

557.49

Ш 19

Г. И. ШАМОВ

доктор техн. наук, проф.

РЕЧНЫЕ НАНОСЫ

РЕЖИМ, РАСЧЕТЫ И МЕТОДЫ ИЗМЕРЕНИЙ

Второе издание,
исправленное и дополненное

Допущено

*Министерством высшего образования СССР
в качестве учебного пособия
для гидрометеорологических институтов*

150145

БИБЛИОТЕКА
Ленинградского
Гидрометеорологического
Института



ГИМИЗ

ГИДРОМЕТЕОРОЛОГИЧЕСКОЕ ИЗДАТЕЛЬСТВО
ЛЕНИНГРАД • 1959

Ответственный редактор
докт. техн. наук, проф.
Б. В. ПРОСКУРЯКОВ

АННОТАЦИЯ

В книге рассматривается круг вопросов, связанных с изучением речных наносов.

Освещается формирование и режим наносов и их гранулометрический состав; приводятся карты распределения средней мутности рек и состава наносов по длине отдельных рек и по всей территории СССР; даются расчетные зависимости движения донных и взвешенных наносов и отложений их в водохранилищах, каналах и на перекатах.

В заключительной части книги освещаются вопросы методики производства измерений наносов и последующей лабораторной и камеральной обработки полевых материалов.

Книга предназначена в качестве учебного пособия как для студентов вузов, так и для работников гидрометслужбы и производственных организаций.

О Г Л А В Л Е Н И Е

	Стр.
Предисловие	4
Введение	5
Глава I. Речные наносы и факторы, обуславливающие их образование	16
§ 1. Гидрографическая сеть и ее элементы	16
§ 2. Образование речных наносов	20
§ 3. Условия, влияющие на развитие склоновой эрозии	29
§ 4. Районирование склоновой эрозии	42
§ 5. Русловая эрозия	48
Глава II. Движение речных наносов	55
§ 6. Основные определения и характеристики речных наносов	55
§ 7. Движение донных наносов	64
§ 8. Взвешенные наносы	93
Глава III. Сток взвешенных наносов	136
§ 9. Водный режим рек	136
§ 10. Внутригодовые колебания стока наносов и их гранулометрического состава	140
§ 11. Изменение стока наносов по территории СССР и по длине рек	165
§ 12. Изменение гранулометрического состава наносов по территории СССР	232
§ 13. Селевые паводки	239
Глава IV. Отложение наносов в водохранилищах, в каналах и на перекатах	248
§ 14. Отложение наносов в водохранилищах и каналах	248
§ 15. Отложение наносов на перекатах	282
Глава V. Методы измерений, обработки полевых материалов и подсчета стока наносов	298
§ 16. Приборы (батометры) для измерения взвешенных и донных наносов	299
§ 17. Измерение расходов взвешенных и донных наносов	325
§ 18. Измерение наносов на стоковых станциях	335
§ 19. Лабораторная обработка наносов	338
§ 20. Вычисление расходов наносов	365
§ 21. Вычисление ежедневных расходов взвешенных наносов и годового стока	368
Литература	376

ОТ РЕДАКТОРА

Вопросы формирования и режима речных наносов, методики их наблюдения, расчетов деформаций русел рек, заиления водохранилищ занимают большое место в практике широко развернутого в Советском Союзе гидротехнического строительства. С каждым годом увеличиваются материалы наблюдений над твердым стоком рек, появляются новые данные по изучению речных наносов, позволяющие сделать более полные обобщения имеющихся материалов.

Все это побудило автора предпринять подготовку нового издания книги, изданной в 1954 г. в качестве учебного пособия для специальных вузов. Однако смерть помешала Григорию Ивановичу Шамову завершить начатую им и задуманную в широком масштабе переработку книги.

Подготовка к печати второго издания произведена коллективом в составе Т. Л. Проскуряковой, Н. Н. Петруничева, А. П. Доманицкого, Е. С. Семеновской, С. И. Коплан-Дикса и А. К. Проскурякова; ими были просмотрены все переработанные Г. И. Шамовым разделы рукописи и внесены в книгу соответствующие изменения и дополнения. Учтены также критические замечания, высказанные в имеющихся рецензиях, и пожелания отдельных специалистов.

Предлагаемое издание книги Г. И. Шамова, предназначенной в качестве учебного пособия для гидрометеорологических институтов, окажется полезным также для научных работников и инженеров проектировщиков, соприкасающихся в своей практической деятельности с еще мало изученными вопросами твердого стока рек.

Б. В. Проскуряков

ВВЕДЕНИЕ

Реки исстари являлись жизненными артериями России. По их берегам возникали первые поселения, строились города и промышленные центры. Реки служили торговыми путями сообщения как внутри страны, так и с зарубежными странами, а также являлись проводниками русской культуры в отдаленные окраины необъятной нашей Родины.

Один из крупнейших русских гидротехников В. М. Лохтин в 1904 г. писал: «Но не даром так много плавал русский народ по рекам своим, не даром он воспевал их в своих песнях. Воспевал и любил, любил и сживался с ними, наблюдал их как что-то прекрасное, живое, осмысленное, вдумывался в загадочную сложность их явлений. И кому только привелось ознакомиться с этой обширной областью тонкой наблюдательности и ясного ума, тот смело скажет: нет другого народа в мире, у которого было бы подобное богатство в этом отношении».

Водные пути, существовавшие во времена Великого Новгорода и Московской Руси, не могли удовлетворить возрастающие экономические и культурные требования Петровской эпохи. Петр I переносит столицу на берега Невы, к открытым морским просторам, и приступает к рекогносцировочным обследованиям существующих «волоков» и подходов к ним, а затем и к осуществлению строительства первой в России Вышневолоцкой системы каналов, соединяющей г. Петербург с Каспийским морем (через Волхов, Ильмень, Мсту, Цну, Тверцу и Волгу).

В 1876 г. начинается строительство каналов, соединяющих Северную Двину с Камой; в 1893 г. строится Березинская водная система, соединяющая Днепр с Западной Двиной и т. д.

Эпоха развития капитализма в России в конце XVIII и в XIX столетии сопровождалась увеличением товарооборота, а следовательно, и развитием водного транспорта.

Расширение судоходства потребовало координации эксплуатационного обслуживания водного транспорта и проведения русловыправительных работ. С этой целью в 1767 г. создается Главное управление водных коммуникаций, а через 100 лет, в 1865 г., учреждается Министерство путей сообщения с округами и Управлениями водных путей и организуется специальная Служба предупреждения водителей судов о минимальных глуби-

нах на перекатах и обслуживания судового хода. Обслуживание судоходства на перекатах потребовало регулярных промеров глубин по фарватеру и общего изучения условий судоходства на рр. Волге, Днепре, Днестре, Висле и других и необходимых русловыправительных мероприятий на особо затруднительных для судоходства участках рек.

Систематическими промерами глубин на нормирующих судоходство перекатах и гидрографическими описаниями рек по существу определялось начало систематического изучения формирования речных русел.

Для изучения рек как Европейской, так и Азиатской части России много было сделано экспедициями, проводимыми в начале XX столетия под руководством А. А. Тилло, Д. Н. Анучина, Е. В. Близняка, В. М. Родевича и др.

На первых шагах развития русловыправительных работ были неизбежны неудачи, в особенности в сложных условиях наших многоводных рек с высоким половодьем и подвижным песчаным руслом. Собственного опыта у строителей было еще недостаточно, а заимствование его у западноевропейских инженеров не приводило к положительным результатам, поскольку водный режим рек России был существенно отличным от режима рек Западной Европы.

Речное строительство в западноевропейских странах вначале развивалось по линии укрепления и обвалования берегов в целях защиты от наводнений населенных пунктов и сельскохозяйственных угодий. Берегоукрепительные работы, а также устройство мостов через водные пути оказали свое влияние и на развитие работ, непосредственно связанных с улучшением судоходных условий на этих реках. В процессе работ предопределились и основные принципы осуществления русловыправительных мероприятий, сводившихся в основном к возведению в реках водостеснительных сооружений (бун), обеспечивающих «нормальную» ширину русла, «допускаемые» скорости течения и радиусы закруглений на извилинах реки. По мере постепенного осуществления подобного вида работ западноевропейские реки принимали форму каналов. На крупных русских реках, с их высокими весенними половодьями и огромными разливами, такие приемы не приводили к положительным результатам, так как условия формирования русла резко менялись от периода половодья к межени. Кроме того, и задачи в деле регулирования наших рек были более многообразны. Помимо улучшения судоходных условий, путем создания устойчивых направлений судовых трасс с приемлемыми для судоходства плавными переходами от плесов к перекатам, требовались инженерные мероприятия, обеспечивающие подходы судов к пристаням, защиту от подмыва устоев мостов, берегов и т. д. Условия водного режима и сложность взаимодействия между потоком и руслом привели русских инженеров к необходимости постановки специальных ис-

следований сооружений, возводимых на реках. Результаты этих исследований и их обобщения подвергались всестороннему обсуждению на происходивших ежегодно съездах инженеров гидротехников (с 1892 г.) и русских деятелей по водным путям (с 1893 по 1913 г.). Из многочисленных сообщений на съездах и печатных работ того времени, посвященных формированию русла и движению наносов, необходимо отметить следующие:

1. Доклад В. М. Лохтина «О явлениях течения воды в русле рек и влечения наносов» (Труды I съезда инженеров-гидротехников) и его монографию «О механизме речного русла» (1895 г.).

2. Доклады Н. С. Лежневского «О речных течениях и формировании речного русла» (Труды II съезда инженеров-гидротехников) и «О наблюдениях над расположением речных струй» (Труды I съезда русских деятелей по водным путям).

3. Доклад В. А. Макарова «О зависимости между стоянием горизонта и глубиной перекатов» (Труды I съезда инженеров-гидротехников).

4. Доклад В. Г. Клейбера «О предсказаниях ожидаемой глубины перекатов на р. Волге» (Труды III съезда русских деятелей по водным путям).

5. Доклад В. Е. Тимонова «К вопросу о рациональном методе коренного улучшения судоходных условий больших рек» (Труды V съезда русских деятелей по водным путям).

6. Доклад С. П. Максимова «Об изучении движения речных наносов» (Труды X съезда русских деятелей по водным путям).

7. Сборник статей различных авторов «Вопросы речного быта» (1905 г.), в котором впервые в России была приведена сводка работ по изучению речных наносов и формированию русла.

К этой же категории исследований относятся более поздние по времени работы Н. Н. Жуковского «Обзор основных явлений естественного формирования речного русла» и «Об организации и системе землечерпания на транзите рек с подвижным ложем».

Многие из перечисленных выше работ по новизне идей и актуальности затрагиваемых вопросов не потеряли своего значения и в настоящее время, а поэтому на некоторых из них следует остановиться подробнее.

В. М. Лохтин (1849—1919 гг.) первым высказал мысль, что приемы выправления рек, выработанные в Западной Европе, не являются универсальными и не должны механически переноситься на русские реки. Он считал, что реки с различным гидрологическим режимом по-разному формируют свое русло и что устойчивость русла изменяется по длине рек в зависимости от уклонов водной поверхности и крупности песчаных отложений. В паводок уклон водной поверхности на перекатах становится меньше, а при низкой воде больше, чем на плесовых участках реки.

Эта закономерность, по мнению Лохтина, присуща рекам «устойчивым», сохраняющим равновесие в общем балансе наносов, тогда как в «неустойчивых» руслах уклон свободной поверхности реки при данной крупности наносов настолько значителен, что происходит сплошное безостановочное влечение наносов без периодического отложения их. Устойчивость русла на отдельных участках реки Лохтиным характеризуется условными показателями, выражающимися отношением среднего диаметра наносов, слагающих русло реки, к величине продольного уклона свободной поверхности речного потока, т. е. $\frac{d}{\Delta h}$, где Δh — падение реки на 1 км.

Не менее ценным в работах В. М. Лохтина является указание на то, что процессы формирования русла достигают наибольшей интенсивности во время высоких вод. Это обстоятельство не учитывалось ранее зарубежными исследователями (Баумгартен, Фарг, Дюбуа), которые изучали деформации русла только применительно к меженному состоянию реки.

Кроме того, В. М. Лохтиным впервые было отмечено, что основная масса речных наносов образуется не от размыва берегов реки, а поступает вместе с водой со всей площади бассейна.

Рассматривая всю совокупность взглядов В. М. Лохтина на механизм речного русла, можно считать, что принципиальные положения его не потеряли научной и практической ценности и в настоящее время. Не потеряли своего значения и суровые обличающие слова В. М. Лохтина, адресованные к тем научным и инженерным работникам, которые, не замечая достижений отечественной науки и практики, находились под влиянием иностранных авторитетов.

В. А. Макаровым, на основании производимых бакенщиками промеров глубин на 73 волжских перекатах, были впервые построены совмещенные графики изменений отметок дна русла и уровней воды, показавшие периодичность поднятия и понижения дна в соответствии с изменением уровней. Подобные закономерности использовались для прогнозирования глубин на перекатах В. Г. Клейбером, а позднее — Л. И. Кустовым, Б. В. Поляковым и др.

Н. С. Лелявский (1853—1905 гг.) на основании многолетних исследований речного потока, проводимых им в процессе производства русловыправительных работ на р. Днепре, установил наличие в потоке поперечных течений, чем опроверг распространенное в то время мнение о параллельноструйном движении речного потока.

Изменившееся представление о характере речных течений имело огромное влияние на последующее развитие русловыправительных работ и изучение формирования речного русла, несмотря на то, что некоторые положения теории Лелявского с современной точки зрения являются не вполне точными.

В работах В. М. Лохтина и Н. С. Лелявского впервые четко был сформулирован принцип непрерывного взаимодействия потока и русла и преобладающая роль половодья в формировании речного русла.

В. М. Лохтина и Н. С. Лелявского по праву можно считать основоположниками учения о формировании речного русла, как Д. И. Кочерина и Н. Е. Долгова — основоположниками учения о стоке.

Н. Н. Жуковский (1876—1943 гг.) начал свою инженерную деятельность в период интенсивного развития на судоходных реках землечерпательных работ, заменивших в 90-х годах русловыправительные мероприятия на реках.

Одним из средств изучения режима речного русла на перекатах Жуковский считал повторные детальные съемки речного русла. Параллельно с этим он проводил на р. Волге комплексные исследования, включающие как изучение структуры внутренних течений речного потока, так и режима наносов и деформации русла при различных фазах водного режима реки. Для взятия проб наносов Н. Н. Жуковским был сконструирован батометр, который широко использовался до последнего времени. Также применяется в практике гидрометрии разработанный им метод отстаивания проб наносов в специальных отстойных воронках с разделением наносов по крупности на три группы. Жуковским была разработана и методика камеральной обработки наблюдений над наносами.

Не касаясь многочисленных высказываний Жуковского по поводу условий формирования речного русла, отметим, что они уточняют воззрения на формирование русла его предшественников Лохтина, Лелявского и др.

Н. Н. Жуковский большое значение придавал структурным формам речного потока и русла. Он считал, что песчаные скопления в реках в виде осередков, перекатов и побочней являются основной формой рельефа подвижного песчаного русла реки. Побочни благодаря своему, как правило, шахматному расположению в русле вызывают асимметрию в его профиле и тем самым способствуют образованию речных излучин.

Н. Н. Жуковский совершенно справедливо придавал большое значение в процессах формирования русла центробежным ускорениям, возникающим в потоке на закруглениях русла, и кориолисовым ускорениям, возникающим вследствие вращения Земли вокруг своей оси.

Нужно заметить, что Н. Н. Жуковский несколько переоценивал влияние кориолисовых ускорений на характер деформаций речного русла и сужал роль центробежных ускорений, рассматриваемых им как местное явление, приуроченное к изгибам реки. Жуковский не учитывал, что поперечная циркуляция, возникнув на закруглении русла, сохраняется по инерции и на некотором протяжении прямолинейных его участков.

Н. Н. Жуковский совершенно справедливо указывал, что на больших реках существование одного сплошного по сечению реки циркуляционного винта нереально; помимо крупных циркуляций, как правило, возникают дополнительные, более мелкие завихрения потока, в особенности в придонных областях.

Лохтин, Лелявский, Жуковский и другие своими исследованиями стремились не только выявить эффективность производимых ими русловыправительных и землечерпательных работ, но и установить закономерность происходящих в природе процессов руслообразования. Сложность наблюдаемых явлений привела их к отрицательному отношению к раз навсегда установленным правилам и расчетным формулам, вне зависимости от режима и характера данной реки.

В. И. Ленин так наметил путь познания явлений природы: «От живого созерцания к абстрактному мышлению и от него к практике — таков диалектический путь познания истины, познания объективной реальности».¹

Лохтин, Лелявский и Жуковский во многом в своих работах и исследованиях держались этого пути, как и многие другие передовые деятели отечественной науки.

Живому созерцанию — наблюдению и опыту — они придавали первостепенное значение.

Таким образом, этот начальный период развития русловых исследований характерен преимущественно наблюдением явлений природы и созданием теорий, качественно объясняющих процессы руслообразования, но не содержащих количественных обобщений.

Однако если эти теории могли удовлетворять текущим запросам речного судоходства дореволюционного периода, то они оказались явно беспомощными для удовлетворения требований, которые предъявило к данной области речной гидрологии социалистическое народное хозяйство СССР, требующее активного воздействия человека на природу.

Осуществление в нашей стране грандиозного комплексного гидротехнического строительства, начало которому было положено еще ленинским планом ГОЭЛРО, поставило перед исследователями речного потока, русла и наносов более сложные проблемы. Строительство гидроэлектростанций с регулирующими реки водохранилищами, оросительных систем, судоходных каналов, малых ГЭС, прудов, водоемов коренным образом изменяет бытовые условия рек, их водный режим, транзит наносов, состояние русла и т. д. В связи с этим возникает необходимость в предвидении и в конкретных расчетах режима наносов и возможных переформирований русла в новых, преобразованных человеком природных условиях.

При возведении на реках подпорных сооружений требуется

¹ В. И. Ленин. Философские тетради. ОГИЗ. 1947, стр. 146.

определить количество отлагающихся в водохранилищах наносов и их распределение в пределах площади подпорного бьефа. Количеством отложившихся наносов и их распределением определяется: продолжительность службы водохранилища как регулятора стока; рациональное назначение судоходных трасс и подходов к причалам; условия судоходства на перекатах, находящихся в зоне выклинивания подпора; влияние отложений наносов на биологические процессы, что весьма существенно для развития в водоемах рыбного хозяйства и т. д.

Не менее существенными являются возможные деформации и размывы русла в нижнем бьефе подпорных сооружений, вызванные отложениями транзитных наносов в водохранилище. С этими размывами русла связаны изменения уровня воды и величины напора, устойчивость сооружений и условия судоходства в нижнем бьефе.

Для разрешения перечисленных выше проблем прежде всего потребовалось развитие стационарных наблюдений за стоком воды и наносов и территориальное обобщение этих данных.

Впервые стационарные наблюдения за режимом наносов были осуществлены В. Г. Глушковым при организации гидрометрической части Отдела земельных улучшений в Туркестанском крае (1909 г.). Им же была составлена первая «Инструкция для учета проносимых рекою твердых наносов и растворенных веществ» (1910 г.) и теоретически разработаны методы гранулометрического анализа наносов, из которых два метода до сих пор являются основными в практике работ сети станций ГУГМС (методы пипеточный и фракциометра).

В. Г. Глушковым предложены и разработаны новые и усовершенствованы прежние методы полевых работ и обработки материалов по гидрометрии и в частности по гидрометрии наносов. Им изобретены и внедрены батометры длительного наполнения для взятия проб воды со взвешенными наносами с целью учета стока последних (донный щуп для взятия проб донных песчаных отложений, полевая и стационарная трубка для выполнения гранулометрического анализа, основанного на гидравлической крупности частиц). Работы В. Г. Глушкова по изучению движения и отложения наносов в реках, устьях рек, морских побережьях, каналах, в водохранилищах и ирригационных системах способствовали дальнейшему развитию этой отрасли гидрологии и гидрометрии.

Инициатива разработки «оперативных» методов гидрологических, или, как их называют, инженерных, расчетов стока принадлежит Д. И. Кочерину; им же впервые была составлена карта распределения «норм» стока для Европейской территории СССР.

Введенный Д. И. Кочериным в практику гидрологических расчетов метод географических обобщений характеристик стока позволил использовать этот метод впервые в мире и для расчетов

стока речных наносов (карты распределения мутности рек СССР).

Систематические наблюдения за стоком наносов начались в 1910—1911 гг. на реках Средней Азии и Кавказа в связи с развитием в этих районах ирригационного строительства; примерно в двадцатых годах были организованы аналогичные наблюдения на ряде рек Европейской территории СССР.

Систематические наблюдения за стоком наносов на р. Днепре начали производиться в 1919 г. в связи с проблемой строительства Днепроградской ГЭС.

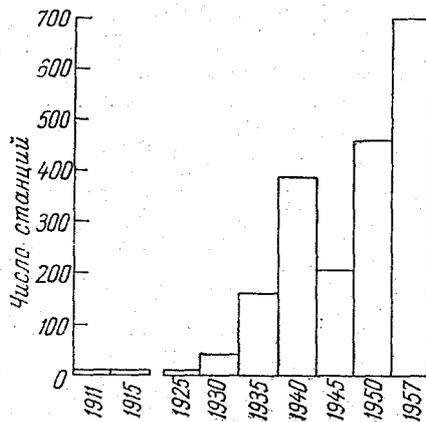


Рис. 1. Рост числа станций, ведущих систематические наблюдения над наносами.

В 1925 г. начались систематические наблюдения на р. Кубани. В 1927 г. были организованы наблюдения на р. Дону в связи с проектированием водного соединения рр. Волги и Дона. Отдельные наблюдения за мутностью рек начались значительно раньше. Так, например, С. П. Максимовым в 1902 г. измерялась мутность р. Волги у г. Тетюши. Имеются также указания о взятии проб на мутность воды партиями навигационно-описной комиссии (1875—1900 гг.).

Число пунктов наблюдений за стоком наносов с 1927 г. планомерно увеличивалось, особенно после централизации

гидрометеорологических наблюдений в единой системе Главного управления гидрометеорологической службы (ГУГМС) при Совете Министров СССР.

Развитие числа станций, ведущих систематические наблюдения над стоком наносов на территории СССР, иллюстрирует рис. 1.

С 1940 по 1945 г. число станций уменьшилось примерно вдвое. В 1950 г. число пунктов наблюдения с подсчетом стока наносов достигло 500, т. е. превысило число станций 1940 г. За этот период, кроме того, организованы наблюдения над наносами в районах, где ранее наблюдения не производились, например, на территории Литовской, Эстонской, Латвийской, Молдавской и Белорусской ССР и на западе Украинской ССР. Значительно увеличено число станций в северной и северо-восточной части территории СССР и в Центрально-Черноземных областях.

В настоящее время наблюдения за стоком наносов ведутся не только на крупных реках и их основных притоках, но и на малых реках с площадью бассейна до 100 км².

Организованы наблюдения за стоком наносов и на специальных стокowych станциях, задачей которых является изучение формирования стока наносов в связи с эрозионными условиями.

Сведения о расходах наносов до 1936 г. опубликованы в «Материалах по режиму рек СССР», а более поздние данные — в «Гидрологических ежегодниках».

Сведения о режиме мутности на реках с малыми водосборами и на временно действующих логах публикуются в «Материалах наблюдений стокowych станций».

Впервые обобщение данных о мутности рек на Европейской территории СССР было произведено в 1939 г. Г. В. Лопатиным, а по всей территории СССР — в 1949 г. Г. И. Шамовым. В 1951 г. Г. И. Шамовым произведено территориальное обобщение материалов по гранулометрическому составу речных наносов.

В процессе развития стационарных и экспедиционных наблюдений за стоком наносов на естественных и зарегулированных реках были разработаны оригинальные конструкции батометра для взятия проб наносов, была разработана и усовершенствована методика полевых наблюдений, лабораторных анализов и обработки материалов. В этой области большую работу выполнили В. Г. Глушков, Б. А. Аполлов, Б. В. Поляков, В. Н. Гончаров, Н. Н. Жуковский, М. А. Лукашин, Г. В. Лопатин, Е. А. Замарин, Д. И. Абрамович, Л. И. Кустов, Б. В. Проскуряков, А. К. Проскуряков, А. Ф. Бурков, Г. И. Шамов, К. И. Россинский, И. А. Кузьмин, Е. С. Семенова, Л. Г. Гвелесиани и мн. др.

Накопленный в изучении наносов опыт и существующие ведомственные инструкции по производству наблюдений в 1938 г. были обобщены в Государственном гидрологическом институте (ГГИ) в единую для всей сети «Инструкцию для речных гидрометрических станций и постов», а затем, с некоторыми дополнениями, в «Наставление для гидрометеорологических станций», вып. 6, ч. I, изд. 1944 г. С 1949 г. ГГИ периодически издаются «Методические указания», уточняющие методику отдельных видов наблюдений при изучении наносов.

В 1957 и 1958 гг. было выпущено второе издание «Наставления гидрометстанциям и постам», вып. 2, часть II, и вып. 6, части I и III, в котором дополнены и расширены вопросы по изучению речных наносов.

Помимо полевых наблюдений, широкое развитие в СССР получили лабораторно-экспериментальные исследования движения наносов и деформаций русла.

Первая гидротехническая лаборатория была организована в России В. Е. Тимоновым при Институте инженеров путей сообщения.

В настоящее время количество гидротехнических лабораторий в СССР насчитывается десятками.

