74.
251. *Knighton A. D.* Changes in a braided reach. — «Bull. geolog. Soc. Amer.», 1972, vol. 83, N 12, p. 3813—3822.
252. *Knoroz V. S.* Natural armouring and its effect on deformations of channel beds formed by materials non-uniform in size. — «14eme Congr. Assoc. int. rech. hydraul. 1971 Comt. rend.», vol. 3, sujet C. Paris, 1971, pp. 54—58.
253. *Komura S.* Prediction of river-bed degradation below dams. — In: 14-eme Congr. Assoc. int. rech. hydraul., 1971. Compt. rend., vol. 3. Sujet C.» Paris, 1971, p. 121—125.
254. *Kostenko N. P., Chistyakov A. A.* Geomorphological development of brahyanticlines under various tectonic conditions. *Intern. geol. Rev.*, vol. 11, N 9, 1969, p. 1264—1272.
255. *Krumbein N. C.* Preferred orientation of pebbles in sedimentary deposits. — «J. geol.», 1939, vol. 47, N 7, p. 673—706.
256. *Lang J., Lucas G.* Contribution a l'etude de biohermes continentaux: barrages des lacs de Band-e-Amir (Afganistan central). — «Bull. Soc. geol. France», 1970 (1972), vol. 12, N 5, p. 834—842.
257. *Lanser O.* Über Abflusspenden und Hochwässer vergletscherter Einzugsgebiete. *Öster. Wasserwirtsch.*, 1955, N 2, p. 14—24.
258. *Lapparent A. F. de.* Les depots de travertins des montagnes afghanes a l'Ouest de Kaboul. — «Rev. geogr. phys. et geol. dynam.», 1966, liv. 8, N 5, p. 351—357.
259. *Luna B. L., Miller I. G.* Ephemeral streams, hydrologic factors. *Geol. Surv. Profess. Paper*, 283-A, Washington, 1956, p. 156—162.
260. *Maire G., Scherer J. C.* Application de la methode des traceurs radioactifs de galets de la Bruche a Urmatt. — «Bull. Fac. lett. Strasbourg 1970, 48, N 6, p. 742—751.
261. *Malde H. E.* Evidence in the Snake River plain, Idaho, of a catastrophic flood from pleistocene lake Bonneville. *Geol. Surv. Profess. Paper*, 1960, N 400-B, p. 295—297.
262. *Moore G. T.* Role of salt wedge in bar-finger sand and delta development. *Bull., Amer. Assoc. Petrol. Geol.*, 1970, 54, N 2, p. 281—295.
263. *Pearce T. H.* Short distance fluvial rounding of volcanic detritus. — «J. Sediment. Petrol.», 1971, vol. 41, N 4, p. 1069—1072.
264. *Penck A.* Morphologie der Erdoberfläche, vol. 1, 2. Stuttgart, 1894, p. 443.
265. *Pithavalla M. B.* A geographical analysis of the Lower Indus Basin (Sind). Karachi, 1936, p. 124.
266. *Rice C. E.* Resistance to flow in combined channel. — In: *Trans. ASAE*, 1975, vol. 18, N 5, p. 869—872.

267. *Rust Brian R.* Pebble orientation in fluvial sediments. — «J. Sediment., Petrol.», 1972, vol. 42, N 2, p. 384—388.

268. *Schumm S. A., Stevens M. A.* Abrasion in place: a mechanism for rounding and size reduction of coarse sediments in rivers. — «Geology», 1973, vol. 1, N 1, p. 35—41.

269. *Smith N. D.* The braided stream depositional environment: comparison of the Platte River with some sulurian clastic rocks, north-central Appalachians. — «Bull. geol. Soc. Amer.», 1970, vol. 81, N 10, p. 2993—3013.

270. *Smith N. D.* Sedimentary environments and Late Quaternary history of a «low-energy» mountain delta. — «Can. J. Earth Sci.», 1975, vol. 12, p. 2004—2013.

271. *Stanley S.* Effect of sediment type on the shape and stratification of some modern fluvial deposits. — «Bull. Geol. Soc. of Amer.», vol. 69, p. 1, 12, 1958, N p. 1515—1524.