Основанные на физических законах подобия правила моделирования позволили решать многие вопросы гидравлики сооружений путем лабораторного экспериментирования, без значительных затрат времени и средств, что при существующих темпах строительства имеет огромное значение.

В качестве примера можно привести лабораторные исследования Д. Я. Соколова, которыми установлены правила расположения в реках водозаборных (головных) сооружений оросительных систем, в значительной степени гарантирующие от занесения каналов донными наносами; лабораторными исследованиями И. И. Леви изучены отложения наносов в верхних бьефах низконапорных плотин и размывы русла за плотинами; благодаря исследованиям М. В. Потапова разработаны способы создания искусственных циркуляций в погоке, при которых возникающие донные течения способствуют передвижению наносов в желательном направлении и тем самым появляется возможность предотвратить размывы берегов и занесение наносами головных сооружений и судовых трасс.

Нужно также отметить огромную роль лабораторных исследований в изучении движения наносов и структуры турбулентного потока. В этом направлении весьма ценные исследования проведены М. А. Великановым, В. Н. Гончаровым, М. А. Дементьевым, В. С. Кнорозом, Б. А. Фидманом, В. Б. Гуссаком и др. Применяющиеся в настоящее время в лабораториях прецизионные методы измерений (высокочастотная кинематография, фотоэлектрический и ультразвуковой методы) открывают новые перспективы в изучении исключительно сложной структуры турбулентного потока и движения в нем наносов.

Успехи, достигнутые за последнее двадцатилетие в области экспериментальной и теоретической гидродинамики, позволили советским ученым создать новую область речной гидрологии — динамику русловых потоков. Ведущая роль в этой области науки принадлежит М. А. Великанову, В. М. Маккавееву, В. Н. Гончарову и др.

На основании лабораторных исследований и теоретических обобщений В. Н. Гончаровым, Л. Г. Гвелесиани, И. И. Леви, И. В. Егиазаровым, Г. И. Шамовым предложены расчетные формулы для определения «предельных», размывающих скоростей и расходов донных наносов.

В отношении теории расчета течений речного потока необходимо особо отметить исследования Н. М. Бернадского, разработавшего метод построения «плана течений».

Очевидно, что без теоретического анализа явлений, без предварительно составленной рабочей гипотезы одни лишь лабораторные и полевые исследования могут оказаться бесперспективными. В свою очередь и теоретические разработки, не подкрепленные наблюдениями, приводят к абстракции, не отражающей природного процесса.

Положительная роль лабораторных исследований, в частности, заключается в том, что при экспериментировании на схематизированных моделях русла из сложного комплекса природных явлений возможно выделить главные из них и установить определенные закономерности.

В то же время без внимательного и вдумчивого изучения жизни реки, определяющей ее водным режимом и физико-географическими и морфологическими условиями данного речного бассейна и русла, трудно правильно поставить лабораторные эксперименты и использовать полученные лабораторные данные и теоретические выводы для практических расчетов.

Ввиду того что перенос количественных характеристик с малых моделей на естественные реки затруднителен, в последнее время имеется тенденция устройства больших русловых лабораторий, позволяющих проводить эксперименты без искажения масштабов модели и при большем диапазоне глубин.

Аналогичные пути исследований за последнее десятилетие наметились и в области изучения процессов формирования стока воды и наносов и связанных с ними эрозионных явлений, происходящих на склонах бассейнов. В этом случае естественными лабораториями являются склоновые площадки, отдельные лога, овраги и ручьи, позволяющие изучать физическую сущность протекающих в природе процессов.

Таким образом, анализ явлений, наблюдаемых в лабораториях, на склонах бассейнов, в ручьях и реках, подкрепленный теорией, является могучим средством к познанию законов природы.

На примере гидрологии особенно ярко проявляется взаимная связь науки и практики, когда решение практических задач приводит к открытию новых путей в теории, а развитие последней вновь расширяет круг решаемых практических вопросов.

Как
лич-
емой
в за-
песи,
овная
анием

Состав пород, слагающих склоны и ...
 ской сети. В формировании стока речных наносов в современных
 условиях, помимо почвенного покрова, существенное значение
 приобретает наличие на склонах и тальвегах гидрографической

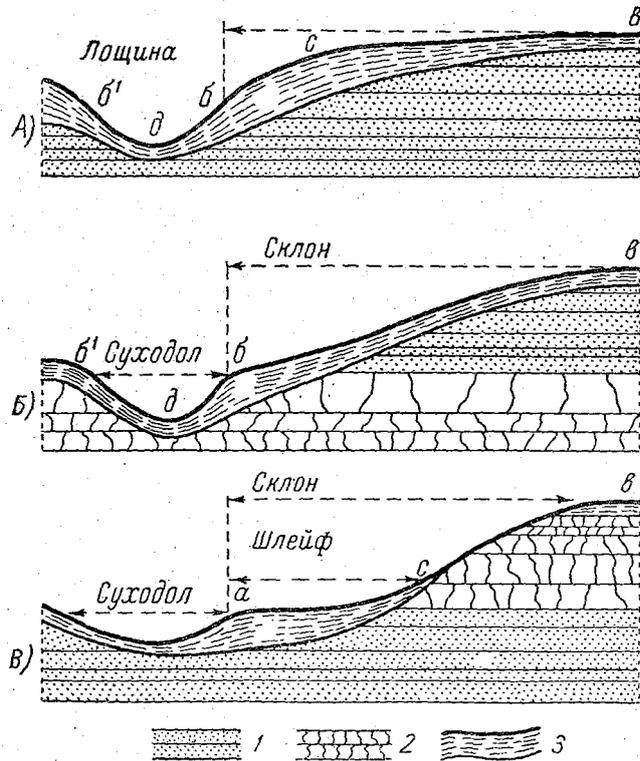


Рис. 3. Размещение покровной породы при различном стратиграфическом соотношении твердых и рыхлых пород и связанная с этим различная форма склонов: А — выпуклая, Б — прямая, В — вогнутая, 1 — рыхлые (песчаные и песчано-глинистые) коренные породы, 2 — твердые коренные породы (известняки, песчаники, мела), 3 — покровная (лёссовая, лёссовидная) порода, в — водораздел, С — склон, бд — берега гидрографической сети, д — дно, аС — шлейф в подножии склона.

сети легко поддающихся размыву. рыхлых коренных пород. показывают геологические разрезы, тальвеги и склоны разных звеньев гидрографической сети заполнены так называемой покровной породой, характер которой бывает различным в зависимости от местности (моренные суглинки, глины, сурице пески, лёссовидные суглинки и пр.). На склонах покровная порода залегает неравномерно, что связано с чередов

се
ни
на
на
рал
сиво
ные
звень

твердых и рыхлых коренных пород, слагающих склоны. От размещения покровной породы зависит и форма профиля склонов.

На рис. 3 показано распределение покровной породы на склонах при различном стратиграфическом соотношении твердых и рыхлых пород и связанная с этим различная форма склонов. Из рисунка видно, что чем больше в составе коренных пород рыхлых песчано-глинистых отложений, тем при прочих равных условиях будет более мощным пласт покровной породы. Наоборот, чем коренная порода тверже, тем тоньше на этом склоне слой покровной породы.

В нижней части суходольного звена и в речных долинах тальвеги и русла состоят из аллювиальных отложений. В пределах пойм отложения носят слоистый характер. На коренных породах, как правило, находится слой щебня, затем следует покровный суглинок, который в свою очередь перекрыт современными речными наносами с тонкими почвенными прослойками.

Структура пойменных отложений указывает на различные периоды формирования гидрографической сети и, в частности, пойменных отложений.

Образование рыхлых и в том числе покровных пород относится в основном к четвертичному периоду, в связи с чем представляет интерес карта распределения четвертичных отложений на Европейской территории СССР, приведенная на рис. 4.

Рассмотрим характеристику отложений, обозначенных на рис. 4.

Деллювиальные отложения образуются на склонах и у подножий возвышенностей в результате выносов продуктов выветривания временными водотоками в периоды дождей и весеннего снеготаяния. Они различны по составу и крупности частиц и обычно не имеют слоистости. В горных областях подобные отложения, содержащие вместе с мелкоземом значительные толщи несортированного материала, называются *пролювием*.

Аллювиальные отложения образуются в результате переноса отложений речных наносов в руслах, на поймах и в дельтах рек. Состоят из галечников, гравия, песков, глин, илов и пр. Отличительной чертой аллювиальных отложений является ясно выраженная слоистость.

Озерные отложения отличаются от аллювиальных меньшей крупностью частиц (преобладают тонкослоистые глины и пески) и наличием органических примесей (озерные илы, сапропели).

Ледниковые отложения образовались от движения и таяния материковых льдов; они отличаются большим разнообразием и состоят из морены, зандров и флювиогляциальных и озерно-ледниковых образований.

Морена состоит из несортированных отложений различной крупности, включая и валуны, которые находились в толще материкового льда и осели при его таянии. Моренные отложения отличаются отсутствием слоистости, часто угловатостью облом-

ков, присутствием на валунах шрамов, царапин, шлифовки и т. д.

Флювиогляциальные отложения образованы потоком талых вод ледников; состоят из прослоек песчаного и гравелисто-галечного материала, характеризуются слабой сортированностью и часто имеют косую слоистость.

Зандры представляют собой песчаные отложения флювиогляциального происхождения, образовавшиеся в дельтах ледниковых потоков; часто занимают обширные равнинные пространства.

Озерно-ледниковые отложения состоят из так называемых *ленточных глин*, для которых характерна слоистость из темных глин и более светлых — песчано-илистых грунтов. С ледниковыми отложениями связаны также покровные суглинки и другие породы.

Покровные суглинки залегают, как правило, на морене с тонкой прослойкой флювиогляциальных наносов.

Лёсс — рыхлая супесчаная или суглинистая порода, сложенная из мелких частиц диаметром 0,01—0,05 мм и богатая углекислой известью. Лёсс имеет широкое распространение за пределами ледниковых отложений и достигает значительной мощности. Вопрос о происхождении лёсса окончательно еще не решен.

§ 2. ОБРАЗОВАНИЕ РЕЧНЫХ НАНОСОВ

Процессы выветривания и денудации. Остановимся кратко на тех природных процессах, которые непосредственно связаны с образованием речных наносов.

К этим процессам прежде всего относятся выветривание, денудация и эрозия изверженных и осадочных пород и покрывающих их почв.

Выветривание. *Процессом выветривания* называют распад на отдельные куски и более мелкие частицы обнаженных поверхностных слоев коренных пород, покровных отложений и почвенных агрегатов под влиянием физико-химических воздействий. Различают два вида выветривания: физическое и химическое; к физическому выветриванию относится также морозное выветривание.

Физическое выветривание связано с колебаниями температуры воздуха. Нагревание поверхностных слоев коренных пород и почв солнечными лучами днем и охлаждение под влиянием лучей спуска ночью вызывает соответственное их расширение и сжатие. Благодаря неравномерности температуры на поверхности и в толще происходит образование трещин, нарушающих монолитность пород. Возникновению трещин в горных породах способствует наличие в них минералов, обладающих разными коэффициентами расширения; многим породам свойственны

также первичные трещины, связанные с их структурой и тектоническими процессами.

Физическое выветривание усиливается с высотой местности; особенно интенсивно оно проявляется в горных условиях, отличающихся резко выраженными суточными изменениями температуры благодаря прозрачности атмосферы и активности солнечной радиации.

Разрушению пород сильно способствует также *морозное выветривание*, проявляющееся в том, что в образовавшиеся трещины попадает вода, которая при замерзании расширяется и разрывает породу.

К процессам выветривания относится также механическое разрушение и распыление почвенных агрегатов.

Под *химическим выветриванием* подразумевается процесс разрушения коренных пород под влиянием химического воздействия на них воды и воздуха.

В отличие от физического выветривания, роль химического выветривания усиливается по мере измельчения материала, т. е. с увеличением обмываемой водой поверхности, а также с повышением температуры, активизирующей процесс химической реакции. Поэтому химическое выветривание протекает более интенсивно во влажном и теплом климате. Вымывание из пород химически растворимых солей вызывает их распад на более мелкие части, а также выщелачивание и разрыхление почв.

Процессы выветривания в сильной степени зависят от литологического состава пород и структуры почв. Изверженные породы благодаря наличию цементирующего вещества, связывающего зерна породы, наиболее устойчивы в отношении выветривания по сравнению с осадочными породами. Например, менее подвержены выветриванию граниты, базальты, диабазы, диориты. Легко подвергаются химическому выветриванию известняки, мергеля, доломиты; физическое же выветривание в этих породах в основном происходит на крутых склонах. Наоборот, инертны к химическому выветриванию глинистые сланцы, но легко поддаются физическому выветриванию; интенсивно протекает физическое выветривание и в гнейсах благодаря наличию в них плоской слоистости.

Сильно подвержены физическому выветриванию песчаники и конгломераты, распадающиеся при этом на крупные глыбы, а затем на слагающие их песок и гальку. В результате распада гранитов образуются кварцевый песок и глина; от разрушения глинистых сланцев — плитки, щебенка и илы; от разрушения известняков, мергелей и доломитов — мелкий обломочный материал.

Денудация. *Процессом денудации* называют перемещение продуктов выветривания от места их образования вниз по склону под влиянием силы тяжести. Отсюда следует, что интенсивность процессов денудации увеличивается с крутизной отко-

сов и уменьшением сопротивления движению масс. Максимальный угол откоса, при котором рыхлый обломочный материал может удержаться на склоне, колеблется в пределах от 25 до 50°, а в увлажненном состоянии от 15 до 35°.

В зависимости от структуры образовавшегося при выветривании материала, его влажности и характера движения, различают следующие виды денудации: обвалы, осыпи, оползни, оплывины и покровное сползание.

Обвалы представляют собой обрушение на крутых склонах коренных пород и грунта, образуются в результате выветривания и подмыва склонов гор, берегов рек и бровок оврагов.

Осыпи характеризуются перемещением по склону масс грунта, состоящего из отдельных, не связанных между собой обломков породы. Осыпание рыхлого материала характерно для крутых скалистых склонов и приурочено к отдельным, наиболее пониженным местам, образующим так называемые *тальвеги* осыпей.

Оползни в отличие от осыпей представляют собой сплошную массу делювия, перемещающуюся скольжением по поверхности подстилающей делювий коренной породы. Уменьшению трения перемещающейся массы способствуют просачивающиеся атмосферные осадки, которые увеличивают также вес массы делювия.

Оплывины образуются при наличии насыщенного водой делювия, обычно в нижней части оползня. Лежащий по склону делювий пропитывается водой и, будучи не в состоянии задержать оползень, сам вовлекается в движение в виде густой грязи с тем или иным содержанием каменистого материала.

Покровное скольжение представляет собой медленное перемещение по склону толщ делювия под влиянием оттаивания слагающих его масс.

Передвижение продуктов выветривания горных пород по склонам может происходить под воздействием снежных лавин и нередко в результате землетрясений, сопровождающихся большими осыпями, обвалами, оползнями и оплывинами.

В период интенсивного снеготаяния наблюдается также сползание оттаявших поверхностных слоев почвы по замерзшему грунту склонов.

В горной местности при большой крутизне склонов процессы денудации протекают исключительно интенсивно и продукты разрушения горных пород, не задерживаясь на склонах, обычно отлагаются у их подножия, на дне долин и в руслах рек, представляя собой готовый материал для формирования речных наносов. Явления денудации протекают одновременно с эрозией при размывах и обрушении отвесных склонов оврагов и берегов рек.

Эрозия и формы ее проявления. *Процессом эрозии* называют разрушающее действие воды и ветра на почву и подстилающие породы. Перенос водным потоком продуктов размыва называют *транзитом*, а процесс отложений перенесенного материала — *аккумуляцией*.

Вопросом изучения процессов эрозии занимались выдающиеся русские ученые: М. В. Ломоносов, В. В. Докучаев, П. А. Костычев, И. В. Мушкетов, В. Р. Вильямс, Г. Н. Высоцкий, Ф. Ю. Левинсон-Лессинг и др. В настоящее время в этой области работает ряд исследовательских институтов и опытных станций, а также крупные советские ученые: С. С. Соболев, И. П. Герасимов, А. С. Козменко и мн. др.

В зависимости от действующих факторов эрозия делится на ветровую эрозию (дефляцию) и водную эрозию.

Ветровая эрозия, или дефляция, проявляется в выдувании с поверхности почв мелкозема и переноса его с более подверженных воздействию ветра площадей в защищенные от ветра участки. Ветровая эрозия имеет широкое распространение в степных засушливых и полузасушливых районах Казахстана, Средней Азии, на юго-востоке Европейской территории СССР и в южных районах Западной Сибири, где она приносит огромный ущерб сельскому хозяйству. В районах, подверженных суховеям и сильным ветрам, при наличии песчаных и супесчаных почв, ветровая эрозия принимает угрожающие размеры, вызывая так называемые «черные бури» и «пыльные метели», сносящие поверхностные слои почв, после чего на поверхности земли остаются замощенные гравелисто-галечными наносами огромные пространства. В пустынных степях Средней Азии и Казахстана ветры перевевают песчаные барханы и вместе с восходящими токами нагретых приземных слоев воздуха уносят в верхние слои атмосферы мельчайшие частицы пыли, образующие «сухую мглу», которая застилает небосклон на необъятных, выжженных солнцем пространствах. Насыщенные пылью воздушные массы, встречая на своем пути горные преграды, поднимаясь, охлаждаются. Находящийся в воздухе водяной пар конденсируется и в виде осадков вместе с пылью выпадает на склоны гор, откуда пыль с поверхностным стоком воды попадает в реки. Обогащение рек эоловыми песками происходит также от подступающих к берегам рек барханов.

Водная эрозия представляет собой наиболее активный фактор, обогащающий реки наносами. Она подразделяется на *склоновую* и *русловую* эрозии. В свою очередь склоновая эрозия бывает в виде *поверхностного (мелкоструйчатого) размыва* и *глубинного (линейного) размыва*.

Существующее в курсах почвоведения и геоморфологии противопоставление между размывом и смывом почв является весьма условным, так как оба эти процесса протекают одновременно и неразрывно связаны между собой. Это прекрасно иллюстрируется высокочастотной микрокиносъемкой, произведенной в лаборатории В. Б. Гуссаком.

Тем не менее в дальнейшем изложении будем придерживаться принятой в литературе терминологии, а именно: мелко-

струйчатую склоновую эрозию относить к смыву почв, а линейную — к размыву.

Выпадающие на склоны в виде дождя атмосферные осадки или вода, образующаяся от таяния снега, прежде всего заполняют углубления в почве, образуют лужицы и формируют сеть мельчайших струек. Эти струйки под влиянием случайного сочетания микрорельефа и различного сопротивления почвы размыву, обтекая препятствия, разветвляются или, наоборот, объединяются и становятся более крупными ручейками. При этом

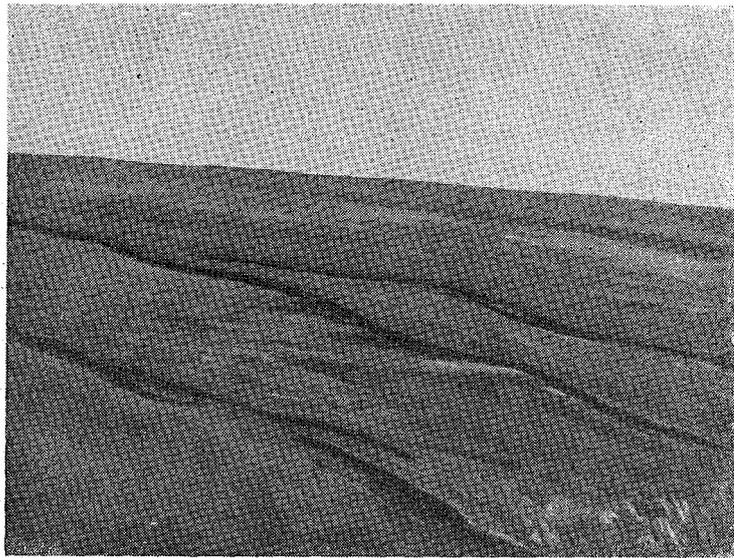


Рис. 5. Смыв почвы на пахотном склоне (территория Новосильской опытно-образной станции). Фото Н. Я. Орнича.

размывающая и транспортирующая способность их усиливается.

На рис. 5 представлена сеть первоначальных струек воды по вспаханному полю. Формированию отдельных ручейков способствуют также местные продольные ложбины (понижения) на склоне, вновь появившиеся на сглаженной последующей обработкой почве. Образующиеся в данных условиях ручьи с течением времени могут вызвать вымоины значительной глубины, уже не поддающиеся выравниванию при пахоте.

В этой стадии склоновая мелкоструйчатая эрозия переходит в глубинную (линейную). При наличии соответствующих условий, т. е. при интенсивных осадках на малоустойчивых и незащищенных растительным покровом почвах и при значительных уклонах местности, склоновый сток формируется в виде отдельных крупных

струй, транспортирующая способность которых увеличивается по мере удаления от водораздела. В этом случае продольные потоки могут образовать глубокие промоины, в виде рвов и оврагов. На рис. 6 изображена группа рвов, прорезывающих крутой прибрежный склон р. Плавы, Тульской области. Переход глубинной эрозии в стадию образования рвов и оврагов принято относить к овражной эрозии.

Овражная эрозия. При рассмотрении овражной эрозии необходимо различать древнее оврагообразование и совре-



Рис. 6. Группа больших береговых рвов, прорезающих высокий каменистый берег (водосбор Плавы близ г. Плавска, Тульской области). Фото Б. А. Можаровского.

менное, в противном случае вопрос о территориальном распространении овражной эрозии может оказаться ошибочным, что затруднит проведение первоочередных противоэрозионных мероприятий, а также обоснование изменчивости мутности рек, протекающих в том или ином районе.

Глубокие промоины — рвы и овраги, прорезая крутые прибрежные склоны, в отдельных случаях распространяются до водораздела. Такие овраги называются *приводораздельными*. На рис. 7 изображена аэрофотосъемка прибрежных оврагов, а на рис. 8 — приводораздельный овраг.

Нередко рвы и овраги возникают при наличии какой-либо искусственной преграды, сосредоточивающей и направляющей сток к данному месту склона. Такими преградами обычно

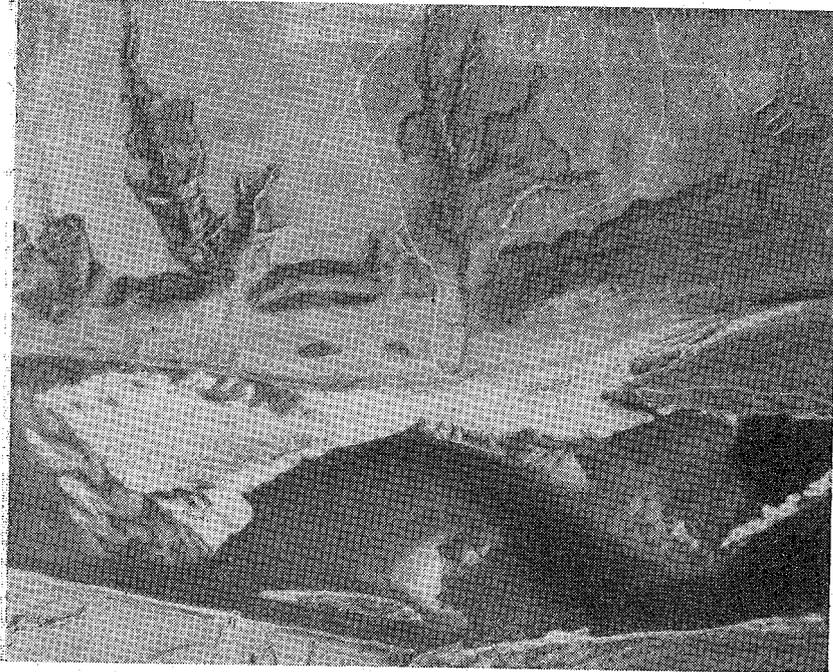


Рис. 7. Прибрежные овраги.

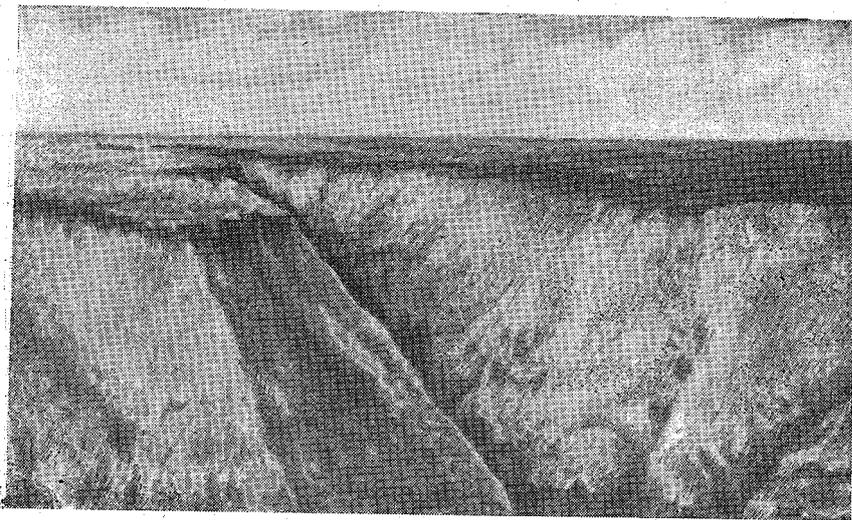


Рис. 8. Приводораздельный овраг.

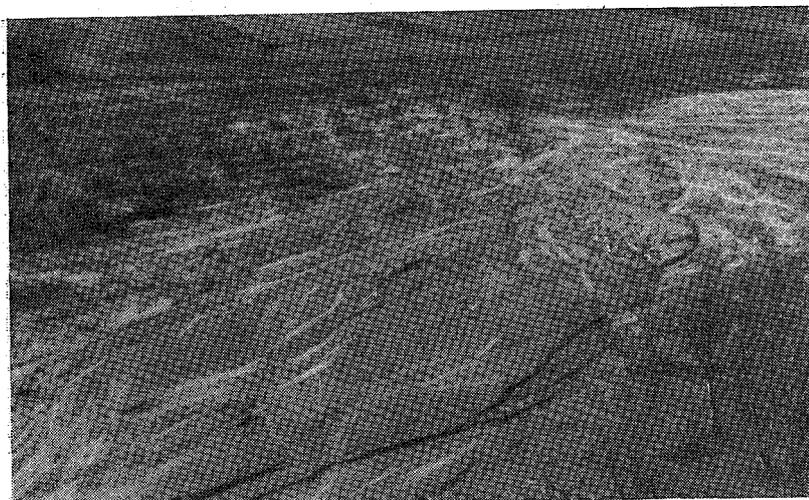


Рис. 9. Овражные мелкозернистые наносы.



Рис. 10. Овражные гравелистые наносы.

являются межи, кюветы дорог, канавы, тропы и др. От количества впадающих в овраг струй потока зависит разветвленность оврага, т. е. образование его отвершков.

При образовании оврагов глубинная эрозия сопровождается обвалами, оползнями и оплывинами грунта, способствующими развитию новых оврагов и возникновению характерных для них отвесных склонов, достигающих значительной высоты (до 50 м и более).

По мере того как устье оврага от висячего положения на склоне углубляется до основания склона, являющегося в данном

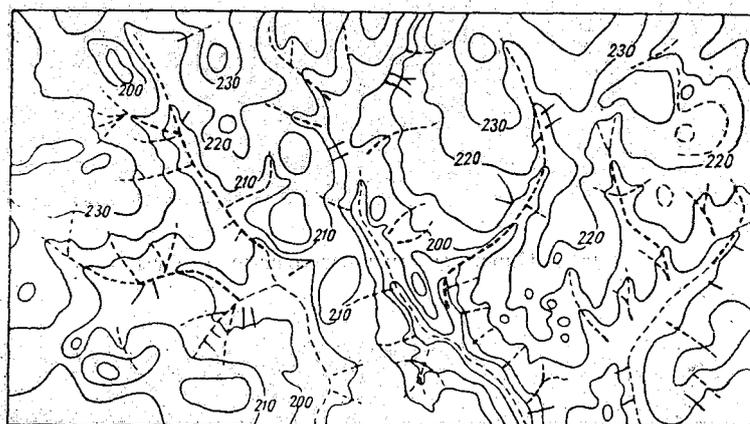


Рис. 11. Клиньско-Дмитровская гряда.
1 — донные овраги, 2 — береговые и верховые овраги.

случае местным базисом овражной эрозии, глубинная эрозия затухает, днище оврага заносится продуктами разрушения бровок, склоны оползаются, задерновываются и зарастают кустарником. В результате происходит постепенное затухание эрозионного процесса и овраг принимает устойчивую форму. На рис. 9 и 10 показаны отложения вынесенных из оврагов наносов, которые могут достигать огромных размеров. Таким образом происходит превращение оврага в балку, а балки по мере заполнения наносами в пологую ложину.

Следующий цикл эрозионных процессов будет проявляться в результате стока воды на образовавшихся склонах балок и логов и в пределах самого тальвега. В результате этого создаются промоины и вторичные так называемые *донные овраги*, поскольку они образуются на дне древних оврагов. В отдельных случаях, когда донные овраги углубляются ниже горизонта грунтовых вод, возникают постоянно действующие водотоки.

В качестве иллюстрации распространения современной овражной и донной или вторичной эрозии приведены два примера, заимствованные из работы И. П. Герасимова. На рис. 11 изображен план детальной съемки участка Клинско-Дмитровской гряды, расположенной в лесной зоне с характерным холмисто-котлованным моренным рельефом, пересеченным густой и сложной ложино-суходольной сетью. На рис. 12 представлен план участка бассейна р. Северного Донца, находящегося в лесостепной зоне Средне-Русской возвышенности. Судя по плану, на этом участке сохранились обширные площади водоразделов, не за-

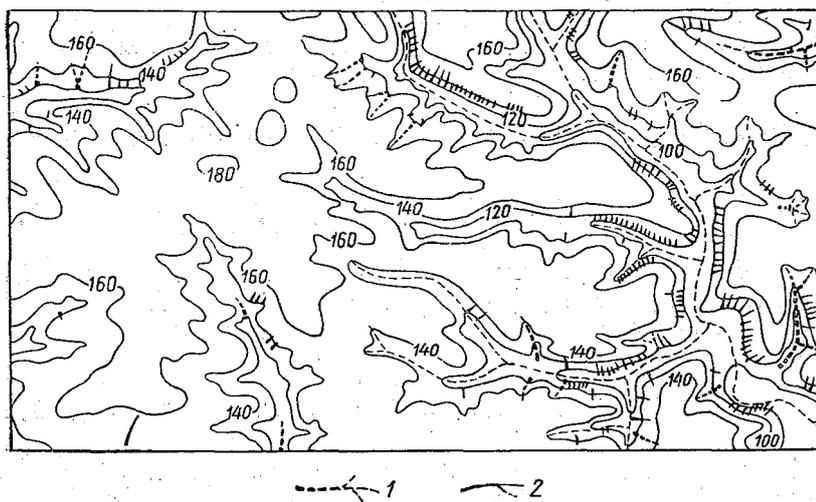


Рис. 12. Бассейн р. Северного Донца.
Усл. обозначения см. рис. 11.

тронутые эрозионным размывом, но с явно выраженными врезамми современных прибрежных оврагов и относительно незначительными донными размывами тальвегов. В районе Клинско-Дмитровской гряды современная эрозия протекает на фоне древней овражной эрозии в пределах существующих тальвегов, почти не затрагивая склонов, что сказывается на уменьшении стока наносов в этих районах.

Таким образом, густота эрозионного расчленения территории без глубокого морфологического анализа еще не определяет современного развития процессов оврагообразования.

§ 3. УСЛОВИЯ, ВЛИЯЮЩИЕ НА РАЗВИТИЕ СКЛОНОВОЙ ЭРОЗИИ

Размывающее воздействие воды на грунт. Осадки, стекающие по поверхности склона, образуют мельчайшую сеть струек воды глубиной до 1 см, которые увлекают с собой частицы мелкозема

преимущественно влечением по дну. По мере объединения струек расходы и скорость течения воды увеличиваются и вместе с тем увеличивается их размывающая способность. В этой стадии эрозии происходит не только смыв мелкозема, но и размыв менее сцементированных почвенных агрегатов и постепенное углубление и расширение струй. С увеличением глубины струй значительная часть мелкозема переходит во взвешенное состояние, что характеризует переход течения воды от ламинарного режима к турбулентному. Таким образом, размывающее воздействие стекающей со склонов воды на грунт определяется ее скоростью и характером грунта. Скорость, при которой возможен размыв или происходит отложение наносов, должна достичь определенного значения, называемого обычно *предельной скоростью* (см. гл. III).

В качестве границы (предельной скорости), определяющей размыв для несвязных грунтов, может служить формула автора:

$$v_{\text{пр}} = 6,0 \sqrt{d} \left(\frac{H}{d}\right)^{\frac{1}{6}} \text{ м/сек}, \quad (1,1)$$

где d — диаметр частиц в метрах, H — глубина потока в метрах.

Транспортируемые струйками и ручьями наносы начинают отлагаться при скорости, определяемой формулой

$$v_{\text{пр}} = 4,0 \sqrt{d} \left(\frac{H}{d}\right)^{\frac{1}{6}} \text{ м/сек}. \quad (1,2)$$

К сожалению, данные о скоростях склонового стока весьма ограничены и ни в какой мере не охватывают всего многообразия условий, влияющих на скорость стекания воды. Достаточно указать на изменение скорости стекания в зависимости от растительного покрова, характера почв и способов обработки земли. Так, например, при продольной вспашке полей скорость склонового стока увеличивается и, наоборот, при вспашке поперек склонов скорости снижаются до нулевого значения. Изменение скоростей происходит за время прохождения паводков и весеннего снеготаяния.

Осадки и сток. Выпавшие на поверхность склонов атмосферные осадки в виде дождя или снега расходуются на увлажнение почвы, инфильтрацию и испарение, а оставшаяся часть осадков образует поверхностный сток, который усиливается при интенсивных ливнях и интенсивном таянии снежного покрова.

Рассмотрим вначале процессы склоновой эрозии при стоке ливневых вод, как наиболее освещенные наблюдениями. Основными факторами, определяющими объем (слой) стока за дождевой паводок, являются количество осадков, их интенсивность и распределение в течение паводочного периода и, наконец, степень увлажнения почво-грунтов к началу выпадения осадков.

Выпадающие на поверхность склона капли дождя прежде всего производят механическую работу, которая расходуется на разрушение почвенных агрегатов и перемещение частиц почвы вместе с брызгами разлетевшейся капли. Механическое воздействие дождя на грунт усиливается с увеличением размера капель и его интенсивностью. Под ударами капель частицы грунта отлетают по радиусам на расстояние до 50 см. При наклонной плоскости дальность разброса частиц увеличивается по направлению уклона. Такое же направленное движение получают частицы при косо падающем дожде.

Уклоны и профиль склонов. Отсутствие математического выражения между скоростью склонового стока и уклоном местности заставило исследователей дать хотя бы качественную характеристику интенсивности эрозионных процессов в зависимости от крутизны склона при различных физико-географических условиях.

А. С. Козменко приводит весьма интересные данные, полученные в результате стационарных наблюдений Новосильской опытно-овражной станции и экспедиционных наблюдений в районах центральных областей Европейской территории СССР.

В качестве показателя степени эродированности почв приняты следующие признаки: количество наблюдаемых ложбин на каждые 100 м поперечного сечения склона и процент размыва гумусового горизонта почв. Эти данные могут быть представлены в виде табл. 2.

Таблица 2:

Интенсивность эрозии	Количество ложбин на 100 м	Размыв гумусового горизонта почв (%)	Уклон склона (%)	Примечание
Слабая	2—3	до 10	2—3	Мелкоструйный размыв наблюдается во время сильных дождей и таяния снега
Средняя	3—5	10—30	3—5	Размыв наблюдается на более пониженных от водораздела участках пахотного склона
Сильная	5—10	30—50	5—7	Размыв наблюдается на нижней трети пахотного склона
Очень сильная	>10	>50	7—10	Размыв наблюдается на участках склона, непосредственно прилегающих к гидрографической сети. Часть ложбин переходит в промоины, не поддающиеся выравниванию пахотой

Развитие овражной эрозии может наблюдаться и при относительно небольших расходах воды в 30—40 л/сек, но при крутых склонах в 15—20° и реже менее 8—10°. Донный размыв в пределах ложинного звена происходит при уклонах не более 2—3%, за счет больших расходов воды, измеряемых в м³/сек.

Приведенные данные показывают, что глубина вреза промоин при прочих равных условиях зависит от величины уклона и скорости стекания воды в промоине. Интенсивность склоновой эрозии увеличивается от водораздела к основанию склонов и, как показали наблюдения, местоположение наибольшего размыва в значительной степени зависит от протяженности склона и продольного его профиля.

Следовательно, развитие смыва тесно связано с формой, длиной и вертикальным профилем склона, что в свою очередь зависит от стратиграфического соотношения твердых и рыхлых коренных пород и мощности покровного плаща на различных участках склона.

Продольный профиль склонов может быть выпуклым, прямым и вогнутым.

При наиболее распространенном выпуклом профиле в верхней части склона обычно имеются довольно большие (до 60—70% общей длины склона) площади с весьма малым уклоном. Поэтому при средней протяженности склонов в 500—700 м интенсивному размыву подвергается наиболее крутой участок склона длиной 150—200 м. На выпуклых склонах наблюдается широкое развитие овражной эрозии.

При прямолинейном профиле склона с однообразным уклоном обеспечивается более полный и более быстрый приток воды к нижней части склона, а следовательно, и более значительный вынос образовавшегося в результате размыва мелкозема. По данным А. С. Козменко, прямолинейный профиль склона наблюдается на суходолах центральной и восточной лесостепи и в центрально-черноземном меловом районе.

Наконец, при вогнутой форме склонов, имеющих, как правило, у основания шлейф наносных отложений, интенсивному размыву подвержена верхняя, наиболее крутая часть склона. Потоки воды, поступающие на нижнюю пологую часть склона и в пределы шлейфа, растекаясь, отлагают принесенные наносы. Наоборот, потоки воды, поступающие с крутого участка склона с большими скоростями течения, образуют в шлейфах промоины и выносят ранее отложившиеся наносы в речную сеть.

Подобная картина влияния формы склонов на эрозию подтверждается наблюдениями С. С. Соболева в Башкирской АССР и С. И. Сильвестрова в Тульской, Курской областях и Мордовской АССР.

Рассматривая влияние формы склонов на эрозию, нельзя не упомянуть о значении их экспозиции. Склоны, обращенные на юг и юго-восток, находятся под прямым воздействием солнечной

радиации, на них происходит интенсивное таяние снега и смыв разжиженной почвы по еще не оттаявшим слоям. В условиях вечной мерзлоты данное явление усугубляется сползанием в теплые периоды года по склону и берегам рек оттаявших слоев почвы по замерзшим грунтам.

В результате подобных явлений имеют место несимметричные формы склонов; более пологие склоны обращены к северу, а более крутые на юг и юго-восток.

Почвенный покров. Материнскими породами почв являются главным образом четвертичные отложения и реже коренные породы. Наибольшему размыву подвергаются широко распространенные в СССР покровные породы, состоящие из лёссовых и лёссовидных суглинков. Особенно сильным размывам подвергаются крутые склоны и районы со слабо развитым почвенным покровом. Примерно аналогичными свойствами обладают и сыровые глины, распространенные в Заволжье. Развитие эрозии наблюдается также в районах залегания рыхлых меловых пород.

Распространенные на северо-западе Европейской территории СССР грунты моренного происхождения (щебень, песок, суглинок) являются устойчивыми в отношении эрозии, но в условиях холмистой местности в известной мере также подвергаются размывам. Однородные песчаные отложения независимо от их происхождения (флювиогляциальные, древнеаллювиальные и эоловые) благодаря большой водопроницаемости не способствуют развитию плоскостной (мелкоструйчатой) эрозии, но подвержены овражной эрозии и оползням.

По данным С. С. Соболева, развитию овражной эрозии способствует наличие в песчаных грунтах прослоек суглинка либо других слабопроницаемых пород; овражная эрозия развивается и тогда, когда песчаные и супесчаные отложения на водоразделах перекрыты суглинками, наличие которых способствует притоку поверхностных и грунтовых вод к прибрежным, обнаженным от почвенного покрова, склонам. Об интенсивности происходящей при этих условиях овражной эрозии можно судить по огромным выносам песков в русла рек — в районах среднего течения Днепра, Дона и их притоков. Подобными выносами нередко сильно заносятся русла рек, как это наблюдалось на р. Дону.

Почвы, кроме минеральных частиц грунта, на которых они развиваются, содержат в себе гумусовые, т. е. перегнойные, органические вещества, образовавшиеся в результате разложения растительных и животных остатков. Наличие в почве гумусовых веществ улучшает ее водопроницаемость и прежде всего придает почве комковатую структуру, в которой частицы связаны между собой корнями растений и органическими веществами. В связи с этим сопротивляемость структурных почв размыву по сравнению с подстилающими их породами значительно выше. Для размыва агрегатов на распаханых почвах, как показали

наблюдения, требуется воды в несколько раз больше, чем для размыва подстилающих их грунтов. Этими причинами объясняется наибольшее развитие плоскостной (мелкоструйчатой) и овражной эрозии на «бросовых землях», где почвенный покров почти уничтожен.

Рассмотрим эрозионные свойства различных типов почв.

Черноземные почвы, как наиболее богатые гумусом и имеющие прочную структуру, являются водопроницаемыми и хорошо противостоят эрозионной деятельности поверхностного стока. Наоборот, бесструктурные, распыленные черноземы легко поддаются размыву.

Дерновоподзолистые и серые лесные почвы отличаются малым количеством перегной и непрочной рыхлой комковато-пылевой структурой и легко подвергаются размыву. Однако наличие лесной подстилки из полуистлевших листьев, ветвей и другого растительного опада предохраняет почву от эрозии и только при прорыве подстилки происходят размывы, которые, как правило, имеют локальное распространение. Примерно аналогичными эрозионными свойствами обладают *сероземы* — почвы, имеющие распространение под пустынно-степной растительностью, и, наконец, *солонцеватые почвы*, по сведениям В. Б. Гусака, также подвержены эрозии.

Крупность минеральных частиц, содержащихся в почвах, может быть охарактеризована табл. 3, предложенной Н. М. Сибирцевым.

Таблица 3

Почвы	Содержание частиц < 0,01 мм (%)	Почвы	Содержание частиц < 0,01 мм (%)
Глинистые	>50	Супесчаные	14—9
Суглинистые		Глинистые пески	9—3
тяжелые	50—25	Песчаные	<3
средние	25—20		
легкие	20—14		

В зависимости от содержания в почвах мелких илистых частиц меняются физические и эрозионные свойства их (связность, влагоемкость, фильтрационные свойства и пр.).

Для характеристики распространения различного вида почв на территории СССР на рис. 13 представлена схематичная почвенная карта.

Растительный покров. Облесенность и задернованность склонов является одним из главнейших факторов, препятствующих

развитию процессов склоновой эрозии (независимо от прочих факторов).

Растительный покров предохраняет почву от непосредственного воздействия капель дождя, скрепляет почву корневой системой, а стеблями, листьями и лесной подстилкой изолирует сток воды от непосредственного соприкосновения с почвой и тем самым предохраняет ее от размыва; кроны деревьев замедляют снеготаяние, а лесная подстилка впитывает в себя воду и в то же время способствует инфильтрации воды в почву. И, наконец, наличие растительного покрова увеличивает сопротивление стоку воды со склонов, в результате чего на облесенных и задернованных склонах его интенсивность, а следовательно, и скорости течения снижаются.

Проявление эрозии в облесенных районах зависит от полноты насаждения или степени сомкнутости крон деревьев.¹

А. С. Козменко приводит следующие данные, характеризующие смыв почвы в зависимости от полноты насаждений в одном из лесхозов Узбекской ССР.

Полнота насаждений мож- жевельника (арчи) . . .	0,1—0,2	0,3	0,4	0,5	0,6—0,8
Смыто мелкозема ($см^3/га$)	750—5000	100—800	150—230	75—500	эрозия почти от- сутствует

Отсутствие эрозии при достаточно большой полноте насаждений А. С. Козменко наблюдал также в районе Заилийского Алатау; промоины, почвенные сдиры, мелкие оползни встречались лишь на редирах, лесных прогалинах и полянах.

Таким образом, можно считать, что при значительной густоте леса эрозийные процессы практически отсутствуют, а если и проявляются, то в весьма незначительных размерах. В этих условиях эрозию называют «нормальной».

Растительный покров не только предохраняет почву от размыва, но и способствует задержанию продуктов эрозии, образующихся на более возвышенных оголенных участках склона. Кольматирующее действие растительности связано с замедлением скорости течения воды и отсутствием промоин, благодаря чему несомый водой материал осаждается на покрытом растительностью участке.

Необходимо отметить, что распространение по территории природного растительного покрова и смена условий почвообразования в значительной степени зависят от климатических условий, определяющих соотношение тепла и влаги в почве.

¹ Полнота насаждений определяется, исходя из величин просвета неба между кронами деревьев в долях единицы. Если просветы неба составляют 0,2 общей площади, принятой за единицу, то полнота насаждений составляет 0,8 и т. д.

На севере, в зоне избыточного и достаточного увлажнения почв, встречается мощный лесной покров — тайга, которая к югу переходит в лиственный лес.

В этой зоне имеет место большое количество озер и заболоченных площадей, регулирующих сток воды. Эрозионная деятельность развита слабо, несмотря на то что почвы в основном состоят из лесных, подзолистых, легко поддающихся размыву.

Южнее, по мере перехода к зоне умеренного, а затем недостаточного увлажнения, лесной покров сменяется лесостепью и значительными площадями под сельскохозяйственными культурами. Количество озер и болот сокращается. Почвы от лесных переходят к серым лесостепным оподзоленным, а южнее — к черноземным.

В этих условиях эрозионная деятельность склонового стока активизируется, а на площадях, находящихся под сельскохозяйственными культурами, и в районах с возвышенным рельефом принимает большие, местами катастрофические размеры; происходит так называемая «ускоренная» эрозия, которая распространяется и на более южные зоны.

И, наконец, в засушливой степной зоне, особенно в юго-восточной ее части, потери влаги из почвы на испарение равняются осадкам, в результате чего питающие растения почвенные растворы поднимаются вверх, а травяной покров выгорает на солнце, что приводит к уничтожению почвенного покрова и образованию солончаков и подвижных песков.

В связи с уменьшением в данных условиях поверхностного стока эрозионная деятельность последнего затухает, ограничиваясь коротким периодом весеннего снеготаяния и прохождением интенсивных дождей ливневого характера.

Таким образом, интенсивность эрозии и зависящая от эрозии величина стока речных наносов, как будет показано ниже, увеличивается по направлению с севера на юг, т. е. в общем подчиняется закону географической зональности. На рис. 14 приведена схематическая карта ландшафтных зон с указанием возвышенностей и низменностей.

Хозяйственная деятельность человека. Из приведенных выше факторов, влияющих на интенсивность процессов склоновой эрозии, следует, что современное развитие ее связано со сложным комплексом природных особенностей.

Однако одним из главнейших условий «ускоренной» эрозии является хозяйственная деятельность человека. Многовековое капиталистическое использование производительных сил природы привело к уничтожению на значительной территории лесов под сельскохозяйственные угодья. Выгон скота и нерациональная обработка почв способствовали уничтожению почвенного покрова и образованию бросовых земель, а наличие дорог и межей между частными землевладениями вызывало развитие овражной эрозии.

Отсюда понятно, почему «ускоренная» эрозия в настоящее время наблюдается в наиболее обжитых районах Центрально-Черноземных областей, на Украине и юге СССР, в особенности на высоких побережьях таких крупных рек, как Дона, Волги, Оки, Днепра и др.

В связи с расширением посевных площадей, особенно в районах освоения целинных и залежных земель, приобретают важное народнохозяйственное значение противоэрозионные мероприя-

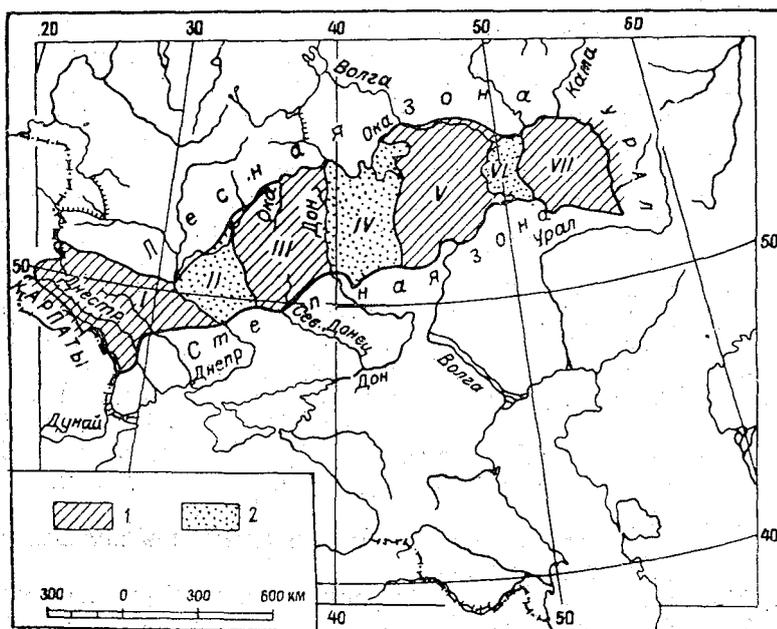


Рис. 14. Схема ландшафтного подразделения лесостепи Русской равнины (по Милькову).

Лесостепи западного (Днепровского) сектора: I — Вольно-Подольской возвышенности, II — Днепровской низменности. III — Средне-Русской возвышенности, IV — Окско-Донской низменности; лесостепи восточного (Волжского) сектора: V — Приволжской возвышенности. VI — Низменного Заволжья, VII — Высокого Заволжья. 1 — возвышенности, 2 — низменности.

тия, которые могут быть подразделены на агрокультурные, агротехнические и административно-хозяйственные.

Агрокультурные мероприятия сводятся к применению рациональной системы землепользования, соответствующей почвенным и климатическим условиям местности, в результате которой должна быть сохранена структурность почвы, устойчивая против эрозии. Не менее существенное значение в сохранности почв от эрозии приобретает поперечная вспашка на склонах вместо продольной. Поперечная пахота увеличи-

вае фильтрацию воды в почву и уменьшает скорости стекания ее со склонов. По данным Придеснянской опытной станции, при пахоте поперек склона величина смыва почвы снижается до 20 раз по сравнению с пахотой вдоль склона.