272. *Tison L. J.* Problemes de sedimentation dans les deltas. Sci. Probe. Humid. trop. Zone Deltas Implic., Paris, 1966, p. 837—851.

273. *Wertz S. B.* Lagarithmic pattern in river placer deposits. Econ. geol. 1949, vol. 44, N 3, p. 273—280.

274. *Williams P. F., Rust B. R.* The sedimentology of a braided river. — «J. Sediment., Petrol.», 1969, vol. 39, N 2, p. 649—679.

ПРЕДМЕТНЫЙ УКАЗАТЕЛЬ

- Автохтонные россыши 259
Аллохтонные россыши 256
Антидюны 37, 40
- Вальцы 25
Взвешенные наносы 31
Влекомые наносы 34
Внутренней зоны поймы фация 120, 131
Водовороты 25
Водопады 47
Воронки размыва 42, 48, 99
Второстепенных протоков фация 75, 77
Вулканогенные перемычки 19, 148
Высокая пойма 121, 187, 246
- Геоморфологическая зональность 12, 267
Гидравлического подпора фация 155
Гидравлический прыжок 27
Главных русел фация 77, 82, 110
Гляциальные перемычки 18, 146
Горная зона 13
Гряд фация 54
Гряды аккумулятивные 37
- Дельтовая зона 15, 220, 239
Донная фация 6
Дюна песчаная 224
- Зона выклинивания подпора 19, 136, 150
- Инстративная фаза 4, 9
- Констративная фаза 4, 9
Коса 71, 77
Косовые россыши 256
- Ледниковая зона 12, 16
Ленточная гряда 224
Литоологические перемычки 18, 102
Ложный плотик 257
- Межрядовых понижений субфация 54
Месторождения строительных материалов 260
Миграционная способность 253
- Надплотиковые россыши 257
Неотектонические перемычки 18, 149
Низкая пойма 182, 245
- Обвальные перемычки 18, 140
Оползневые перемычки 19, 140
Осердок 114, 226, 242
Остров 112, 177
Островов и кос фация 71, 181
Осыпные перемычки 19, 106
Отмерших протоков фация 77, 185, 236
Отмирающих плесов фация 68
Отмостки фация 56
- Перекаатов фация 62
Перегораживающие перемычки 18, 132, 171
Перлювий 10, 165
Перстративная фаза 3, 6, 167
Плесовая фация 64
Плотиковые россыши 255
Побочевая пойма 112, 119
— фация 60
Подгорноравнинная зона 15
Подпрудно-экранированные отложения 97
Подпруженная пойма 114
Подпруживания фация 91, 132, 160, 171
Пойменно-русовая фация 118, 235
Поперечные циркуляции 29
Предгорная зона 14, 174
Прибрежная фация 53, 108
Приверх 176
Приречная зона поймы 116, 186
Природных экранов фация 94, 155
Прирусловых валов фация 125

- Пролувиальные перемычки 19
Проточно-островная пойма 124, 227
Проточно-побочневая пойма 119
Протоковая фация 71
- Рифели 37
Россыши алмазов 259
— золота 253
— редких металлов 259
Русловая многорукавность 175
- Сальтация 36
Самоотмстки фация 57
Свободное растекание 27
Сезонно заиляющихся понижений фация 120, 125
Селевые перемычки 19, 144
Скелетная пойма 111, 117
Собственно подпрудная субфация 136
Стержневая фация 53
- Струенаправляющие перемычки 19, 91
Структурно-литологические перемычки 18
Субфация головных частей кос и островов 74
— водопадов 102
— зоны выклинивания подпора 136
— размыва экрана 100
— хвостовых частей кос и островов 74
Суживающие перемычки 19, 102
Троговой аллювий 167
Ухвостье 176
Фация 8
Фруда число 24
Экранирование пойма 112
Эрозионное понижение 183, 227