Агротехнические мероприятия включают в себя террасирование крутых, подверженных эрозии склонов, облесение склонов и откосов оврагов, крепление откосов и днища оврагов. При донной овражной эрозии в пределах ложино-суходольных звеньев гидрографической сети, помимо облесения склонов, необходимо устройство запруд, задерживающих сток воды и наносов. Создание подобных запруд (прудов) является одним из основных мероприятий по обводнению местности.

И, наконец, к административно-хозяйственным мероприятиям относятся: выявление наиболее угрожаемых в отношении эрозии районов, запрещение вырубki леса и кустарников на крутых склонах, запрещение выпаса скота на склонах, а иногда и прекращение посевов сельскохозяйственных культур до проведения мероприятий по террасированию склонов и пр.

Количественные показатели интенсивности склоновой эрозии. Учетом смыва почв на склонах советские исследователи начали заниматься примерно с 1920-х гг. К сожалению, до настоящего времени не установлена единая методика наблюдений, что снижает качество получаемых данных. Сводка натуральных наблюдений помещена в работах С. С. Соболева [62], Г. В. Лопатина [54], А. С. Козменко [45], [46] и других авторов, поэтому подробно останавливаться на результатах указанных исследований нет необходимости.

Рассмотрим кратко методы, применяемые при полевых исследованиях склоновой эрозии.

1. Метод, основанный на измерении по склону смытых слоев почв (А. М. Панков, П. Н. Шаврыгин, А. П. Шапошников и др.). Существенным недостатком этого метода является то обстоятельство, что при использовании его не всегда учитываются природные условия залегания по склону почвенного покрова, поэтому получаемые данные могут оказаться значительно преувеличенными. Кроме того, получаемые этим методом величины не дают представления о периоде времени, в течение которого происходил смыв.

2. Метод, основанный на измерениях объема вымоин (ручейков) на склонах (С. С. Соболев, А. С. Козменко и др.). К недостаткам этого метода относится неполный учет транзита материала, смытого с площади склона мелкоструйной эрозией, поэтому он преуменьшает смыв. Кроме того, может оказаться неучтенным частичное углубление промоин за прошлые периоды времени. При изложении этого метода авторы не упоминают об объеме весе почв, что весьма существенно при переходе от объема вымоин к весовому количеству смытого материала.

Этим же недостатком обладает учет смыва по промерам образовавшихся по склону ложбин.

3. Метод, основанный на измерении по склону (переносной водосливной рамкой) расходов стекающей воды и определении количества проносимых наносов (Я. В. Корнев, А. Д. Ивановский и др.). Этот метод, несмотря на некоторую трудоемкость, наиболее точно учитывает эрозию и дает возможность не только проводить наблюдения на всем протяжении склона, но и учитывать динамику явлений.

4. Учет эрозии на стоковых площадках и монолитах по существу является экспериментально-лабораторным. Он позволяет установить относительное влияние уклонов, характера почв, культур и других физико-географических факторов на процессы эрозии, но благодаря небольшим размерам площадок и монолитов не дает представлений об эрозии всего склона в природных его условиях. Последнее замечание необходимо учитывать при использовании данных, полученных этим методом.

Приведем некоторые данные полевых наблюдений над склоновым смывом почв, заимствованные у А. С. Козменко.

В 1935 г. Я. В. Корнев и А. Д. Ивановский замерили следующую мутность стекающей весенней воды при среднем уклоне пашни в 3,5%:

Расстояние от водораздела (м)	На водоразделе	280	315	415	450
Количество взвешенных частиц в воде (г/л)	1,1	1,5	2,2	4,56	7,28

Смыв почвы, определенный по размеру и числу промоин на озимом поле со средним уклоном в 5% при южной экспозиции, в 1940 г. оказался следующим:

Расстояние от водораздела (м)	100	200	300	400	500	600
Смыв почвы (т/га)	2,1	4,5	14,6	23,4	26,6	31,4

Среднее количество смытой почвы для всего склона равнялось 16,1 т/га.

Смыв, определенный Н. Я. Оринич тем же методом за весенний период с озимого поля, расположенного по правобережью р. Волги (1939 г.), дал величины, приведенные в табл. 4.

Ливневый смыв, по данным Новосильской опытно-овражной станции, измеренный тем же методом (1940 г.) при продолжительности ливня 40 мин. и слое осадков 54 мм (1,35 мм/мин) на пахотном склоне, характеризуется следующими данными:

Расстояние от водораздела (м)	50	100	200	300	400
Смыв почвы (т/га)	8,2	12,4	18,8	67,8	109,1

Таблица 4

Расстояние от водораздела (м)	Средний уклон участка	Величина смыва (т/га)
0—300	0,033	0
300—400	0,045	39,8
400—500	0,061	62,8
500—600	0,081	98,0
600—700	0,091	132,5
700—800	0,091	81,5
Среднее для всего склона	0,077	80,0

Смыв почвы в среднем для всего склона равнялся 50 т/га, что соответствует слою почвы 5 мм. Максимальная толщина смываемого слоя достигала 10 мм.

А. С. Козменко считает, что процесс смыва в условиях глубоко расчлененного рельефа на территории центральной лесостепи и в более южных засушливых районах достигает довольно значительных размеров от 20 до 30 т/га в год, а в отдельных случаях до 132 т/га.

При пересчете на высоту ежегодно смываемого слоя почвы А. С. Козменко полагает, что в сильно эродированных районах Европейской территории СССР слой смытой почвы достигает на приводораздельной части склона от 0,1 до 0,2 мм и в присетевой до 1—1,5 мм; последняя величина смыва уже отрицательно сказывается на ее плодородии.

Относя объем смытой почвы ко всему склону, получим среднюю величину смываемого слоя в год, равную 0,3—0,4 мм.

О распространении степени эродированности почв на отдельных участках территории дают некоторое представление следующие данные. По наблюдениям Новосильской опытно-овражной станции, Я. В. Корнева, С. И. Сильвестрова и др., на территории отдельных колхозов в Орловской, Тульской, Курской, Воронежской и других областях, отличающихся интенсивной эрозией, площадь участков, подверженных сильному смыву, составляет в среднем от 7 до 10% общей площади. В отдельных случаях процент увеличивается до 30.

Эти процентные соотношения показывают, что приведенные данные о склоновой эрозии нельзя обобщать на всю или на часть территории того или иного речного бассейна без введения поправки на незеродированные площади.

Г. В. Лопатин, основываясь на имеющихся материалах полевых наблюдений и экспериментальных данных, полученных на стоковых площадках и на монолитах, приводит следующую

сравнительную оценку эрозионных качеств водосбора с различным растительным покровом, грунтами и морфометрическими характеристиками склонов.

1. Влияние на эрозию растительного покрова (табл. 5).

Таблица 5

Состояние растительного покрова	Оценка эрозионных качеств	Состояние растительного покрова	Оценка эрозионных качеств
Распаханные склоны (пар)	1,0—0,8	Травяной покров:	
Травяной покров, выбитый пастбой скота	0,8—0,5	редкий	0,01—0,005
Пропашные культуры: кукуруза	0,6—0,5	густой	0,005—0,001
картофель и др.	0,5—0,2	Лес:	
Густопокровные культуры: зерновые и др.	0,2—0,1	редкий без лесной подстилки	0,10—0,01
люцерна, мятлик и др.	0,01—0,005	редкий с лесной подстилкой	0,005—0,001
Залежь	0,01—0,005	густой с лесной подстилкой	0,001—0,0001

2. Влияние на эрозию почво-грунтов:

Характер почво-грунтов	Каменистый	Песчаный	Супесчаный	Суглинистый	Глинистый (лёссовый)
Оценка эрозионных качеств	0,05—0,10	0,25	0,50	1,00	2,00

3. Влияние на эрозию комплексных характеристик склона и его географического расположения.

Оценка этой эрозионной характеристики Г. В. Лопатиным выражается следующим соотношением:

$$R = A\Delta h\varphi^{0,5}\Phi, \quad (1,3)$$

где R — вынос материала при склоновой и русловой эрозии с какого-либо сравнительно небольшого участка суши; A — коэффициент, зависящий от скорости инфильтрации, физических свойств почвы, продолжительности осадков и других факторов; Δh — среднее значение превышения водораздела над местным базисом эрозии; φ — густота сети водотоков, т. е. отношение длины всех поверхностных водотоков на рассматриваемой площади к величине этой площади; Φ — форма профиля склонов,

которая характеризуется следующими значениями: вогнутый профиль 0,75, однообразный 1,00 и выпуклый 1,25.

Приведенные Г. В. Лопатиным относительные показатели эрозии требуют уточнений. В частности, необходимо пересмотреть показатели, относящиеся к влиянию на эрозию различного вида сельскохозяйственных культур, так как в настоящее время применяются новые способы посадки культур и механизация обработки почв.

Исследования процессов оврагообразования имеют большую давность, однако до настоящего времени почти не имеется цифровых данных, характеризующих количество выносимого оврагами материала, несмотря на то, что эти выносы в отдельных случаях достигают колоссальных размеров, причиняя очень большой ущерб народному хозяйству.

Исследования Тульской гидрологической экспедиции, а также Новосильской опытно-овражной станции, проводимые в бассейне р. Красивая Меча, дают представление о площади, охваченной овражной эрозией, и интенсивности роста оврагов. Так, по приводимым А. С. Козменко сведениям, в результате этих исследований оказалось, что донный овражный размыв распространяется на 0,4% от всей площади водосбора, а склоново-овражный размыв — всего на 0,1%; для сильно эродированных районов площадь размыва может достигать 6%.

В среднем линейный прирост склонового и донного овражного размыва в течение года изменяется в пределах от 0,3 до 7 м.

§ 4. РАЙОНИРОВАНИЕ СКЛОНОВОЙ ЭРОЗИИ

Эрозионная карта Б. В. Полякова. Первая попытка осуществить распределение склоновой эрозии по Европейской территории СССР была предпринята Б. В. Поляковым в 1946 г.

В основу построенной им карты «средней эрозии почв» были положены данные о стоке воды, стоке наносов и уклонов рек, исходя из соотношения

$$R = f(Qi^n \alpha). \quad (1,4)$$

Это равенство переписываем в следующем виде:

$$\frac{R}{Qi^n} = \frac{\rho}{i^n} = k\alpha, \quad (1,5)$$

или

$$\alpha = \frac{\rho}{i^n k},$$

где R — сток наносов, Q — сток воды, i — средний уклон реки выше водпоста, n — показатель степени, принимаемый равным 0,5, $\rho = \frac{R}{Q}$ — относительное содержание наносов, или мутность

потока, k — коэффициент, равный 10^4 , α — эрозионный коэффициент.

Пользуясь данными о мутности и средних уклонах рек, Б. В. Поляков вычислил значения эрозионного коэффициента α

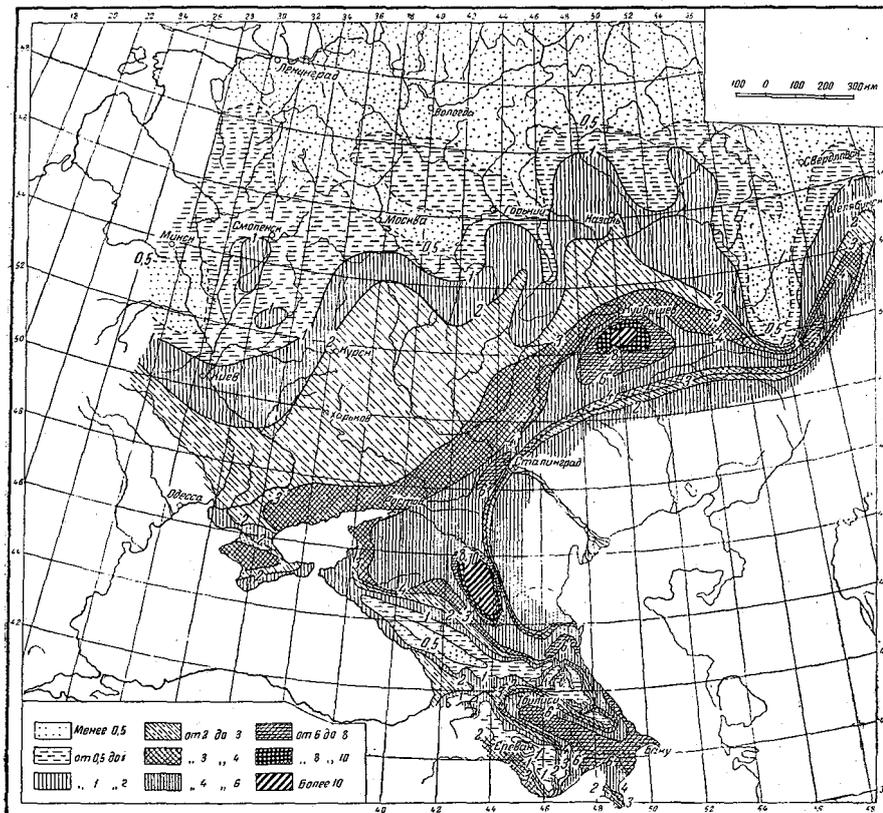


Рис. 15. Карта изолиний эрозионного коэффициента (по Б. В. Полякову).

и, нанеся их на карту, получил изолинии эрозионного коэффициента, изображенные на рис. 15.

Умножая полученные значения α на уклоны рек в степени 0,5 и расходы воды, деленные на соответствующие площади, он построил карту средней эрозии почв Европейской территории СССР, представленную на рис. 16.

Анализируя методику построения Б. В. Поляковым карты средней эрозии почв, необходимо отметить, что отождествление величины стока наносов, умноженной на средние уклоны рек, с происходящей на склонах эрозией почв является весьма

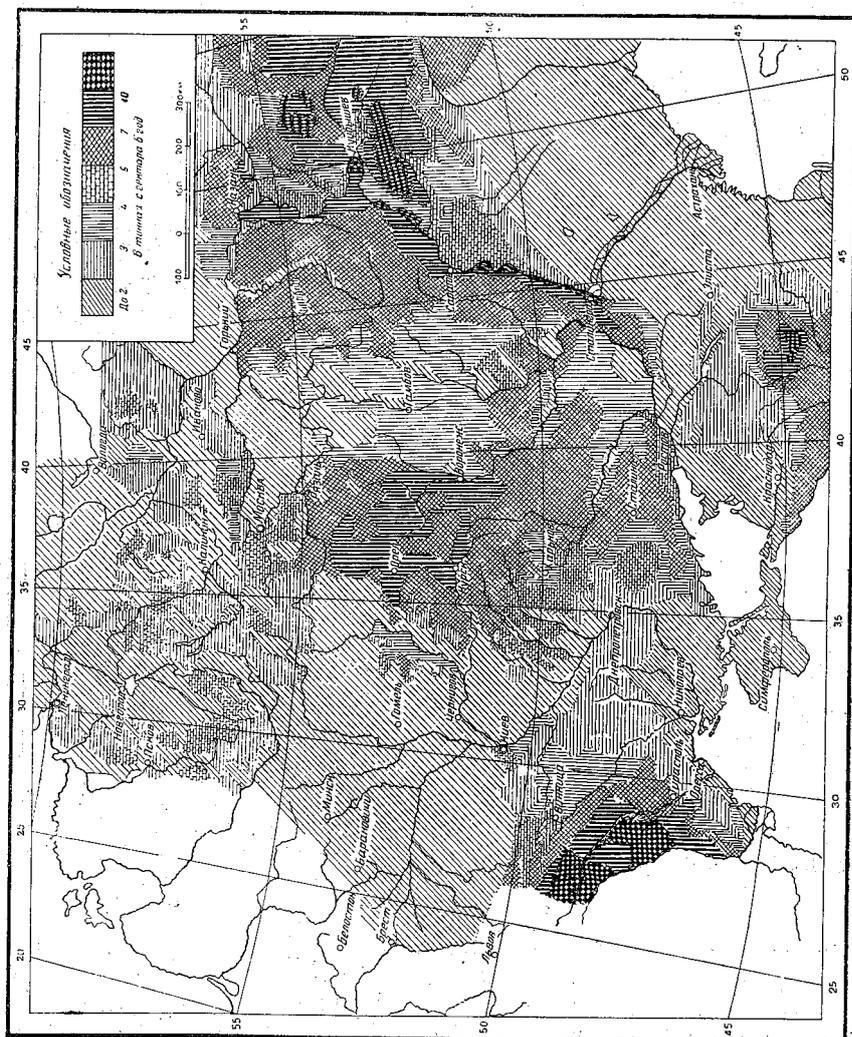


Рис. 16. Карта средней эрозии почв Европейской территории СССР (по Б. В. Полякову).

условным, так как эрозионным коэффициентом недостаточно учитывается целый ряд факторов, влияющих на проявление эрозии, а также аккумуляция продуктов эрозии у основания склонов и в пределах речной сети. К сожалению, количественное соотношение между склоновой эрозией и стоком наносов остается невыясненным до настоящего времени.

Несмотря на сделанные замечания, полученная Б. В. Поляковым карта средней эрозии почв в общих чертах качественно подтверждается последующими исследованиями.

Эрозионная карта С. С. Соболева. В 1948 г. С. С. Соболевым было произведено районирование склоновой и овражной эрозии на Европейской территории СССР.

В основу районирования были положены морфометрические данные (уклоны склонов, местные базисы эрозии), данные рекогносцировочных и стационарных эрозионных исследований, по стоку наносов и пр.

Эрозионная карта С. С. Соболева (рис. 17) характеризует относительную величину эрозии.

Исследования И. П. Герасимова, А. Ф. Гужевой и др. показали, что на карте С. С. Соболева недостаточно выделены районы современного развития эрозии на общем фоне распространения древней эрозионной сети. В частности, современное развитие овражности в пределах Средне-Русской возвышенности, по мнению указанных авторов, должно быть смещено в восточном направлении от линии Орел—Курск к правобережью рр. Дона, Воронежа и Калачевской возвышенности.

Таблица 6

Индексы размыва			Индексы смыва	
интенсивность	максимальная глубина (м)	максимальная ширина (м)	интенсивность	ширина смывной полосы по склону (м)
Весьма сильный . . .	до 20—30	до 50	Сильный	до 300
Сильный	10—15	30	Средней силы	100
Средней силы	5—8	до 15 (перывистая)	Слабый	50
Слабый	2—3	до 5—8 (редко)		

Эрозионная карта А. С. Козменко. А. С. Козменко в 1954 г. опубликовал карту районов эрозии лесостепной и степной зон Европейской территории СССР, между рр. Днестром и Волгой (рис. 18). К этой карте дана экспликация, поясняющая степень развития эрозии в различных звеньях гидрографической сети, в сокращенном виде приведенная в табл. 7, и характеристика градации размыва и смыва (табл. 6).

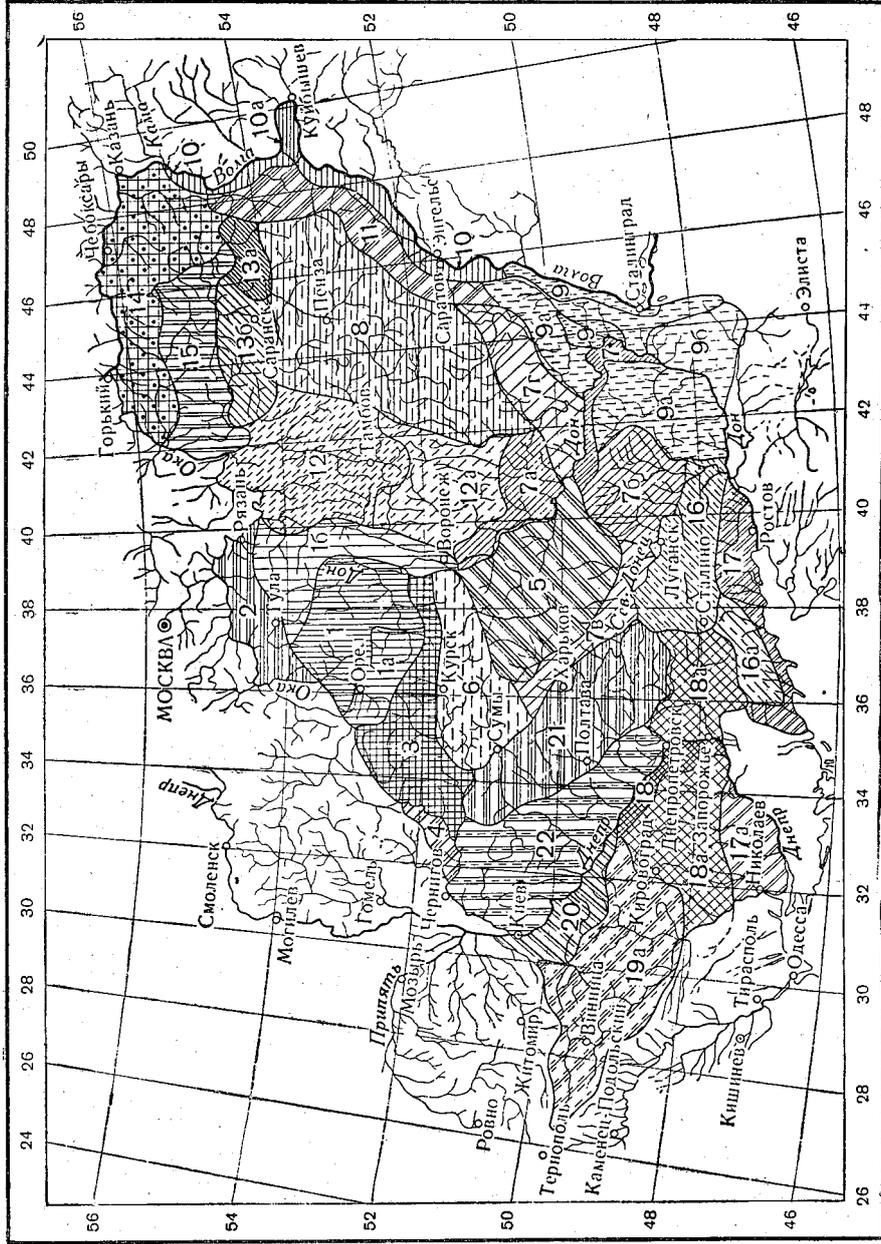


Рис. 18. Карта районов эрозии лесостепной и степной зон Европейской территории СССР между рр. Днестром и Волгой (по А. С. Козменко).

Таблица 7

№ эрозионного района по рис. 18	Эрозионная характеристика
1	Широкое развитие донного и берегового размыва и смыва, особенно сильного в нижних звеньях гидрографической сети; неразвитые почвы по солнечным склонам суходолов и долин
1a	Донный и береговой размыв и смыв средней силы, преимущественно в нижних звеньях
1б	Донный размыв средней силы в нижних звеньях; смыв слабый
2	Размыв донный и береговой средней силы; сильный смыв в нижних звеньях сети, широкое развитие форм третьей (послетретичной) эрозии
3	Слабый донный и береговой размыв, смыв средней силы в нижних звеньях цепи
4	Весьма сильный донный и береговой размыв, смыв сильный в суходолах, в остальных звеньях — средней силы
5	Весьма сильный смыв в суходолах, сильный и средней силы в лощинах; сильный концевой размыв в нижних звеньях, слабый донный в суходолах, средней силы в верхних звеньях сети. Широкое развитие неразвитых, щебенчатых почв (попелух)
6	Донный размыв и смыв средней силы преимущественно в нижних звеньях
7	Весьма сильный донный и концевой размыв, местами (в суходолах) сильный боковой размыв, смыв сильный в суходолах. Широкое развитие неразвитых почв в нижних звеньях, где имеются и следы третьей эрозии (донной и частично склоновой)
7a	Сильный донный размыв в суходольных звеньях; смыв средней силы; весьма сильный донный и береговой размыв в песчаных приречных левобережных участках
7б	Слабый донный размыв в лощинах; средней силы размыв в суходолах, смыв сильный в суходолах, средней силы в остальных звеньях
7в	Сильный донный размыв и смыв в нижних звеньях сети
7г	Слабый донный размыв и смыв в верхних звеньях, средний — в нижних звеньях
8	Слабый донный размыв и смыв
9	Весьма сильный донный, боковой, отвершковый размыв и подмыв и сильный смыв в нижних звеньях. Широкое развитие неразвитых почв на водоразделах и солнечных склонах суходолов. Широкое развитие донных форм третьей (послетретичной) эрозии
9a	Слабый донный размыв средней силы в нижних звеньях
9б	Весьма слабо развитая эрозия
10	Весьма сильный донный, боковой, концевой и отвершковый размыв. Подмывы в боках донных образований третьей (послетретичной) эрозии; сильный смыв вплоть до промоинного, широкое развитие неразвитых щебенчатых почв на склонах
11	Сильный донный и концевой размыв и сильный смыв в нижних звеньях сети

№ эрозионного района по рис. 18	Эрозионная характеристика
12	Весьма слабый размыв в суходольных звеньях, слабый смыв в нижних звеньях
12а	Слабый смыв и размыв в верхних звеньях, донный размыв и смыв средней силы в суходольных и долинных звеньях
13а	Средней силы донный и концевой размыв. Средней силы смыв в суходольных звеньях, преимущественно по солнечным склонам
13б	Средней силы донный размыв и слабый береговой в суходольных звеньях. Смыв сильный и средней силы преимущественно на солнечных склонах суходола и долин (средний и слабый по теневым); следы третьей эрозии в вершинах сети
14	Сильный донный, береговой и концевой размыв, сильный смыв в нижних звеньях
15	Донный размыв и смыв средней силы в суходольном звене
16	Весьма широкое развитие неразвитых щебенчатых почв, слабо выраженный донный размыв, сильный смыв в суходолах, долинах
16а	Широкое развитие неразвитых и смытых почв, сильный донный размыв в нижних звеньях
17	Средней силы донный размыв и смыв в присуходольных звеньях
17а	Слабое развитие эрозии
18	Сильное развитие донного концевого и бокового размывов, сильный смыв в нижних звеньях сети
18а	Донный размыв и смыв средней силы
19а	Сильный донный и концевой размыв и смыв в нижних звеньях
20	Весьма сильный донный, береговой и концевой размыв, широкое развитие малоразвитых и смытых почв в нижних звеньях
21	Сильное развитие донного и концевого размыва, смыв средней силы в суходольных звеньях
22	Слабо развитая эрозия

§ 5. РУСЛОВАЯ ЭРОЗИЯ

Русловая эрозия представляет собой врезание водотока в грунт (*глубинная эрозия*) и расширение или перемещение его в горизонтальном направлении (*боковая эрозия*).

Многие авторы к русловой эрозии относят глубинный и боковой размывы, происходящие в речных руслах как с постоянно, так и временно действующими водотоками, сюда же часто включают ручейковую и овражную эрозии.

Подобное обобщение не оправдывается динамикой эрозионных процессов, происходящих в природе. Прежде всего в условиях склоновой эрозии, а в некоторых случаях и донной овражной эрозии процессы размыва являются необратимыми, т. е. происходит постепенное врезание промоины в грунт, по мере чего происходит и ее расширение.

В постоянно действующих речных потоках процесс руслообразования является обратимым, т. е., по существу, происходит периодическое переформирование дна и берегов русла в пределах собственных русловых отложений, которые то размываются, то намываются. Исключением являются местные углубления русла, связанные с изменением базиса эрозии.

В верхних звеньях гидрографической сети, особенно в условиях горных рек, существует переходное звено от донной овражной эрозии к русловой, где происходит углубление русла и сохраняются при этом некоторые характерные черты, присущие рекам, а именно имеют место периодическое отложение в русле наносов, извилистость русла, наличие небольших пойменных участков и т. д.

Наблюдаются также характерные для русловой эрозии явления в ручьях, протекающих в твердых породах. В этом случае приносимые со склонов наносы образуют песчаную подстилку, в которой формируются свойственные речному руслу скопления наносов, извилины и пойменные участки. В данном случае ручьи являются как бы природной моделью речного русла с происходящими в нем деформациями.

Рассмотрим основные факторы, влияющие на эрозию (деформацию) речного русла и формы ее проявления.

Глубинная эрозия. Большинство равнинных рек на территории СССР достигло своего предельного равновесия, для которого характерно чередование впадин (плесов) и выступов (порогов, перевалов и перекатов). Последние образуются или за счет выходов на дно русла твердых неразмываемых коренных пород, или скоплений валунов и гальки, а также скоплений более подвижных песчаных наносов.

Изменение речного русла вызывается взаимодействием потока с подвижными песчаными отложениями. В этом двустороннем процессе взаимодействия в зависимости от скоростей потока происходит либо скопление наносов, либо размывание их. При скоплении наносов наблюдаются характерные для русла структурные формы наносных образований — осередки, побочки (прибрежные отложения), перекаты и др., которые в свою очередь оказывают влияние на распределение местных скоростей потока.

В реках в зависимости от водного режима происходят изменения поверхностного уклона и его скорости, оказывающие влияние на перераспределение наносных отложений. Так, например, на перекатных участках в период половодий происходит

уменьшение уклонов и скоростей потока по сравнению с плесовыми участками и, как следствие этого, наблюдается повышение дна переката. В меженный период уклоны увеличиваются и перекаты срабатываются.

Наибольшие изменения в речном русле происходят в период половодья. Расходы воды в эти периоды называют *руслообразующими*. При паводочных, или руслообразующих, расходах происходят интенсивные размывы берегов реки и изменения пойм, в прибрежных участках и в староречьях происходит отложение взвешенных наносов, образуются новые протоки, которые в отдельных случаях превращаются в рукава реки, а иногда и в основное русло. Прежнее русло постепенно отмирает и превращается в староречье.

В качестве показателя устойчивости речного русла В. М. Лохтиным был предложен так называемый *коэффициент устойчивости русла* в виде соотношения

$$k = \frac{d}{\Delta h}, \quad (1,6)$$

где d — средний диаметр донных наносов в метрах, Δh — падение реки в м/км.

М. А. Великанов предлагает характеризовать устойчивость русла безразмерным параметром

$$k = \frac{gd}{u^2}, \quad (1,7)$$

где g — ускорение силы тяжести, d — средний диаметр наносов, u — средняя скорость потока.

Коэффициент устойчивости русла может быть также выражен в виде отношения «предельной» скорости потока u_0 , при которой слагающие русло частицы наносов приходят в движение, к средней скорости u

$$k = \frac{u_0}{u}. \quad (1,8)$$

Глубинная эрозия в речных руслах, как отмечалось выше, может иметь место в верхних звеньях гидрографической сети, а также и на других участках в связи с изменением местных базисов эрозии, в результате создания на реках крупных водохранилищ, регулирующих сток воды.

Задержание водохранилищем высоких паводочных расходов снизит уровень воды на ниже лежащих от плотины участках, что скажется на величине подпора, оказываемого основной рекой на притоки. Благодаря понижению подпорного уровня скорости в устьевых участках притоков увеличатся, что повлечет за собой смыв отложений в основную реку.

В связи с задержанием в водохранилищах донных наносов в нижнем бьефе происходит углубление русла, которое может достигать значительных размеров и распространяться на далекое расстояние от плотины.

Наглядной иллюстрацией влияния понижения базиса эрозии на проявление глубинной эрозии может также служить углубление русла рек, впадающих в оз. Севан, вызванное понижением его уровня.

Наоборот, в верхних бьефах подпорных сооружений в связи с повышением уровня воды происходит отложение наносов и соответствующее повышение отметок дна русла, которое по мере заиления водохранилища распространяется далеко за пределы кривой подпора, создаваемого плотиной. Подобная же картина наблюдается и в устьях притоков, впадающих в водохранилище.

Боковая эрозия. Боковая эрозия проявляется в размыве берегов реки, в результате чего происходит расширение русла, меандрирование и блуждание его в собственных аллювиальных отложениях, слагающих пойму реки.

При боковой эрозии, как и во всех совершающихся в природе процессах, одни явления находятся во взаимной связи с другими. В данном случае активное воздействие на берега текущего потока, в частности волнения, и разрушающее действие льда сопровождаются размывом берегов, их обрушением и сползанием грунта с откосов, т. е. чисто эрозионные процессы сопровождаются явлениями денудации и коррозии.

Расширение русла рек связано прежде всего с сопротивляемостью размыву пород, в которых протекает река, и мощностью потока. Значительное расширение потока имеет место в устьевых участках рек.

Активными факторами боковой эрозии рек являются также кориолисовы и центробежные силы.

Кориолисовы силы в текущем потоке связаны с вращением земли. Благодаря кориолисовым силам русло речного потока в северном полушарии стремится перемещаться вправо, независимо от направления течения. Кориолисовы силы в боковой эрозии рек играют существенную роль не столько благодаря величине их, сколько в результате постоянства действия в определенном направлении на протяжении всей многовековой жизни реки. В результате действия этих сил наблюдается прижатие рек к крутым правым берегам.

Кориолисова сила выражается следующим равенством:

$$P_k = 2\omega ut \sin \varphi, \quad (1,9)$$

где ω — угловая скорость вращения земли (в радианах), равная $\frac{2\pi}{86400} = 0,000073$; u — средняя скорость потока; φ — широта местности, t — масса воды.

Наибольшее воздействие на размыв берегов рек оказывают центробежные силы, возникающие на поворотах русла.

Центробежная сила выражается равенством

$$P_{ц} = \frac{mu^2}{R}, \quad (1,10)$$

где u — средняя скорость потока, R — радиус закругления реки, m — масса воды.

Образующийся под воздействием кориолисовых сил поперечный поверхностный уклон воды приближенно равен

$$i_{пк} = \frac{2u\omega \sin \varphi}{g}, \quad (1,11)$$

а от центробежных сил

$$i_{пк} = \frac{u^2}{Rg}. \quad (1,12)$$

Под влиянием сложного комплекса усилий в потоке возникают поперечные течения, направленные в поверхностных слоях

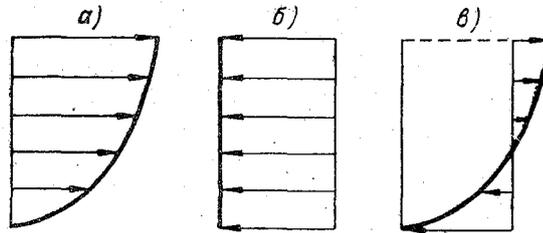


Рис. 19. Схема действия поперечных сил на закруглении русла.

a — эпюра распределения по вертикали сил, вызванных центробежными ускорениями; $б$ — эпюра распределения сил, вызванных избыточным давлением от поперечного уклона поверхности воды; $в$ — результирующая эпюра сложения поперечных сил.

потока в сторону действия силы, а в донных слоях в обратную сторону (рис. 19). В результате сложения поперечных и продольных скоростей возникает винтообразная циркуляция, охватывающая все или часть живого сечения потока.

Для определения величины поперечных составляющих скорости рядом ученых предложены зависимости, во многих случаях подтвержденные натурными наблюдениями.

Влияние циркуляционных течений на формирование речного русла имеет существенное значение. При этом необходимо учитывать, что возникновение в реках циркуляционных течений связано не только с центробежными и кориолисовыми силами, но



Рис. 20. План меандрирующего участка реки.

и с рядом других причин как, например, наличием пойм, слиянием в одно русло двух протоков, наличием в реке осередков, местных расширений русла и т. д.

Под влиянием циркуляционных течений происходят размывы берегов и увеличивается кривизна излучин с превращением их в форму меандр (рис. 20), которые постепенно меняют свое положение, что видно по наблюдающимся на пойме следам ранее существовавших направлений русла.

С циркуляционными течениями и изменением их направления вследствие чередования поворотов русла связано образование наносных отложений в виде прибрежных кос и побочней, образующих перекаты.

Н. Н. Жуковский, производивший весьма обстоятельные исследования циркуляционных течений на р. Волге, указывает на наличие промежуточных циркуляций, возникающих преимущественно у дна и имеющих направление, противоположное главным циркуляциям.

Возникновение отдельных, изолированных между собой циркуляционных течений, по данным исследований Н. Н. Жуковского, особенно часто наблюдается на расширениях перекатных участков рек с ясно выраженным неравномерным движением потока.

Роль размыва берегов в формировании речных наносов особенно велика при наличии значительных скоростей течений рек и при слабой устойчивости размыву грунтов, слагающих их берега. В качестве примера рек с сильным размывом берегов можно привести рр. Аму-Дарью, Куру и др.

На р. Аму-Дарье подмывы и обрушения берегов, называемые *дейгиш*, нередко носят катастрофический характер. Они ежегодно разрушают огромные участки прибрежных территорий.

Размыв берегов происходит особенно активно в половодье при выходе воды на пойму; при этом смытый грунт берегов и выносы из прибрежных оврагов состоят из относительно крупных наносов, которыми в основном заполняются русла рек. Так образуются подвижные скопления песка, из которых формируются острова, отмели, заструги и перекаты и которыми заносятся протоки и староречья.

В результате перемывания русловых отложений более мелкий материал взвешивается в потоке и проносится транзитом к устью рек, где и отлагается, образуя речные дельты.

В горных реках при передвижении донных наносов происходит истирание движущихся наносов о неподвижные частицы, находящиеся на дне потока. В результате истирания донные наносы мельчают и принимают округлую форму, а продукты истирания захватываются потоком и тем самым способствуют увеличению количества взвешенных наносов.

ГЛАВА II

ДВИЖЕНИЕ РЕЧНЫХ НАНОСОВ

§ 6. ОСНОВНЫЕ ОПРЕДЕЛЕНИЯ И ХАРАКТЕРИСТИКИ РЕЧНЫХ НАНОСОВ

Речные наносы в зависимости от характера движения в речном потоке делятся на взвешенные и донные, или влекомые. Однако такое деление по существу можно считать условным, поскольку все передвигаемые потоком наносы в отдельные моменты времени в зависимости от крупности частиц и скорости потока или находятся во взвешенном состоянии, или, подпрыгивая, перекатываются по дну.

Перекатывающиеся и подпрыгивающие со дна крупные частицы могут достигать значительной высоты (по терминологии В. Н. Гончарова — «потолка взвешивания»); после чего снова падают на дно, а более мелкие частицы, подхваченные со дна течением, переносятся во взвешенном состоянии на значительные расстояния.

Концентрация крупных частиц увеличивается от поверхности ко дну, тогда как мелкие частицы распределены по глубине потока более равномерно. В отдельных случаях насыщенность потока наносами вблизи дна достигает такой величины, при которой движение наносов представляет подобие движения разжиженной массы грунта, сползающей со склонов во время интенсивных ливней или снега в метель по поверхности сугробов.

Анализ гранулометрического состава наносов в реках дает возможность установить физически более обоснованное деление речных наносов на транзитные и руслоформирующие.

Более мелкие частицы наносов в основной своей массе проносятся рекой транзитом к устью, тогда как движение крупных частиц в зависимости от гидравлических условий потока происходит периодически, от одного участка реки к другому, где они задерживаются иногда на длительный период времени, после чего при изменившихся гидравлических условиях потока опять приходят в движение. При интенсивном движении донных нано-

сов образуются как местные размывы русла, так и отложения в виде побочней, перекаатов, осередков и пр.

В переформировании русла участвуют и более мелкие частицы наносов, отлагаясь в застойных зонах, в пределах устьевых участков, в верхних бьефах плотин и пр.

К руслоформирующим наносам в зависимости от физико-географических условий бассейна и характера речного потока могут быть отнесены частицы диаметром более 0,05—0,10 мм. Соответственно к транзитным могут быть отнесены частицы диаметром менее 0,05—0,10 мм.

Поскольку в практике измерений и при теоретических расчетах движения наносов пользуются определениями «взвешенные» и «донные» наносы, в дальнейшем изложении будем придерживаться именно этих установившихся определений, имея в виду, что значительная масса взвешенных наносов является транзитной, а донных — руслоформирующей.

Количество проносимых рекой наносов в единицу времени через поперечное сечение потока называется *расходом наносов* и обозначается для взвешенных наносов буквой *R*, а для донных наносов буквой *G*. Расходы наносов выражаются в *кг/сек*.

Суммарное количество проносимых рекой наносов, отнесенное к какому-то периоду времени (месяцу, году и т. д.), называется *стоком наносов* и измеряется в тоннах.

Сток наносов характеризуется средним расходом наносов за месяц, год или ряд лет; в последнем случае расход называется средним многолетним.

В отдельных случаях сток наносов относят к единице площади бассейна, а полученный результат, по аналогии со стоком воды, называют *модулем стока* наносов, который выражают в тоннах с 1 км^2 за избранную единицу времени.

Применение к стоку наносов термина «твердый сток», как это часто употребляется в гидрометрии, является неудачным, поскольку в это понятие включаются минеральные и органические частицы, а также растворенные в воде органические и неорганические вещества, находящиеся в коллоидальном и ионно-молекулярном состоянии. Учет последних составляет самостоятельную задачу, которая здесь не рассматривается.

Сток растворенных веществ в реках колеблется в ту или иную сторону в зависимости от минерального состава почв и подстилающих пород.

Количество наносов, содержащихся в единице объема воды, называется *мутностью воды*. Этот термин обычно применяется в гидрометрии, хотя по существу понятие «мутность» характеризует оптические свойства воды, т. е. степень ее прозрачности, меняющейся не только от содержащихся в ней минеральных частиц, но и от гумусовых и прочих растворенных соединений. Таким образом, под «мутностью» будем понимать «насыщенность» потока наносами.

Мутность воды обозначается буквой ρ и выражается в $г/м^3$ или в $мг/л$.

Если в живом сечении потока известен расход наносов R и расходы воды Q , то средняя мутность в живом сечении может быть получена из равенства

$$\rho_{\text{ср}} = \frac{1000R}{Q} \text{ г/м}^3, \quad (2,1)$$

где R — расход наносов в $кг/сек$, Q — расход воды в $м^3/сек$.

Если мутность определяется в отдельных точках потока, то она выражается отношением веса наносов в пробе P_n в граммах к объему воды в пробе A в $мл$. В этом случае мутность будет равна

$$\rho = \frac{P_n \cdot 10^6}{A} \text{ г/м}^3. \quad (2,2)$$

Часто мутность выражается отношением веса наносов в пробе P_n в миллиграммах к объему воды A в литрах. В этом случае

$$\rho = \frac{P_n}{A} \text{ мг/л}. \quad (2,3)$$

Выражения мутности в $мг/л$ и в $г/м^3$ численно равны между собой.

В потоках, сильно насыщенных наносами, какими являются селевые потоки, объемный вес воды с наносами значительно отличается от объемного веса ее в обычных речных условиях и определяется равенством

$$\gamma_c = \alpha \gamma_n + (1 - \alpha) \gamma_v \text{ т/м}^3$$

или

$$\gamma_c = \gamma_v + \alpha (\gamma_n - \gamma_v) \text{ т/м}^3 \quad (2,4)$$

где α — объем наносов (в плотном теле), содержащихся в $1 м^3$ селевого потока; $(1 - \alpha)$ — объем чистой воды в $1 м^3$ селевого потока; γ_c — вес единицы объема селевой массы; γ_n — вес единицы объема наносов (в плотном теле); γ_v — вес единицы объема воды.

Значение α может быть представлено в виде отношения

$$\alpha = \frac{\rho}{\gamma_n}.$$

Подставляя значение α в уравнение (2,4), получим

$$\gamma_c = \gamma_v + \frac{\rho}{\gamma_n} (\gamma_n - \gamma_v),$$

или

$$\gamma_c = \gamma_v + \rho \left(1 - \frac{\gamma_v}{\gamma_n} \right), \quad (2,5)$$

откуда

$$\rho = \frac{\gamma_c - \gamma_v}{1 - \frac{\gamma_v}{\gamma_n}} \text{ т/м}^3 \quad (2,6)$$

В селевых потоках объемное содержание наносов (α) может изменяться в весьма широких пределах — от 20 до 60%. При этих условиях объемный вес селевой массы, согласно уравнению (2,4), будет соответственно равняться 1,33 и 1,99 т/м³, считая объемный вес наносов (в плотном теле) $\gamma_n = 2,65 \text{ т/м}^3$. Откуда, пользуясь уравнением (2,6), находим мутность селевого потока (в т/м³) при объемном содержании наносов в 20% $\rho = 0,53 \text{ т/м}^3$ и при 60% $\rho = 1,59 \text{ т/м}^3$.

В обычных речных потоках мутность изменяется от нескольких десятков граммов до десятка килограммов на 1 м³.

Для характеристики крупности речных наносов применяются следующие шкалы:

1) для взвешенных наносов (табл. 8).

Таблица 8

Гравий	Песок			Пыль		Ил		Глина
	крупный	средний	мелкий	крупная	мелкая	крупный	мелкий	

Диаметр частиц (мм)

>1,0	1,0—0,5	0,5—0,20	0,20—0,1	0,1—0,05	0,05— 0,01	0,01— 0,005	0,005— 0,001	<0,001
------	---------	----------	----------	----------	---------------	----------------	-----------------	--------

При сокращенном анализе минимальная фракция ограничивается крупностью < 0,01 мм; в отдельных случаях < 0,05 мм; 2) для донных наносов и отложений (табл. 9).

Таблица 9

Галька и крупный гравий	Гравий		Песок			Пыль и ил	
	средний	мелкий	крупный	средний	мелкий	крупная пыль	мелкая пыль и ил

Диаметр частиц (мм)

>5	5,0—2,0	2,0—1,0	1—0,5	0,5—0,20	0,20—0,1	0,10—0,05	<0,05
----	---------	---------	-------	----------	----------	-----------	-------

Если в смеси встречаются более крупные наносы, тогда шкала дополняется (табл. 10).

Таблица 10

Валуны	Галька			Гравий крупный
	крупная	средняя	мелкая	
Диаметр частиц (мм)				
>100	100—50	50—20	20—10	10—5

Встречающиеся в составе донных отложений отдельные, более крупные валуны в шкалу не включаются, а отмечаются в примечании к шкале с указанием диаметров по двум нормальным осям.

Относительное содержание в смеси наносов той или иной фракции определяется в процентах от общего веса взятой пробы (навески).

Для характеристики средней крупности смеси наносов вычисляется средний взвешенный размер (диаметр) частиц по формуле

$$d_{\text{ср}} = \frac{\sum d_i p_i}{100}, \quad (2,7)$$

где d_i — средняя арифметическая крупность данной фракции, p_i — процентное содержание (по весу) этой фракции.

Для минимальной фракции взвешенных наносов среднее арифметическое значение диаметра подсчитывается, исходя из нижнего предела в 0,001 мм, соответствующего максимальной крупности коллоидальных частиц. Для донных наносов и донных отложений за минимальную крупность принимается диаметр частиц в 0,01 мм.

Средняя арифметическая крупность наивысшей фракции, если другого критерия не имеется, условно принимается равной диаметру частицы, относящемуся к нижнему пределу этой фракции, обозначенному на шкале знаком >.

Для сравнительной характеристики гранулометрического состава наносов отдельных рек или различных участков одной и той же реки широко применяются так называемые *интегральные кривые* состава наносов.

При построении интегральных кривых гранулометрического состава наносов на оси абсцисс откладываются диаметры частиц в соответствии с принятым подразделением их на фракции, а на оси ординат последовательно суммируемые проценты содержания отдельных фракций. Соотношение горизонтального и вертикального масштабов принимается с таким расчетом, чтобы построенная кривая вписывалась в квадрат.

Средний диаметр смеси наносов, как было предложено Г. В. Лопатиным, может быть примерно определен соотношением

$$d_{\text{cp}} = \frac{a}{a+b} D, \quad (2,8)$$

где a — площадь графика, ограниченная осью ординат, верхней стороной квадрата и данной кривой; $a+b$ — площадь всего квадрата, равная единице; D — наибольший диаметр смеси.

Если в смеси наносов имеется большой диапазон фракций с преобладанием мелких частиц, то при построении кривой вместо обычной шкалы удобно пользоваться логарифмической.

При определении геометрических размеров (диаметров) мелких частиц, а также при расчетах движения и осаждения в потоке взвешенных наносов большое значение приобретает так называемая гидравлическая крупность наносов.

Гидравлической крупностью называется скорость равномерного падения частиц в стоячей воде.

Связь между «гидравлическими» и «геометрическими» размерами мельчайших частиц наносов теоретически установлена Стоксом в 1861 г. Стокс, исходя из условий равномерного падения шара в вязкой жидкости, получил выражение для сопротивления W , прямо пропорциональное скорости падения, в виде следующего уравнения:

$$W = 6\pi r \mu \omega, \quad (2,9)$$

где ω — скорость падения шара в стоячей воде, r — радиус шара, μ — коэффициент вязкости.

Вместо коэффициента вязкости μ часто пользуются так называемым «кинематическим» коэффициентом вязкости ν , который равняется

$$\nu = \frac{\mu}{\delta},$$

где δ — плотность жидкости. Значение коэффициента вязкости для воды меняется с изменением температуры в следующем порядке:

Температура (град.)	5	10	12	15	20	30
ν	0,0152	0,0131	0,0124	0,0114	0,0101	0,0081

При равномерном падении шара в спокойной воде возникающее сопротивление должно быть приравнено действующей на шар силе тяжести, равной

$$P = \frac{4}{3} \pi r^3 (\delta_{\text{н}} - \delta_{\text{в}}) g, \quad (2,10)$$

где δ_n — плотность вещества шара, δ_b — плотность воды, g — ускорение силы тяжести.

Из равенства

$$6\pi r\mu w = \frac{4}{3} \pi r^3 (\delta_n - \delta_b) g$$

получаем скорость падения шара, или гидравлическую крупность наносов, в виде уравнения Стокса

$$w = \frac{2r^2 g}{9\nu} \left(\frac{\delta_n}{\delta_b} - 1 \right). \quad (2,11)$$

Уравнение Стокса, выведенное в предположении того, что сопротивление падающей частицы пропорционально первой степени скорости, справедливо лишь для весьма малых размеров частиц ($d < 0,125$ мм).

В этом случае происходит безотрывное обтекание жидкостью падающей в ней частички, что соответствует ламинарному движению потока, в котором сопротивления пропорциональны первой степени скорости.

Напомним, что переход от ламинарного движения жидкости к неустойчивому, а затем к турбулентному движению характеризуется безразмерным числом Рейнольдса

$$Re = \frac{Ru}{\nu}, \quad (2,12)$$

где R — гидравлический радиус, u — средняя скорость потока, ν — кинематический коэффициент вязкости.

Для случая равномерного падения частичек наносов в спокойной воде значение R принимается равным радиусу частичек r , а скорость потока u равной гидравлической крупности w , т. е.

$$Re_r = \frac{wr}{\nu}. \quad (2,13)$$

Экспериментальными исследованиями М. А. Великанова и А. П. Зегжда установлено, что справедливость применения формулы Стокса определяется числом Рейнольдса $Re_r < 2,0$.