ОГЛАВЛЕНИЕ

	Стр.
Введение	3
Глава I. Основные факторы, влияющие на формирование аллювия горных рек	12
1. Высотная климатическая зональность горных стран и связанные с ней геоморфологические особенности строения речных долин	12
а. Высотная климатическая зональность	12
б. Основные геоморфологические зоны	12
в. Перемычки горных долин, их происхождение и типы	18
2. Режим стока, гидродинамические особенности и наносы горных рек	20
а. Режим стока	20
б. Гидродинамические особенности горных потоков	24
в. Взвешенные наносы	31
г. Влекомые наносы	34
3. Влияние перемычек на гидродинамический режим горных рек и характер перемещения и отложения наносов	41
а. Изменения гидродинамического режима у струенаправляющих перемычек	41
б. Подпрудное влияние перегораживающих перемычек	43
в. Особенности гидродинамического режима в воронках размыва под водопадами	47
Глава II. Формирование и строение аллювия в горной области	50
1. Русловой аллювий	50
а. Аллювий однорукавных прямолинейных русел	50
б. Аллювий изгибающихся русел	58
в. Аллювий разветвленных русел	68
г. Влияние струенаправляющих и суживающих перемычек на формирование руслового аллювия	91
2. Пойменный аллювий	110
а. Строение горных пойм и основные факторы, определяющие характер отложения взвешенных наносов	111
б. Особенности формирования пойменного аллювия на различных типах горных пойм и его основные фации	117
3. Фации горного аллювия, формирующиеся под воздействием перегораживающих перемычек	132
а. Фация подпруживания	132
б. Фация природных экранов	155

	Стр.
4. Некоторые особенности формирования аллювия в ледниковой зоне	160
5. Общая схема фациальной дифференциации аллювия в горной области	169
Глава III. Формирование и строение аллювия в предгорной зоне . . .	174
а. Изменение геоморфологической и гидродинамической обстановки накопления аллювия в предгорной зоне	174
б. Формирование русловых фаций при осередковом типе руслового процесса	176
в. Особенности строения проточно-островных пойм и формирования пойменного аллювия	182
г. Особенности формирования предгорного аллювия на мелких реках II группы	192
д. Закономерности формирования и основные типы разрезов предгорных пойм	198
е. Особенности формирования аллювия сезонных водотоков	209
ж. Основные черты строения и формирования конусов выноса и наземных дельт	216
Глава IV. Особенности формирования аллювия горных рек в подгорноравнинной и дельтовой зонах	220
а. Общие гидрологические особенности подгорноравнинных рек	220
б. Основные закономерности формирования аллювия на реках с русловой и пойменной многоруканностью	223
в. Некоторые особенности формирования аллювия многоруканных русел в зоне действия приливов	239
г. Основные черты формирования подгорноравнинного аллювия меандрирующих рек	245
Глава V. Значение фациального анализа горного аллювия при поисках месторождений полезных ископаемых аллювиального генезиса и структурно-геоморфологических исследованиях	253
а. Приуроченность россыпных месторождений различного типа к определенным фациям горного аллювия	253
б. Использование фациального анализа горного аллювия при поисках месторождений строительных материалов	260

в. Использование фациального анализа горного аллювия при изучении неотектоники речных долин и палеогидрологических реконструкциях	262
г. Фациальный анализ подгорноравнинного аллювия при проведении структурно-геоморфологических исследований . . .	265
Заключение	266
Список литературы	270
Предметный указатель	283

Андрей Алексеевич Чистяков

ГОРНЫЙ АЛЛЮВИЙ

Редактор издательства Л. В. Власова
Переплет художника А. А. Зубченко
Художественный редактор В. В. Евдокимов
Технические редакторы Н. Ю. Якунинская,
В. В. Соколова
Корректор Э. А. Ляхова

Сдано в набор 07.09.77.
Подписано в печать 01.02.78. Т-00062.
Формат 60×90¹/₁₆. Бумага № 2.
Гарнитура обыкновенная. Печать высокая.
Печ. л. 18,0. Уч.-изд. л. 20,29. Тираж 1000 экз.
Заказ 480/6735-1. Цена 3 р. 30 к.

Издательство «Недра», 103633, Москва; К-12;
Третьяковский проезд, 1/19

Ленинградская типография № 6
Союзполиграфпрома при Государственном
комитете Совета Министров СССР по делам
издательств, полиграфии и книжной торговли.
196006, Ленинград, Московский пр., 91.

2492

34. 80x.

1852