При числе Рейнольдса в пределах $2,0 < Re_r < 300$, что соответствует диаметру частиц от 0,125 до 2,0 мм, плавное обтекание потоком частичек периодически нарушается благодаря образующимся в тыловой их части завихрениям жидкости, т. е. обтекание принимает неустойчивый характер, свойственный переходной области от ламинарного движения потока к турбулентному.

При $Re_r > 300$, что соответствует диаметру частиц $d > 2,0$ мм, завихрение жидкости за падающими частицами принимает устойчивую форму, последнее, собственно, и определяет квадратич-

ный закон сопротивления, характеризующий турбулентный поток.

В этих условиях вязкость воды, а следовательно, и температура ее на скорость падения частичек влияния не оказывает.

Экспериментальное определение шкал гидравлической крупности производилось рядом исследователей. Наиболее полные исследования как по диапазону крупности частиц, так и по влиянию температуры воды на скорость осаждения частиц произведены в 1935 г. Б. В. Архангельским.

Шкала Архангельского представлена в табл. 11.

Таблица 11

Диаметр частиц (мм)	Гидравлическая крупность w см/сек			Диаметр частиц (мм)	Гидравлическая крупность w см/сек		
	$t = 10^\circ$	$t = 15^\circ$	$t = 20^\circ$		$t = 10^\circ$	$t = 15^\circ$	$t = 20^\circ$
0,001	0,000049	0,000056	0,000064	0,20	1,51	1,70	1,81
0,005	0,00124	0,00141	0,00160	0,30	2,76	3,21	3,37
0,01	0,00494	0,00565	0,00641	0,40	3,99	4,61	4,85
0,02	0,0198	0,0223	0,0256	0,50	5,26	5,67	5,88
0,05	0,124	0,141	0,160	0,75	8,11	8,58	8,95
0,10	—	(0,57)	—	1,00	10,63	11,15	11,66

Приведенные в табл. 11 значения могут быть рекомендованы в качестве расчетных при решении ряда практических вопросов, связанных с осаждением в потоке взвешенных наносов.

Для разделения мелких наносов на фракции в условиях лабораторий применяются шкалы Стокса, Озеена, Крауса, Архангельского, Хазена и Сабанина.

Для сопоставления этих шкал в табл. 12 приведены значения гидравлической крупности w (в см/сек), полученные различными авторами.

Таблица 12

Диаметр частиц (мм)	Стокс $t = 15^\circ$	Озеен $t = 15^\circ$	Краус $t = 15-17^\circ$	Архангельский $t = 15^\circ$	Хазен $t = 10^\circ$	Сабанин $t = 15-17^\circ$
0,05	0,196	0,195	—	0,141	0,290	0,200
0,02	0,031	0,030	0,022	0,022	0,062	—
0,01	0,00785	0,0077	0,0055	0,0056	0,0154	0,0199
0,005	0,00196	0,00195	0,00139	0,00141	0,00385	0,00046
0,002	0,000314	0,00030	0,00028	—	0,00062	—
0,001	0,000078	0,000077	0,000069	0,000056	0,000154	0,00116

Таблица 12 показывает, что значения гидравлической крупности частиц, по Стоксу и Озеену, близки между собой; по Архангельскому и Краусу значения несколько ниже, чем по Стоксу и Озеену; по Хазену завышены и, наконец, по Сабанину, для частиц крупностью 0,005 и 0,001 мм явно ошибочны.

В ГГИ в 1935 г. В. А. Грунической были проведены исследования точности анализа методом пипетки при использовании различных шкал.

Исследования производились с песчано-пылеватыми и пылевато-иловатыми образцами, взятыми из буровой скважины в районе Мурманска. При этом результаты анализа проверялись при помощи микроскопа, определялся действительный диаметр частиц и подсчитывалось их процентное содержание в навесках каждой фракции.

Это исследование показало, что шкалы Стокса, Крауса и Архангельского (близкая к шкале Крауса) дают в пределах точности анализа практически равноценные результаты, тогда как шкала Хазена дает завышенные значения скорости падения частиц.

Учитывая, что шкала Стокса основывается на теоретически полученной зависимости, она была принята для пипеточного метода, а для фракциометра (для более крупных частиц) — шкала, близкая к шкале Архангельского. В результате для лабораторного анализа при $t=15^\circ$ принята шкала ГГИ, приведенная в табл. 13.

Таблица 13

Диаметр частиц (мм)	Скорость падения частиц (см/сек)	Диаметр частиц (мм)	Скорость падения частиц (см/сек)
0,001	0,00008	0,1	0,80
0,005	0,0021	0,2	2,10
0,01	0,008	0,5	6,10
0,05	0,21	1,0	10,0

Исследование влияния формы частиц на скорость их осаждения (см/сек) было произведено Д. Я. Соколовым для песчаных частиц диаметром от 0,40 до 3,5 мм (табл. 14).

Исследования А. П. Зегжда, проведенные для очень малых частиц, меньше 0,125 мм, показали, что скорость падения шара равновелика скорости для шарообразных частиц, что подтверждает возможность использования для наносов малых диаметров (< 0,10 мм) формулы Стокса.

Осаждение в воде коллоидальных частиц крупностью < 0,001 мм происходит весьма медленно, что объясняется так называемым «броуновым движением», иначе говоря, беспорядоч-

Таблица 14

Диаметр частиц (мм)	Гидравлическая крупность w см/сек при различной форме частиц			
	многогранная	округленная	удлиненная	пластинчатая
0,40	4,70	5,10	5,40	—
0,70	9,70	11,10	10,50	—
0,90	11,80	12,50	11,50	8,8
1,25	13,10	14,80	13,30	9,6
2,25	19,60	21,40	16,70	12,30
2,75	19,96	22,11	19,00	13,05
3,50	22,90	25,40	19,30	14,60

ным перемещением частиц в воде в резко меняющемся направлении, а также в результате наэлектризованности частиц при соприкосновении с водой, что вызывает взаимное их отталкивание.

Вследствие медленного осаждения и трудности отделения от воды коллоидальные частицы в значительной своей части остаются неучтенными.

§ 7. ДВИЖЕНИЕ ДОННЫХ НАНОСОВ

Характер передвижения донных наносов зависит от крупности частиц, их положения на дне и гидравлических условий речного потока.

Лабораторными и полевыми наблюдениями установлено, что находящиеся на дне потока наносы начинают передвигаться после того, как воздействующие на них скорости потока достигают предельной величины, при которой частицы теряют свое устойчивое положение на дне и срываются с места.

Естественно, что вначале начинают передвигаться те частицы, которые выступают над поверхностью дна и таким образом в большей степени подвергаются непосредственному воздействию потока. Характер сдвига со дна частиц особенно наглядно наблюдается на примере галечных наносов.

Лежащие на дне частички наносов, в данном случае гальки, в значительной своей массе в какой-то степени перекрыты соседними гальками или занесены промежуточным, более мелким материалом (песком).

В связи с тем, что с увеличением скорости потока происходит смыв со дна вначале более мелких наносов, крупные частицы постепенно обнажаются и подвергаются воздействию обтекающего их потока. Образующиеся при этом завихрения потока способствуют дальнейшему выносу мелких частиц и возникновению подъемных усилий, облегчающих сдвиг галек.

Перед началом движения гальки начинают вибрировать, вращаться на месте, а затем, становясь как бы невесомыми, внезапно срываются и, скользя и подпрыгивая, продолжают свое движение, пока не застрянут между другими гальками или пока скорости потока будут недостаточными для их дальнейшего передвижения. В результате того, что вначале происходит смыв со дна более мелких наносов, русло реки оказывается постепенно покрытым оставшимися на месте более крупными частицами. Подобное явление наблюдается после прохождения паводков в руслах, сложенных песчано-галечными отложениями, и при размыве русел рек ниже гидротехнических сооружений.

Песчаные гряды. Характерным для передвижения песчаных наносов является формирование их в виде гряд, образующих рельеф речного русла.

Поскольку движение наносов в форме гряд имеет большое практическое значение как для методики учета наносов, так и для формирования речного русла, необходимо этот вопрос осветить несколько подробнее.

Образование волнообразных поверхностей наблюдается на разделе двух сред, движущихся с различными скоростями, как, например, воздуха и песчаных барханов, воды и гряд на поверхности речного дна. Однако механизм образования барханов и гряд до настоящего времени точно не установлен. Предполагается, что образование подобных форм связано с воздействием на поверхность подвижного песка крупномасштабных пульсаций, свойственных турбулентному движению воздушных и водных масс.

Исследования, произведенные автором в 1935 г. в лаборатории Всесоюзного научно-исследовательского института гидротехники (ВНИИГ), показали, что при ровном песчаном дне лотка в начале движения отдельных песчинок наблюдается их остановка в определенных местах лотка примерно через 20 см. В результате скопления песчинок образовывались небольшие поперечные валики, непосредственно за которыми постепенно происходили размывы песка, являющиеся началом формирования гряд с характерным для них пологим верховым откосом, плавно переходящим к гребню, и обрывистым крутым вогнутым откосом к подвалю.

Таким образом, эти наблюдения и наблюдения других авторов указывают на то, что зарождение гряд является следствием периодической пульсации скорости потока вдоль лотка, благодаря которой происходит уменьшение донных скоростей в одном месте и увеличение в другом.

Образующийся на гребне гряды срыв струй потока сопровождается уполаживанием поверхности гряды и появлением в подвалю гряды водяных вальцев с горизонтальной осью вращения, которые, как показали наблюдения, занимают примерно 15% длины взбега последующей гряды.

Струи потока, перекрывая область вальца, соприкасаются с поверхностью взбега последующей гряды и благодаря увеличению скорости по мере приближения к гребню гряды смывают с ее поверхности частицы наносов.

Смытые частицы, не задерживаясь на гребне гряды, скатываются по крутому откосу подвалья и поддерживаются на откосе обратным донным течением вальца. В результате происходит медленное поступательное передвижение гряд в целом. Скорость передвижения гряды зависит от скорости потока или от количества смытых частиц песка с ее поверхности. Помимо того, на скорость перемещения гряд влияет их размер, т. е. чем больше гряды, тем медленнее ее поступательное движение.

Наличие вальца вызывает не только формирование подвалья гряды, но и взмучивание со дна мельчайших частиц наносов, которые выносятся за пределы вальца и частично откладываются на крутом откосе гряды. При увеличении скорости потока часть донных песчаных наносов, смытых с гребня гряды, минуя подвалье, перебрасывается на поверхность нижележащей гряды, а часть переходит во взвешенное состояние. В этой стадии, образно выражаясь, гряды «дымят».

В процессе движения гряд происходит их дробление на более мелкие. Так, например, во время опытов одна гряда в течение двух часов распалась на три гряды, при этом нарушилось правильное их очертание.

При более крупном и однородном составе песчаных наносов дробление гряд не наблюдалось. Наоборот, при значительных скоростях потока происходило вначале удлинение гряд, а затем

Таблица 15

Скорость воды u м/сек	Высота гряд h см	Длина гряд l см	Уклон поверхности гряды I	Скорость передвижения гряд v мм/сек	Расход наносов q $\frac{см^3}{м/сек}$	Примечание
0,20	—	—	—	—	—	Начало движения
0,27	1,50	22,5	0,068	0,062	0,086	Песок движется без отрыва от поверхности гряды
0,29	1,21	27,4	0,045	0,083	0,124	
0,31	1,72	32,9	0,054	0,086	0,135	
0,33	1,35	27,8	0,049	0,201	0,253	
0,35	2,12	30,3	0,070	0,203	0,418	Происходит частичное взвешивание наносов
0,37	1,19	23,0	0,052	0,407	0,481	
0,41	1,26	39,4	0,032	0,768	0,984	Происходит нарушение очертания формы гряд

смыв гребня и завал наносами подваля. Явление смыва гряд в отдельных случаях происходило настолько интенсивно, что гряды совершенно исчезали, а песок, переходя во взвешенное состояние, настолько увеличивал насыщенность придонных слоев потока, что терялась резкая граница между потоком и руслом.

В табл. 15 указаны некоторые числовые значения, характеризующие размеры и движение гряд при глубине воды в лотке 26 см и средней крупности песка $d=0,24$ мм.

При повышении скорости до $u_{ср}=0,65$ м/сек гряды совершенно размывались. Таким образом, при скорости в 2 раза больше начальной начинался размыв гряд, а при скорости, превышающей начальную в 3 раза, гряды совершенно исчезали.

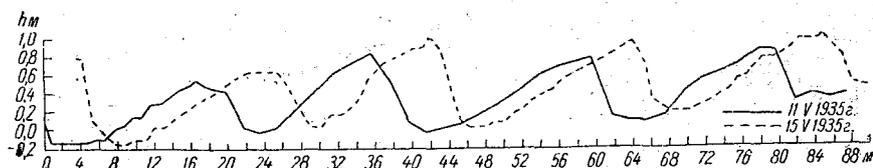


Рис. 21. Продольный профиль перемещающихся гряд в русле р. Волги.

При более крупных наносах ($d=0,80$ мм) наблюдалось увеличение длины гряд до 60 см. При этом высота гряд достигала 2,5—3,0 см и гряды оказывались более устойчивыми в отношении дробления и размыва.

Помимо того, наблюдения на реках указывают на увеличение размеров гряд в зависимости от глубины потока. Так, например, на р. Кемке, по данным Г. В. Лопатина, при глубине 0,30—0,50 м высота гряд равна 2—4 см; на р. Луге, по наблюдениям В. М. Сокольниковой, при глубине 1,0—2,0 м высота гряд увеличивалась до 0,35 м; на р. Волге, по данным Гидроэлектропроекта, при глубине 2,0—5,0 м высота гряд составляла 0,35—0,80 м. На р. Миссисипи при глубине до 9,0 м высота гряд достигала 1,5—3,0 м. К сожалению, этих данных еще недостаточно, для того чтобы установить какую-либо аналитическую зависимость между глубиной потока, размерами гряд и скоростью их передвижения.

Данные Гидроэлектропроекта показывают, что при глубине потока в 5,0 м и скорости течения $u=0,50$ м/сек гряда высотой $h=0,80$ м и длиной $l=24$ м передвигалась со скоростью 0,56 м/сут, или 0,007 мм/сек, т. е. примерно в 100 раз медленнее, чем в лотке.

Продольный профиль гряд в русле р. Волги показан на рис. 21.

На поверхности речных гряд имеют место вторичные образования в виде мелких рифелей, подобных тем, которые наблюдаются в лабораторных лотках.

Таким образом, русловые наносные образования перемещаются в виде рифелей, затем гряд и, наконец, прибрежных побочней.

Лабораторные исследования и наблюдения в реках показывают, что плановое расположение гряд в руслах рек носит характер барханов, при этом очертание гребней гряд в плане имеет

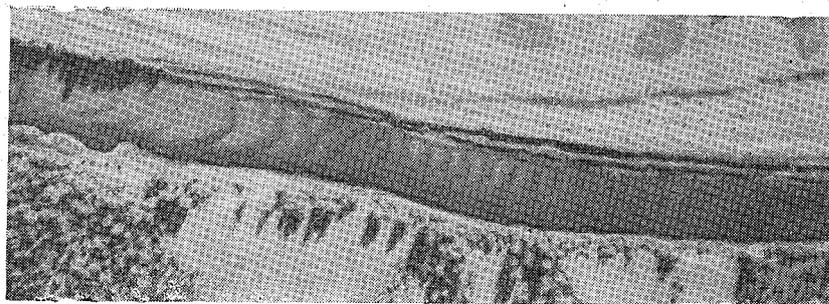


Рис. 22. Расположение гряд в русле реки.

серповидную форму с выпуклостью, обращенной по направлению течения потока. Расположение гряд в русле реки показано на аэрофотоснимке (рис. 22).

В прибрежных мелководных зонах гряды имеют вытянутую от берега к реке форму; при этом в результате периодических

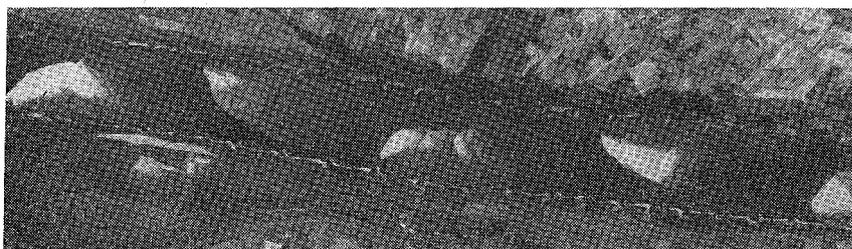


Рис. 23. Расположение прибрежных наносных образований.

изменений уровня воды в реке происходит перекрытие одних гряд другими, а при некоторых условиях (на изгибах русла за выпуклыми берегами) скопления наносов формируются в более мощные прибрежные отложения, побочни и связанные с ними перекаты, пересекающие русла рек.

Для относительно неглубоких и нешироких рек характерно извилистое направление течения в плане между прибрежными

скоплениями наносов, расположенными в шахматном порядке. Подобные отложения в спрямленном русле реки представлены на аэрофотоснимке, изображенном на рис. 23.

Произведенные автором в 1935 г. зарисовки разрезов побочня р. Волги у устья р. Мологи (рис. 24) подтверждают наличие грядовой структуры наносных отложений.

Горизонтальность наносных наслоений на пойме в результате отложения взвешенных наносов за время весеннего половодья показывает разрез шурфа на пойме, приведенный на рис. 25.

Разрезы побочня показывают структуру гряд, образующихся в процессе их формирования. Тело гряды состоит из наклонных к горизонту под углом в $30-45^\circ$ слоев, толщиной от 2 до 7 мм, причем тонкие слои образованы более мелкими частицами песка

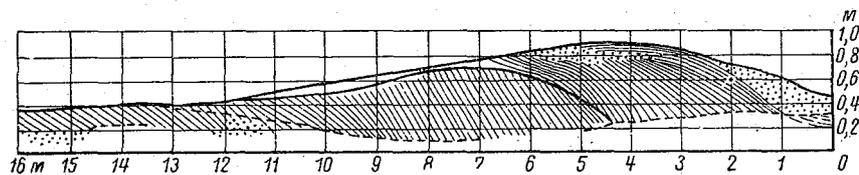


Рис. 24. Структура разреза гряд на побочне.

и ила. Наклонные слои у поверхности гряды срезаются продольными прослойками толщиной в 3—5 мм, которые на гребне гряды опускаются в подвалье. Продольные наслоения представляют собой смытый течением потока при спаде воды поверхностный слой гряды; подвалье гряд заполнены осевшими наносами после обнажения побочня из воды.

Сортировка песка в наклонных слоях гряды объясняется периодическим свалом с гребня под откос двигающихся по поверхности гряды рифелей и осаждением на поверхности крутого откоса более мелких частиц, выносимых из подвалья обратными течениями вальца.

Наличие грядовой структуры речных отложений опровергает существовавшие ранее представления о движении речных наносов непрерывным слоем. Между прочим, на этом ошибочном предположении построена теория движения донных наносов Крейтера.

Прохождением в створе следующих друг за другом рифелей и гряд объясняется наблюдающаяся при измерении донных песчаных наносов периодичность в величине расхода наносов, который увеличивается в момент прохождения гребня и уменьшается при прохождении подвалья гряды.

Влияние грядового рельефа русла на распределение донных течений потока изучено еще недостаточно. Наблюдениями уста-

новлено, что придонные продольные скорости потока от границы распространения вальца (в подвалье гряды) постепенно увеличиваются к гребню, где достигают своего максимума.

Что касается распределения поперечных скоростей, то некоторое представление об этом дают наблюдения, произведенные В. М. Сокольниковым на р. Луге (рис. 26).

Существование самого факта поперечных течений в подвальях гряд при наличии вальцев указывает на неизбежность трансформации их в спиральную форму, что способствует переносу наносов в пределах подвалья гряд в поперечном направлении.

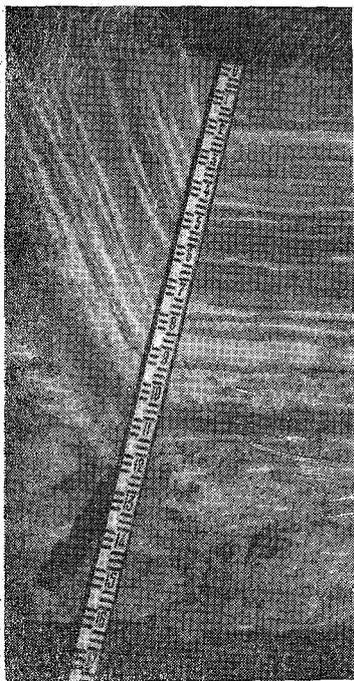


Рис. 25. Наслоение отложений наносов на пойме.

Наличие подобных поперечных течений несомненно влияет на формирование гряд в плане и, в частности, на их разрушение.

На плане (рис. 26) явно выявилось направление течений в подвальях гряд от вогнутого берега к выпуклому, что несомненно связано с наличием поперечной циркуляции на изгибе русла.

Можно предположить, что существование гряд является одной из причин возникновения в турбулентном потоке индивидуальных вихреобразных течений как с горизонтальной осью вращения, так и с вертикальной. Это предположение требует проведения специальных и при том весьма тщательных исследований.

Подъем со дна водных масс особенно ясно наблюдается на поверхности воды, если смотреть на нее с высоты в солнечную погоду. Поверхность воды имеет пятнистую расцветку, вызванную различной насыщенностью потока наносами. Область восходящих токов в виде концентрированных и насыщенных наносами масс на поверхности воды резко отличается по цвету от нисходящих течений, опускающихся ко дну.

В результате происходит компенсация вертикальных течений потока и тем самым сохраняется неразрывность водных масс внутри потока.

Крупность донных наносов, как и русловых отложений, изменяется в весьма широких пределах, при том

не только в зависимости от геоморфологических условий местности, в которой протекает та или иная река, но и по длине и ширине одной и той же реки.

Крупность наносов прежде всего связана со скоплением в бассейне продуктов выветривания горных пород, продуктов склоновой эрозии и с уменьшением от истоков к устью рек транспортирующей способности потока. Поэтому естественно, что на горных реках дифференциация крупности наносов проявляется особенно заметно. Помимо того, на уменьшение крупности донных наносов сказывается истирание их при передвижении вдоль реки. Как показывают исследования, величина истирания наносов зависит от их формы (угловатости), веса, минерального состава, скорости движения, крупности наносов, выстилающих дно русла, с которыми движущиеся частицы соприкасаются, и, наконец, от пройденного ими пути в реке.

Аналитическое выражение для определения степени истирания наносов было дано Штернбергом.

В основу своих выводов Штернберг принял положение, что истирание частиц наносов пропорционально силе трения между частицами, а последняя в свою очередь пропорциональна весу передвигаемых потоком частиц.

Исходя из этого положения, Штернберг получил дифференциальное уравнение следующего вида:

$$\frac{dp}{dx} = -c\varphi p,$$

где p — вес частицы; φ — обобщенный множитель, учитывающий



Рис. 26. План участка р. Луги с показанием направлений поперечных течений в подвальных гряд (по В. М. Сокольникову).

различные факторы, влияющие на истирание частиц; c — постоянная величина; x — расстояние пути влечения.

Интегрируя это уравнение, получим

$$p = p_0 e^{-cx}, \quad (2,14)$$

где p_0 — вес частиц в начальном створе, от которого исчисляется пройденный путь.

Последнее уравнение может быть выражено через диаметры частиц, принимая вес их пропорциональным диаметру в кубе. В этом случае уравнение переписывается в следующем виде:

$$d = d_0 e^{-ax}. \quad (2,15)$$

Практически приходится иметь дело не с отдельными частицами, а с суммарными пробами наносов, взятыми со дна русла, поэтому для характеристики уменьшения частиц в результате их истирания определяются средние значения диаметра или строятся интегральные кривые смеси наносов в начальном и конечном створах участка и производится их сопоставление между собой. В качестве показателя могут служить величины соотношений площадей интегральных кривых, как это было указано выше.

В результате истирания частицы наносов принимают окатанную форму; образующийся при истирании наносов более мелкий материал частично переходит во взвешенное состояние и тем самым увеличивает количество взвешенных наносов. По имеющимся данным, подобное увеличение количества взвешенных наносов в некоторых случаях может достигать 40%.

На состав донных наносов большое влияние оказывают выносы наносов со стороны притоков, имеющих, как правило, большие уклоны и меньшую протяженность, в силу чего наносы притоков обычно крупнее.

На изменение крупности наносов по длине и ширине реки сказывается также изменение скорости течения.

В качестве примера может служить картирование донных отложений на одном из участков р. Волги, показанное на рис. 27. Согласно условным обозначениям на чертеже, гравий и крупный песок сосредоточены в пределах фарватера, где скорости потока наибольшие; средний песок находится на участке переката; мелкий песок и песчаная пыль отлагаются в зонах затухающих течений за поворотом русла и, наконец, глина появляется у вогнутого берега, где происходит интенсивный размыв русла до коренной породы.

Пробы, взятые в песчаных грядах Ульяновского переката на р. Волге, показывают укрупнение наносов по мере удаления от берега. Оказалось, что средневзвешенный диаметр частиц на ближайших к берегу грядах равняется 0,20 мм; на следующих грядах 0,48 мм и на более удаленных от берега грядах 0,73 мм.

Необходимо также отметить, что состав движущихся донных наносов и донных отложений на одном и том же участке реки меняется во времени в зависимости от водного режима и поступления наносов с вышележащих участков реки и со стороны притоков.

Приведенные выше примеры показывают, насколько могут быть случайными данные по составу наносов, полученные по ограниченному количеству проб, взятых в отдельных гидрометрических створах.

Тем не менее произведенные автором обобщения с использованием большого количества материалов по отдельным створам,

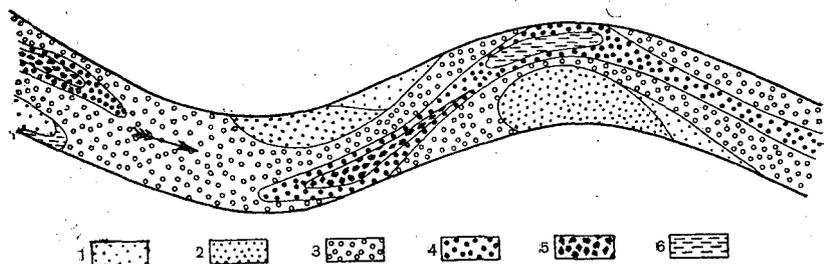


Рис. 27. Изменение крупности донных отложений на участке р. Волги.
1 — песчаная пыль, 2 — мелкий песок, 3 — средний песок, 4 — крупный песок, 5 — гравий, 6 — глина.

как увидим ниже, дают представление об изменении состава донных отложений по длине рек СССР.

Соотношения между средними диаметрами частиц наносов, находящихся в донных русловых отложениях $\bar{d}_{отл}$, и частицами, находящимися в движении по дну $\bar{d}_{влек}$ (уловленными батометром Полякова), не остаются постоянными.

Для равнинных рек (Дона, Волги, Оки, Камы и др.) отношение $\frac{\bar{d}_{отл}}{\bar{d}_{влек}}$ изменяется в пределах от 1 до 4. На горных реках при

наличии крупных галек и валунов это соотношение увеличивается до десятков и даже сотен в зависимости от скорости потока, под воздействием которого происходит движение наносов той или иной крупности.

Отношение между средними диаметрами частиц наносов, находящихся в донных отложениях в русле и во взвешенном состоянии, $\frac{\bar{d}_{отл}}{\bar{d}_{взв}}$ для равнинных рек лежит в пределах от 5 до 50.

Формулы, определяющие начало движения донных наносов. При расчетах деформаций русла и движения наносов в инженер-

ной практике широко применялось данное Дюбуа (1879 г.) выражение «силы влечения», определяющееся следующей зависимостью:

$$S = \gamma hi \text{ кг/м}^2. \quad (2,16)$$

Сила влечения представляет собой касательное напряжение на дне в условиях плоского равномерного потока.

Применение формулы силы влечения к расчету количества движущихся наносов возможно при условии равномерного движения потока и при наличии сплошного слоя движущихся по поверхности русла наносов.

Начало движения донных наносов определяется Дюбуа «предельной» величиной силы влечения

$$S_0 = \gamma h_0 i, \quad (2,17)$$

где h_0 — глубина потока, при которой донные наносы начинают передвигаться.

В практике расчетов для определения начала движения наносов используется вместо предельной силы влечения предельный элементарный расход воды или чаще всего предельная скорость потока, при которых начинается движение наносов.

Предельный расход воды входит в ряд формул для определения расходов донных наносов, в частности в формулу Шоклича, согласно которой предельный элементарный расход равен

$$q_0 = \frac{0,00001944d}{i^{\frac{4}{3}}} \text{ м}^3/\text{сек}, \quad (2,18)$$

где d — диаметр частиц в миллиметрах.

Понятие предельной скорости потока, определяющей начало движения наносов, впервые было предложено Санженом (1871 г.), а затем в несколько преобразованном виде Эри (1885 г.). Санжен, исходя из условий предельного равновесия сил, действующих на находящуюся на дне потока частичку наносов, получил следующее выражение для предельной (придонной) скорости:

$$u_0 = k \sqrt{d} \text{ м/сек}, \quad (2,19)$$

где d — диаметр частицы в метрах, k — коэффициент пропорциональности, равный по Санжену, примерно 5,0.

Эри, заменяя диаметр частиц их объемом или весом, нашел, что вес частицы, находящейся в предельном равновесии, пропорционален шестой степени скорости, т. е.

$$F = Au^6. \quad (2,20)$$

Это равенство, известное в литературе как закон Эри, наглядно объясняет, почему при сравнительно небольшой разнице в скоростях горные реки передвигают крупные гальки и

валуны, а равнинные реки — легкие песчинки. Действительно, если отношение скоростей принять как 1 : 2 : 3, то соответствующие веса передвигаемых частиц будут находиться в отношении 1 : 64 : 729.

М. А. Великанов совместно с Н. М. Бочковым (1931 г.) провели весьма обстоятельные лабораторные исследования по определению предельных скоростей для наносов диаметром от 0,1—0,25 до 4,0—5,0 мм при глубине воды в лотке от 2,2 до 13,0 см.

Опытные точки, нанесенные на график, по оси абсцисс которого отложены средние диаметры частиц (в миллиметрах), а по оси ординат величины $\frac{u_0^2}{gd}$, соответствуют уравнению следующего вида:

$$\frac{u_0^2}{gd} = 15 + \frac{0,006}{d}, \quad (2,21)$$

или

$$u_0 = 3,14 \sqrt{15d + 0,006} \text{ м/сек.} \quad (2,22)$$

Из полученного уравнения вытекает, что при скорости $u_0 \leq 0,24 \text{ м/сек}$ не передвигаются даже самые малые частицы.

Последнее обстоятельство, подтвержденное и другими исследователями, на первый взгляд парадоксальное, может быть объяснено тем, что очень мелкие частицы находятся в пределах придонного слоя, где градиент скорости весьма велик и квадратичный закон сопротивления нарушен.

Вопрос сдвига мельчайших фракций требует дальнейшего экспериментального разрешения.

Формула М. А. Великанова для частиц $d > 5 \text{ мм}$ неприменима, так как дает явно преувеличенные значения предельной скорости.

Как показали последующие экспериментальные исследования В. Н. Гончарова, И. И. Леви и других, при переходе от донной предельной скорости, непосредственно воздействующей на частицы, к средней скорости на вертикали следует вводить множитель $\left(\frac{h}{d}\right)^n$. Таким образом, предельная скорость увеличивается с глубиной, что не учитывалось прежними формулами и, в частности, формулой М. А. Великанова.

Формула В. Н. Гончарова (1954 г.) имеет вид

$$u_n = \left(\lg \frac{8,8h}{D}\right) \sqrt{\frac{2g(\gamma_n - \gamma)}{3,5\gamma}} d_{cp} \text{ м/сек,} \quad (2,23)$$

где u_n — предельная (непередвигающая) скорость, h — средняя глубина потока, d_{cp} — средний диаметр руслообразующих наносов, D — максимальный диаметр передвигающихся наносов. Все величины выражены в метрах.

Переход от предельной (непередвигающей) скорости u_n , при которой частички наносов находятся на дне в неустойчивом состоянии, к «срывающей» скорости u_c , при которой частички приходят в движение, В. Н. Гончаровым определяется соотношением

$$\frac{u_c}{u_n} = \sqrt{2} = 1,41. \quad (2,24)$$

Для определения максимального диаметра передвигающихся наносов В. Н. Гончаров предлагает следующее выражение:

$$D \leq 17 \frac{u^2}{c^2}, \quad (2,25)$$

где u — средняя скорость, определяемая по его же формуле, равна

$$u = 4 \left(\lg \frac{8,8h}{D} \right) \sqrt{2ghi}; \quad (2,26)$$

c — скоростной коэффициент, равный

$$c = 4 \sqrt{2g} \lg \frac{8,8h}{D}. \quad (2,27)$$

Значение среднего диаметра руслообразующих наносов d_{cp} вычисляется после исключения из состава наносов частиц крупнее D и частиц, относящихся к транзитным, по терминологии Гончарова, нерусловым наносам, предельный диаметр которых определяется по формуле

$$d_n \leq \frac{d_{cp}}{4,4 \lg \frac{8,8h}{D}}, \quad (2,28)$$

где d_{cp} — средний взвешенный диаметр — включает в себя все частицы $\leq D$, в том числе и транзитные (нерусловые).

Формула Л. Г. Гвелесиани (1946 г.).

$$u_0 = \frac{\lg \frac{8,8h}{d}}{\lg \frac{12D+d}{d}} \sqrt{\frac{2g(\gamma_n - \gamma)d}{2,8\gamma}} = 3,4 \frac{\lg \frac{8,8h}{d}}{\lg \frac{12D+d}{d}} \sqrt{d} \text{ м/сек.} \quad (2,29)$$

Все величины выражены в метрах.

Формула И. И. Леви (1948 г.) для песчаных наносов.

$$u_0 = 1,4 \sqrt{gd \frac{(\gamma_n - \gamma)}{\gamma}} \left(\frac{h}{d} \right)^{0,2} \text{ м/сек.} \quad (2,30)$$

Все величины даны в метрах.

Поскольку вопрос о предельных скоростях имеет весьма важное значение при решении ряда инженерных задач, связанных с расчетом отложений наносов в водохранилищах, деформациями

русла и пр., приведем вывод формулы предельной скорости, предложенный автором.

Формула Г. И. Шамова. Динамическое равновесие находящихся на дне потока частиц наносов может быть выражено в общем виде уравнением

$$F - Nf - T = 0, \quad (2,31)$$

где F — лобовое воздействие потока на находящуюся на дне частичку; N — вес частички в текущем потоке с учетом подъемной силы, вызванной градиентом скорости при обтекании ее потоком; f — коэффициент трения; T — сила инерции частички, которой в данном случае можно свободно пренебречь, так как при переходе наносов от покоя к движению, как показывают наблюдения, они быстро приобретают равномерное движение.

Лобовое воздействие потока на движущуюся частицу в форме шара выразится в виде уравнения

$$F = \xi \frac{\gamma}{g} (u_d - u_n)^2 \frac{\pi d^2}{4}, \quad (2,32)$$

где ξ — коэффициент обтекания, зависящий от формы частицы, u_d — донная скорость потока, u_n — скорость движения частицы.

Вес частицы в потоке равен

$$N = V - W, \quad (2,33)$$

где V — вес частицы в неподвижной воде

$$V = (\gamma_n - \gamma) \frac{\pi d^3}{6};$$

W — подъемная сила потока — согласно опытам А. И. Лосиевского может быть выражена в следующем виде:

$$W = \frac{k\gamma}{g} (u_d - u_n)^2 \frac{\pi d^2}{4},$$

где k — коэффициент, учитывающий подъемную силу потока.

После подстановки значений F и N в уравнение (2,31) и соответствующих элементарных преобразований получим

$$u_d - u_n = \sqrt{\frac{2}{3} \frac{f(\frac{\gamma_n}{\gamma} - 1)}{(\xi + kf)} g d}.$$

Принимаем

$$\sqrt{\frac{2}{3} \frac{f}{(\xi + kf)} g} = a,$$

т. е., считая подкоренное выражение постоянной величиной для данной формы частиц и условий их залегания в русле, получим

$$u_d - u_n = a \sqrt{\frac{\gamma_n}{\gamma} - 1} \sqrt{d}. \quad (2,34)$$

Данное равенство показывает, что при некотором уменьшении донной скорости u_d , движение наносов данной крупности должно прекратиться, т. е. u_n будет равняться нулю. В этом случае u_d будет соответствовать предельной донной скорости $u_{0, д}$, равной

$$u_{0, д} = a \sqrt{\frac{\gamma_n}{\gamma} - 1} \sqrt{d}. \quad (2,35)$$

Необходимо заметить, что введя в формулу величину a как постоянный коэффициент, мы тем самым принимаем постоянство входящих в него параметров, ограничивая применимость формулы для несвязных грунтов до минимальной крупности частиц порядка 0,15—0,20 мм. Для более мелких частиц, как отмечалось выше, размывающие скорости потока не только не уменьшаются, а, наоборот, увеличиваются.

Второй множитель в формуле (2,35) $\sqrt{\frac{\gamma_n}{\gamma} - 1}$, в котором значение γ_n для обычных речных наносов меняется в весьма узких пределах, может быть принят постоянным, равным в среднем $\sqrt{1,56} = 1,25$.

Для сильно насыщенных взвешенными наносами потоков (селей) вес гидросмеси может достигать до 2 т/м^3 . В этом случае числовое значение данного множителя будет равняться $\infty 0,60$.

Таким образом, для сдвига отдельных крупных галек, находящихся в подобной, перенасыщенной наносами вязкой массе, предельная скорость будет примерно в два раза меньше, чем в обычном потоке.

Обозначая

$$a \sqrt{\frac{\gamma_n}{\gamma} - 1} = b,$$

уравнение (2,35) можно переписать в виде

$$u_{0, д} = b \sqrt{d}, \quad (2,36)$$

где $u_{0, д}$ — предельная донная скорость потока.

Для перехода от донной скорости к средней по вертикали нами использовалась показательная формула

$$u_d = u_{\text{пов}} \left(\frac{y}{h}\right)^{\frac{1}{n}}. \quad (2,37)$$

Для получения средней скорости интегрируем данное уравнение и результат разделим на глубину потока

$$u = \frac{u_{\text{пов}}}{h} \int_0^h \left(\frac{y}{h}\right)^{\frac{1}{n}} dy = \frac{n}{n+1} u_{\text{пов}},$$

или

$$u_{\text{пов}} = u \frac{n+1}{n}.$$

Подставляя значение $u_{\text{пов}}$ в уравнение (2,37), получим

$$u_y = \frac{n+1}{n} u \left(\frac{y}{h}\right)^{\frac{1}{n}}. \quad (2,38)$$

Ордината y , для которой определяется скорость u_y , как непосредственно воздействующая на частицы наносов, может быть принята равной $\frac{2}{3} d$, а коэффициент $\frac{n+1}{n}$ несколько больше единицы. В результате уравнение (2,38) может быть переписано в следующем виде:

$$u_d = u \left(\frac{d}{h}\right)^{\frac{1}{n}}. \quad (2,39)$$

Принимая в формуле (2,39) в первом приближении показатель степени $\frac{1}{n} = \frac{1}{6}$, получим

$$u_d = u \left(\frac{d}{h}\right)^{\frac{1}{6}}. \quad (2,40)$$

Подставляя полученное значение для донной скорости в формулу (2,36) и называя среднюю скорость u предельной $u_{0, n}$, будем иметь

$$u_{0, n} = b \sqrt[6]{d} \left(\frac{h}{d}\right)^{\frac{1}{6}}. \quad (2,41)$$

По принятым условиям, $u_{0, n}$ будет соответствовать предельной средней скорости на вертикали, при которой донные наносы прекращают свое движение.

Эта скорость оказывается несколько меньше предельной скорости, отвечающей началу сдвига отдельных частиц, которую будем обозначать через u_0 . По терминологии В. Н. Гончарова, эта скорость называется *непередвигающей*.

Значения u_0 для различных диаметров частиц могут быть получены по лабораторным данным М. А. Великанова и Н. М. Бочкова, Л. А. Наркевича и В. Н. Гончарова.

Соотношение между нижней предельной скоростью потока $u_{0,н}$, при которой прекращается движение донных наносов, и начальной предельной скоростью u_0 , при которой происходит срыв со дна отдельных частиц, может быть представлено в виде

$$u_0 = 1,2u_{0,н} = b' \sqrt{d} \left(\frac{h}{d}\right)^{\frac{1}{6}}, \quad (2,42)$$

где $b' = 1,2b$.

Кроме того, упомянутые лабораторные данные дают возможность установить связь между начальной предельной скоростью u_0 , при которой происходит срыв с поверхности дна отдельных частиц, и скоростью $u_{0,в}$, при которой уже начинается массовое движение донных наносов.

Последнее соотношение представляется в следующем виде:

$$u_{0,в} = 1,3u_0. \quad (2,43)$$

По терминологии В. Н. Гончарова, скорость $u_{0,в}$, называется *срывающей скоростью*.

Для определения коэффициента b' в формуле (2,42) лабораторные данные, полученные при различных глубинах воды в лотке, путем переходного

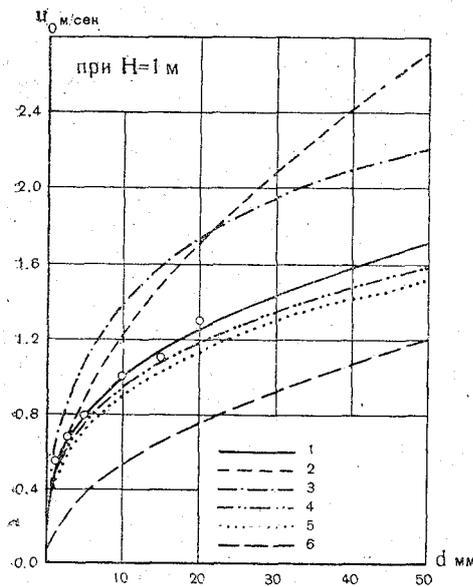


Рис. 28. Кривые предельных скоростей $u_0 = f(d)$, подсчитанные по различным формулам, и их соответствие с опытными точками.

1 — по Шамову, 2 — по Великанову, 3 — по Леви, 4 — по Гведесиани, 5 — по Гончарову, 6 — по Эри — Санжену.

нанесены на график связи (рис. 28), на котором для удобства пользования размеры диаметров указаны в миллиметрах.

Полученная кривая связи $u_0 = f(d)$ при $H = 1$ м хорошо удовлетворяет опытным точкам при коэффициенте $b' = 4,4$.

Таким образом, окончательно имеем

$$u_0 = 4,4 \sqrt{d} \left(\frac{h}{d}\right)^{\frac{1}{6}} \text{ м/сек},$$

коэффициента $a = \left(\frac{H}{h}\right)^{\frac{1}{6}}$ приведены к постоянной глубине $H = 1$ м.

Пересчитанные таким образом опытные данные

или

$$u_0 = 4,4d^{\frac{1}{3}}h^{\frac{1}{6}} \text{ м/сек.} \quad (2,44)$$

Соответственно

$$u_{0,н} = 3,7d^{\frac{1}{3}}h^{\frac{1}{6}} \text{ м/сек} \quad (2,45)$$

и

$$u_{0,в} = 6,0d^{\frac{1}{3}}h^{\frac{1}{6}} \text{ м/сек.} \quad (2,46)$$

В формулах (2,44), (2,45), (2,46) все величины выражены в метрах.

Зная соответствующие предельные скорости, можно по величине средней скорости и глубине потока судить о крупности передвигающихся в реке наносов и, наоборот, по крупности наносов в русле можно иметь представление о скорости потока, при которой эти наносы отложились.

На рис. 28, помимо графика по формуле Шамова, нанесены также результаты подсчетов по формулам Великанова, Гончарова, Гвелесиани, Леви и Эри — Санжена.

Из графика следует, что формула Эри — Санжена, относящаяся к донной предельной скорости, дает явно преуменьшенные скорости; формула Великанова для диаметров частиц $> 5 \text{ мм}$, наоборот, показывает преувеличенные скорости. Формула Леви соответствует размывающим скоростям, остальные формулы дают близкие между собой предельные скорости.

Формулы для определения расходов донных наносов. Для количественного определения расходов донных наносов существует большое количество эмпирических формул, основанных на некоторых теоретических соображениях о влиянии различных факторов и на лабораторных данных. Отсутствие единой теории движения донных наносов привело к разнообразию структуры этих формул, которые по входящим в них элементам можно подразделить на следующие группы.

К первой группе относятся формулы, выражающие расход наносов через «силу влечения» и др. Подобный вид формулы впервые предложил Д ю б у а

$$G = \psi S(S - S_0), \quad (2,47)$$

где $S = \gamma h i$, $S_0 = \gamma h_0 i$, ψ — коэффициент пропорциональности.

В последнее время к формуле этого вида вернулся И. В. Е г и а з а р о в. Теоретически полученная им формула, выражающая расход наносов через силу влечения потока, имеет вид

$$G = k_1 \gamma q i^{\frac{1}{2}} \frac{S - S_0}{S_0} \frac{\gamma_n}{\gamma_n - \gamma} \text{ кг/сек м} \quad (2,48)$$

и после замены величин ρ и S_0 найденными для них И. В. Егiazаровым выражениями может быть представлена в виде

$$G = C_* \frac{\gamma}{\gamma_n - \gamma} \frac{\gamma_n}{\gamma_n - \gamma} \gamma q i^{\frac{3}{2}} \frac{R}{d} \left[1 - \frac{0,012}{C_*} \frac{\gamma_n - \gamma}{\gamma} \frac{d}{Ri} \right] \text{ кг/сек м,} \quad (2,49)$$

где q — элементарный расход воды; R — гидравлический радиус; C_* — безразмерный коэффициент лобового сопротивления. Числовое значение этого коэффициента определяется величиной Re и для рек принимается равным 0,2, а для лабораторных условий 0,4—0,5. Все величины даны в метрах.

Формула Егiazарова получена для горных рек с гравелисто-галечными наносами.

Ко второй группе можно отнести формулы, в которые в качестве множителей входят расход воды и уклон. К ним относятся формулы Егiazарова (2,52), а также Чанга, Джилльберта, Штраубе, Мейер-Петера, Шоклича и др.

Приводим формулу Шоклича

$$G = \frac{7000}{\sqrt{d}} i^{\frac{3}{2}} (q - q_0) \text{ кг/сек м,} \quad (2,50)$$

где

$$q_0 = \frac{0,00001944d}{i^{\frac{4}{3}}}$$

d выражено в миллиметрах.

К третьей группе относятся формулы, выражающие расход наносов в зависимости от скорости потока.

Формула Мюльгофера

$$G = Au^4. \quad (2,51)$$

Формула Леви

$$G = 0,002 \left(\frac{u}{\sqrt{gd}} \right)^3 (u - u_0) \left(\frac{d}{h} \right)^{0,25}. \quad (2,52)$$

Формула Лопатина

$$G = \frac{1,4 \cdot 10^3 \cdot i^{\frac{4}{3}} (u_{cp} - u_0)}{\sqrt[3]{d_{cp}}} \text{ кг/сек м,} \quad (2,53)$$

где d выражено в миллиметрах.

Формула Лопатина получена для песчаных наносов по материалам рр. Волги, Мологи, Дона, Луги и Кемки.

Формула Гвелесиани

$$G = 12,95 \frac{du_0}{\lg \left(\frac{12D+a}{d} \right)^2} \left(\frac{u^3}{u_0^3} - 1 \right) \left(\frac{u}{u_0} - 1 \right) \text{ кг/сек м.} \quad (2,54)$$

Формула Гончарова

$$G = 2650 (1 + \beta) \eta \frac{1 + \varphi}{1350} u_n \left(\frac{u}{u_n} \right)^{4,33} db \text{ кг/сек,} \quad (2,55)$$

где b — ширина русла; u — средняя скорость в сечении; u_n — предельная (непередвигающая) скорость, определяемая по формуле (2,23); β — приведенная порозность русловых отложений, принимаемая, по В. Н. Гончарову, равной отношению объема пустот к объему зерен. Для песчаных и гравелистых грунтов приведенная порозность изменяется в пределах от 0,4 до 0,7; η — коэффициент, зависящий от формы сечения русла, за характеристику которой принимается параметр M , равный отношению действительной площади сечения к описанному прямоугольнику той же ширины, но с глубиной, равной наибольшей местной глубине действительного сечения. Соотношение между параметром M и коэффициентом η определяется следующими данными:

M	1,0	0,9	0,8	0,6	0,5	0,33	0,25	0,20
η	1,0	1,02	1,06	1,31	1,51	2,28	3,14	4,12

φ — параметр, выражающий отношение скорости равномерного падения руслообразующих наносов со средним диаметром частиц \bar{d} , которую они имели бы, если бы силы сопротивления подчинялись квадратичному закону, к гидравлической крупности этих же частиц при температуре воды 15°. Значения параметра φ следующие:

\bar{d} мм	0,06	0,1	0,2	0,4	0,6	0,8	1,0	1,2	1,5
φ	15,8	7,3	3,25	2,09	1,67	1,42	1,25	1,15	1,0

По данным В. Н. Гончарова, предлагаемая им формула для определения расходов руслообразующих наносов находится в соответствии с результатами опытов, которые были выполнены:

- а) при числах Рейнольдса от 10 000 до 470 000;
- б) при относительной шероховатости от 10 до 1550;
- в) при относительных скоростях $\frac{u}{u_n}$ от 1,0 до 18,3 (в реках это отношение обычно менее 6,0);
- г) при зернистых грунтах, материалах и наносах с удельным весом от 1,075 до 3,23 как однородных, так и смешанного состава;
- д) при средних крупностях частиц от 80 мк до 10 мм;
- е) при концентрации наносов от 0 до 472 г/л.

Формула Шамова. При выводе формулы, определяющей расход донных наносов, автор стремился придать ей наиболее простой вид, выразив расход наносов через гидравлические элементы потока, доступные непосредственному измерению в реках, а именно через средние скорости и глубины на вертикалях и крупность наносов.

Возможное упрощение структуры формулы автор считал целесообразным, вспоминая слова Д. И. Менделеева: «Точность вычислений не должна превосходить точности измерений». Действительно, на данной стадии изученности механизма движения донных наносов, при всем многообразии условий, определяющих залегание наносов на дне потока, и воздействий потока на движение частиц вблизи дна, пока что не представляется возможным дать строго обоснованные теоретически и экспериментально зависимости, определяющие движение донных наносов.

Исходя из этих предпосылок, расход донных наносов можно выразить в виде функции

$$G = f(u, h, d).$$

Раскрывая эту функцию, можно ее представить в виде зависимости

$$G = \Delta h m u_n, \quad (2,56)$$

где Δh — высота слоя потока, в котором могут двигаться донные наносы, принимаемая пропорциональной диаметру частиц ($k' d$); m — коэффициент сплошности передвигающихся наносов; u_n — скорость движения наносов.

По данным В. Н. Гончарова, коэффициент сплошности пропорционален третьей степени отношения средней скорости потока к скорости, при которой начинается массовое передвижение наносов, т. е.

$$m = \alpha \left(\frac{u}{u_{0, в}} \right)^3. \quad (2,57)$$

Скорость движения наносов можно принять равной разности между донной скоростью потока u_d и донной предельной скоростью потока $u_{0, д}$, при которой движение наносов прекращается, а именно

$$u_n = u_d - u_{0, д}. \quad (2,58)$$

Выражая, согласно формуле (2,39), u_d и $u_{0, д}$ через соответствующие средние скорости потока

$$u_d = u \left(\frac{d}{h} \right)^{\frac{1}{n}} \quad (2,59)$$

и

$$u_{0, д} = u_{0, н} \left(\frac{d}{h} \right)^{\frac{1}{n}}, \quad (2,60)$$

получим.

$$u_n = (u - u_{0, n}) \left(\frac{d}{h} \right)^{\frac{1}{n}}. \quad (2,61)$$

Подставляя значения m и u_n в уравнение (2,56) и выражая расход наносов в весовых единицах, будем иметь

$$G = k' d \gamma_n \alpha \left(\frac{u}{u_{0, n}} \right)^3 (u - u_{0, n}) \left(\frac{d}{h} \right)^{\frac{1}{n}} \text{ кг/сек м}. \quad (2,62)$$

Заменяя

$$u_{0, n} = 1,3 \cdot 1,2 \cdot u_{0, n} = 1,56 u_{0, n}$$

и обозначая величину $k' d \gamma_n \alpha \frac{1}{1,56^3}$ через коэффициент k , уравнение (2,62) перепишем в следующем виде:

$$G = k \left(\frac{u}{u_{0, n}} \right)^3 (u - u_{0, n}) \left(\frac{d}{h} \right)^{\frac{1}{n}} \text{ кг/сек м}. \quad (2,63)$$

Неизвестными в данном уравнении являются значения коэффициента k и показателя степени $\frac{1}{n}$. Коэффициент k зависит в основном от состава донных наносов, находящихся в движении. Показатель степени $\frac{1}{n}$ зависит от глубины потока и шероховатости русла и в какой-то мере от шероховатости стенок лотка при определении расходов наносов в лабораторных условиях.

Для нахождения k и $\frac{1}{n}$ были в основном использованы результаты лабораторных опытов по определению расходов наносов, проведенных В. Н. Гончаровым. После этого формула для определения расходов наносов была проверена на полевых материалах, полученных в результате измерений расходов наносов по передвижению песчаных гряд на р. Волге и галечных наносов на р. Самур и других полевых материалах.

Нанесенные на график (рис. 29) опытные точки расходов наносов для однородного состава в пределах средних диаметров частиц от 0,35 до 6,0 мм, полученные при глубинах h , равных 0,04, 0,07 и 0,1 м, как видно из графика, хорошо ложатся на кривой, полученной по приведенной выше формуле, при значениях

$$k = 0,95 \sqrt{d} \quad \text{и} \quad \frac{1}{n} = \frac{1}{4}.$$

После подстановки значений k и $\frac{1}{n}$ формула (2,63) перепишется в следующем виде:

$$G = 0,95 \sqrt{d} \left(\frac{u}{u_{0, n}} \right)^3 (u - u_{0, n}) \left(\frac{d}{h} \right)^{\frac{1}{4}} \text{ кг/сек м}, \quad (2,64)$$

где d — средний взвешенный диаметр частиц в метрах; u — средняя скорость на вертикали в м/сек, $u_{0,н}$ — нижняя предельная скорость, определяемая по формуле (2,45).

Согласно рис. 30, опытные точки для смешанного (неоднородного) состава наносов, содержащих 33,3% частиц диаметром

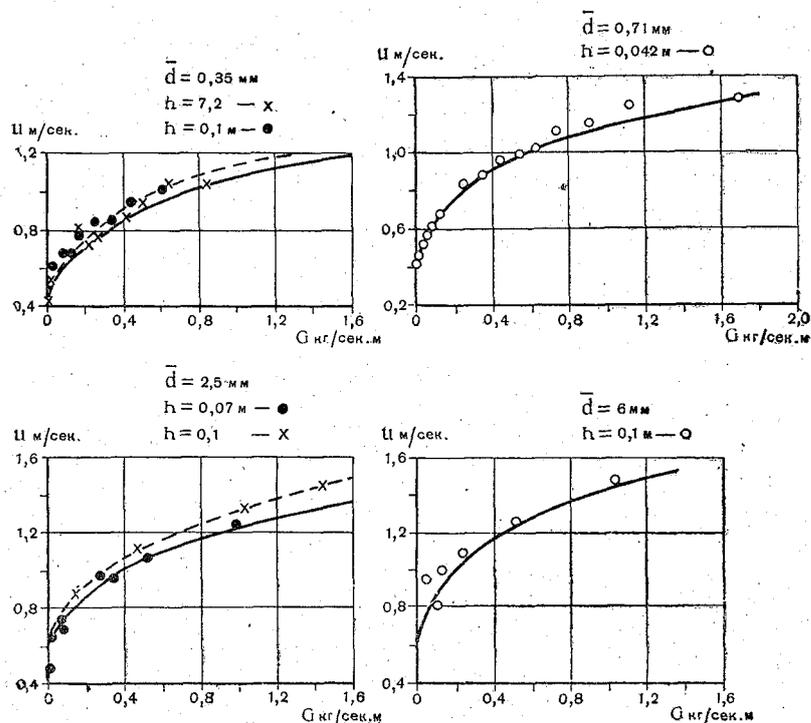


Рис. 29. Кривые расходов донных наносов для однородного состава, подсчитанные по формулам Шамова, при различных диаметрах частиц и глубине потока с нанесенными на графики опытными точками.

1,5 мм и 66,7% — 4,0 мм, а также 33,3% частиц диаметром 0,75 мм и 66,7% — 2,5 мм, показали хорошее соответствие с формулой при $k=3\sqrt[3]{D^2}$ и $\frac{1}{n} = 1/4$, где D — средний диаметр частиц наиболее крупной фракции; в данном случае $D=4,0$ мм и 2,5 мм.

Остальные величины, входящие в расчетную формулу для расхода наносов, принимаются для однородного состава, соответствующего среднему диаметру частиц наносов.

Для уточнения влияния на коэффициент k различных соотношений фракций в смеси наносов на рис. 31 представлены опыт-

ные данные, полученные при глубине воды в лотке 0,1 м, скоростях потока от 0,8 до 1,2 м/сек (нанесенные на рисунок кривые сняты с графиков $G=f(d, u)$, полученных по данным опытов).

Необходимо пояснить, что по оси абсцисс отложены средние диаметры смеси наносов с различными соотношениями процентов крайних фракций. Так, например, индексом *A* обозначен одно-

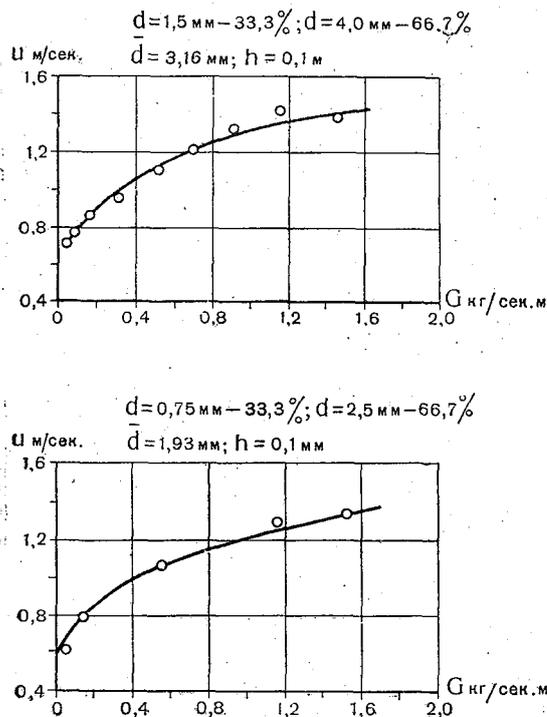


Рис. 30. Кривые расходов донных наносов для смешанного состава, подсчитанные по формуле Шамова, с нанесенными на графики опытными точками.

родный состав наносов с диаметром частиц $d=0,75 \text{ мм}$; индексом *B* — однородный состав с $d=2,5 \text{ мм}$; $A_{66,7}$ и $B_{33,3}$ означают, что в смеси количество фракции с $d=0,75 \text{ мм}$ составляет 66,7%, а с $d=2,5 \text{ мм}$ — 33,3%; при этом средний диаметр частиц смеси равняется 1,33 мм.

Анализируя эти графики, можно сделать следующее заключение:

а) при крупности наносов менее 1—2 мм состав донных наносов в расчетной формуле может приниматься однородным;

б) на величину расхода смеси наносов оказывает влияние наличие фракций крупностью, превышающей 1—2 мм;

в) влияние крупных фракций на расход наносов увеличивается с повышением скорости потока;

г) изменение расхода наносов зависит от диапазона изменения фракционного состава наносов.

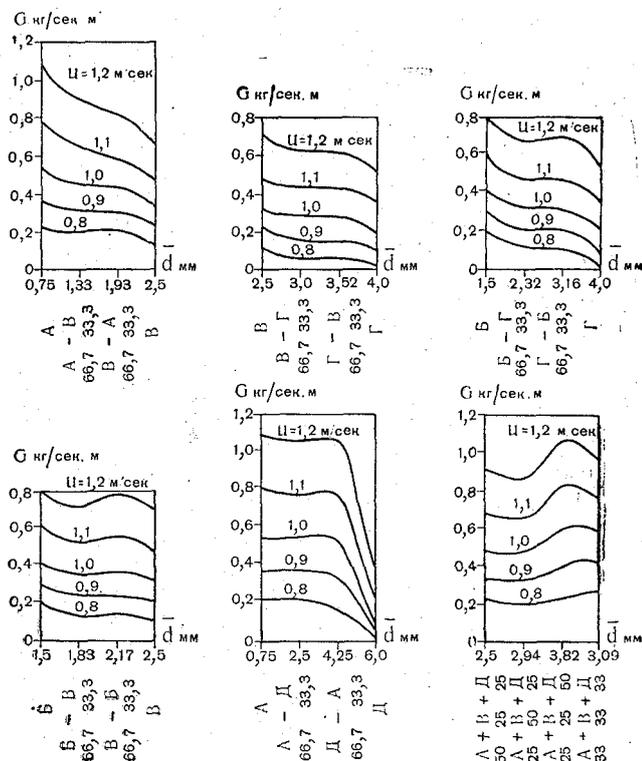


Рис. 31. Опытные кривые расходов донных наносов с различным процентным соотношением диаметров частиц в смеси при $h = 0,1$ м и при различных скоростях потока.

Буквенные обозначения относятся к диаметрам частиц, а цифры под буквами указывают процент этих частиц в смеси наносов.

Увеличение расхода смеси наносов при наличии крупных фракций объясняется воздействием потока на крупные частицы, выступающие над поверхностью дна, и вымывом обтекающими их струями промежуточных, более мелких наносов. Этот вымыв возникает в результате завихрений потока вокруг крупных частиц, что не только увеличивает расход мелких наносов, но также способствует сдвигу и перемещению крупных частиц.

В соответствии с рис. 31 увеличение расходов наносов связано с процентным содержанием в смеси наносов крупных частиц, что должно учитываться коэффициентом k . Согласно рис. 31, необходимо дифференцировать влияние на коэффициент k процентного содержания крупных фракций в составе наносов.

Полученное выше значение $k=3\sqrt[3]{D^2}$ может быть рекомендовано при наличии в составе наносов крупных фракций ($>1-2$ мм) от 40 до 70%. При количестве крупных фракций, составляющем от 20 до 40% и от 70 до 80%, значение k может быть принято равным $2,5\sqrt[3]{D^2}$ и, наконец, при количестве крупных фракций от 10 до 20% и от 80 до 90% $k=1,5\sqrt[3]{D^2}$. В остальных случаях состав наносов принимается как однородный с коэффициентом $k=0,95\sqrt[3]{d}$.

Так как применимость формулы Шамова для установления предельных скоростей ограничена диаметром частиц $>0,15-0,20$ мм, то и формула для расходов донных наносов, в которую предельная скорость входит в качестве одного из основных аргументов, ограничена применением наносов крупностью не менее указанных диаметров.

Определение значения входящего в формулу среднего диаметра наибольшей фракции D производится следующим образом.

Предположим, что смесь наносов, передвигающихся по дну реки, включает в себя следующее процентное содержание различных фракций:

Диаметр частиц (мм)	>10	10—5	5—1	1,0—0,5	0,5—0,1	0,1—0,05	$<0,05$	$d_{\text{ср}}$
Процент	5	15	15	20	25	10	10	2,31

Значение D в данном случае будет равняться средневзвешенному диаметру двух первых фракций, т. е. $\frac{10 \cdot 5 + 7,5 \cdot 15}{20} = 8,1$ мм, так как количество фракций >10 мм составляет всего 5%.

Поскольку процент фракций с расчетным $D=8,1$ мм составляет 20%, коэффициент k будет равняться $k=2,5\sqrt[3]{0,008^2} = 0,095$, тогда как для однородного состава наносов со средним диаметром $d=2,3$ мм значение $k=0,95\sqrt[3]{0,0023} \cong 0,046$, т. е. примерно в два раза меньше.

В случае, когда средняя скорость на вертикали оказывается меньше предельной скорости, при которой возможно перемещение частиц наибольшей крупности D в составе донных отложений, $u_{\text{ср}}$ приравнивается к u_0 , определяемой по формуле (2,44),

$$u_0 = 4,4d^{\frac{1}{3}}h^{\frac{1}{6}},$$

и находится величина наибольшего диаметра передвигаемой частицы, т. е.

$$D = \frac{u_{\text{ср}}^3}{4,43h^2} \quad (2,65)$$

После этого из состава наносов исключаются фракции, превышающие полученную крупность, как не участвующие в движении наносов, производится соответствующий перерасчет процентного соотношения фракционного состава наносов и определяется средний и наибольший расчетный диаметр частиц.

Таким образом, рекомендуемая нами формула для определения расходов неоднородного состава донных наносов требует взятия проб донных отложений в интересующем нас створе при различных расходах и скоростях воды. Если же этих данных не имеется, состав проб донных отложений, взятых в какой-то период времени, необходимо в соответствии со скоростями течений видоизменять, отбрасывая из него крупные фракции, не участвующие при данных скоростях в передвижении. После этого в зависимости от процентного соотношения крупных фракций, передвигаемых потоком, принимается тот или иной коэффициент, входящий в формулу, записанную в следующем общем виде:

$$G = k \left(\frac{u}{u_{0, \text{н}}} \right)^3 (u = u_{0, \text{н}}) \left(\frac{\bar{d}}{h} \right)^{\frac{1}{4}} \text{ кг/сек м.} \quad (2,66)$$

Здесь коэффициент k для неоднородного состава наносов меняется в пределах от $1,5 \sqrt[3]{D^2}$ до $3 \sqrt[3]{D^2}$. Для однородных наносов $k = 0,95 \sqrt{d}$.

Наличие в составе русловых отложений значительного количества неподвигающихся крупных наносов должно сказаться на величине расхода наносов, поскольку с выносом мелких частиц должна произойти замостка русла более крупными частицами, благодаря которой дальнейший вымыв и движение мелких частиц прекращается до следующего увеличения скорости потока. Влияние замостки должно сказаться при наличии неподвижных частиц до 60—70% состава наносов.

Поскольку формула дает расход донных наносов по вертикалям (на ширину в 1 м), для получения полного расхода необходимо произвести соответствующее интегрирование элементарных расходов по ширине русла. При интегрировании необходимо учитывать, что движение донных наносов, как правило, не охватывает всего живого сечения потока, так как у берегов скорости потока меньше предельных скоростей, при которых может происходить движение донных наносов. Таким образом, для определения зоны передвигающихся донных наносов необходимо учиты-

вать во времени распределение скоростей, глубин и состава наносов по ширине реки.

На рис. 32 нанесены опытные точки для однородного состава наносов при глубине потока в лотке 0,1 м и средней скорости $u=1$ м/сек. На этом же рисунке нанесены кривые расходов наносов $G=f(d)$, подсчитанные по формулам Лопатина, Гвелесиани, Шамова и Шоклича.

По расположению кривых можно судить, что наиболее близкое соответствие с лабораторными данными дает формула Шамова и отчасти формула Гвелесиани, которая для мелких частиц показывает заниженные расходы наносов. Формула Шоклича и особенно Лопатина после замены уклона по формуле Шези и Маннинга

$$\hat{i} = \frac{u^2 n^2}{4 h^3}$$

дает для частиц < 7 мм преувеличенные расходы.

Несоответствие формулы Лопатина с данными лабораторных исследований объясняется преувеличенным влиянием в формуле глубины потока h в степени 1,76, тогда как в других формулах этот показатель степени не превышает 1,25. Формула Гончарова для крупных частиц дает несколько большие значения расходов наносов.

Соответствие формулы Шамова с данными полевых наблюдений подтверждено специальными исследованиями, проведенными в 1952-53 г. Ленгидэпом на рр. Каме и Оби и на других объектах.

При использовании полученной формулы для селевых, сильно насыщенных наносами потоков должны получаться значительно большие расходы наносов, чем при обычных условиях. Для сдвига отдельных камней селевым потоком предельная скорость при увеличенном объемном весе воды с наносами оказывается примерно в два раза меньше. Так как предельная скорость входит в формулу расхода наносов в качестве знаменателя в третьей степени и в множитель $(u - u_{0,н})$, расход наносов увеличивается не менее чем в 10 раз. Однако применение указанных

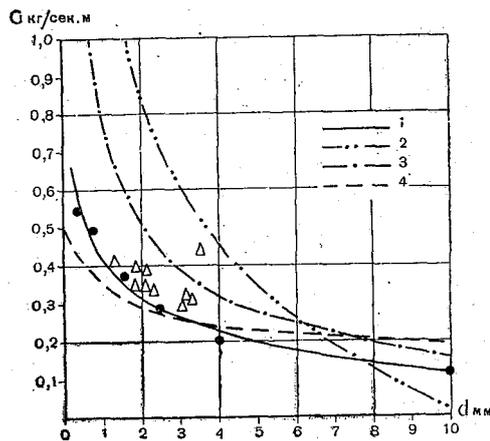


Рис. 32. Кривые расходов донных наносов $G=f(d)$, подсчитанные по различным формулам, с нанесенными опытными точками при $h=0,1$ м и $u=1$ м/сек.

1 — по Шамову, 2 — по Лопатину, 3 — по Шокличу, 4 — по Гвелесиани.
● — однородный состав наносов, Δ — смешанный состав наносов.

выше формул в условиях селевых потоков при наличии бурного и неустановившегося их движения, протекающего в виде отдельных волн, недопустимо. В данном случае сдвиг и перемещение крупных наносов вплоть до валунов происходит в результате

Таблица 16

n	$n^{1/2}$	$n^{1/3}$	$n^{1/4}$	$n^{1/6}$
0,000001	0,001	0,0100	0,0316	0,1000
0,000005	0,00224	0,0171	0,0469	0,1307
0,00001	0,00316	0,0215	0,0565	0,1468
0,00005	0,00707	0,0368	0,0841	0,1919
0,0001	0,0100	0,0464	0,1000	0,2155
0,0002	0,0141	0,0585	0,1187	0,2418
0,0003	0,0173	0,0669	0,1316	0,2587
0,0004	0,0200	0,0737	0,1414	0,2714
0,0005	0,0224	0,0794	0,1497	0,2817
0,0006	0,0245	0,0843	0,1565	0,2903
0,0007	0,0265	0,0888	0,1628	0,2980
0,0008	0,0283	0,0928	0,1682	0,3047
0,0009	0,0300	0,0965	0,1732	0,3106
0,0010	0,0316	0,1000	0,1778	0,3162
0,0011	0,0332	0,1032	0,1822	0,3212
0,0012	0,0346	0,1062	0,1860	0,3259
0,0013	0,0361	0,1091	0,1900	0,3303
0,0014	0,0374	0,1119	0,1934	0,3345
0,0015	0,0387	0,1145	0,1967	0,3383
0,002	0,0447	0,1260	0,2114	0,3550
0,003	0,0548	0,1442	0,2341	0,3798
0,004	0,0632	0,1587	0,2514	0,3984
0,005	0,0707	0,1710	0,2659	0,4135
0,006	0,0775	0,1817	0,2784	0,4263
0,007	0,0837	0,1913	0,2893	0,4374
0,008	0,0894	0,2000	0,2990	0,4472
0,009	0,0949	0,2080	0,3080	0,4562
0,010	0,1000	0,2154	0,3162	0,4641
0,011	0,1049	0,2224	0,3239	0,4716
0,012	0,1095	0,2289	0,3309	0,4784
0,013	0,1140	0,2351	0,3376	0,4849
0,014	0,1183	0,2410	0,3439	0,4909
0,015	0,1225	0,2466	0,3500	0,4966
0,020	0,1414	0,2714	0,3760	0,5210
0,025	0,1581	0,2924	0,3976	0,5407
0,030	0,1732	0,3107	0,4162	0,5574
0,035	0,1871	0,3271	0,4325	0,5719
0,040	0,2000	0,3420	0,4472	0,5848
0,045	0,2121	0,3557	0,4605	0,5964
0,050	0,2236	0,3684	0,4729	0,6070
0,060	0,2449	0,3915	0,4949	0,6257
0,070	0,2646	0,4121	0,5144	0,6420
0,080	0,2828	0,4309	0,5318	0,6564
0,090	0,3000	0,4481	0,5477	0,6694
0,100	0,3162	0,4642	0,5623	0,6813

лобового удара потока и вымыва из-под камней легко размываемого в этих условиях более мелкого материала. В результате происходит сползание камней по крутым уступам русла.

Для облегчения подсчетов приводим вспомогательную таблицу к расчету предельных скоростей и расходов донных наносов по формулам Шамова (табл. 16).

§ 8. ВЗВЕШЕННЫЕ НАНОСЫ

Механизм взвешивания наносов. Результаты наблюдений за стоком взвешенных наносов равнинных речных потоков показывают, что основная масса их (от 40 до 90%) состоит из частиц крупностью менее 0,05 мм.

Остальную часть взвешенных наносов составляют частицы крупностью от 0,05 до 0,50 мм и как исключение до 1 мм.

Как уже отмечалось, основная масса наносов поступает в реку с бассейна вместе со склоновым стоком воды в периоды половодья и дождевых паводков и в результате русловой эрозии — размыва берегов и перебивания русловых наносных отложений.

Образующиеся при русловой эрозии более крупные наносы остаются на месте, а более мелкие в зависимости от транспортирующей способности потока передвигаются по дну и частично взвешиваются.

Перенос речным потоком во взвешенном состоянии наносов с удельным весом примерно в 2,6 раза большим удельного веса воды обусловлен наличием вертикальных перемещений водных масс со скоростью, превышающей гидравлическую крупность частиц наносов.

При анализе процесса взвешивания наносов в силу исключительной сложности структуры турбулентного речного потока неизбежна далеко идущая схематизация этого явления.

Трудность развернутого анализа процесса взвешивания наносов средствами современной гидравлики и гидромеханики заставляет прежде всего при получении расчетных зависимостей транспорта наносов исходить из условий *плоского равномерного* движения потока жидкости, при котором скорость и давление в данной точке потока не изменяются во времени и гидравлические элементы потока (живое сечение, глубина, средняя скорость и пр.) остаются постоянными по длине потока. В этом случае уклон свободной поверхности и дна потока равны между собой.

В природных условиях в подавляющем большинстве случаев приходится иметь дело с *неравномерным* движением потока.

Напомним, что при неравномерном движении происходят изменения живого сечения потока, или при постоянном живом сечении меняется распределение скоростей и ускорений в соответствующих точках живых сечений, или, наконец, и то и

другое. При неравномерном движении продольные уклоны поверхности воды и дна неравны.

Если кривизна и расходимость струй по длине потока незначительны, то движение потока называется *медленно изменяющимся*. Таким образом, первое условие допускает некоторое отклонение от прямолинейности русла, а второе — возможность постепенного изменения живого сечения вдоль потока.

Наличие в реках неравномерного движения потока заставляет более осторожно подходить к использованию расчетных зависимостей для взвешивания и транспортирования речным потоком наносов, что иногда выпускается из виду и приводит к излишне сложным вычислениям, не гарантирующим точности получаемых результатов.

Первая попытка объяснить причину взвешивания потоком наносов была дана Дюпюи (1848 г.), положившим в основу своих выводов характер распределения скорости потока по вертикали. Дюпюи считал, что, поскольку скорости потока от дна к поверхности возрастают, на верхнюю грань любой взвешенной песчинки действует большая продольная скорость, чем на нижнюю.

Учитывая, что, согласно уравнению Бернулли, большим скоростям соответствует меньшее давление, Дюпюи приходит к заключению, что на твердую взвешенную частицу всегда должна действовать сила, направленная снизу вверх, противодействующая ее весу. Подобное толкование механизма взвешивания в потоке наносов в настоящее время нужно рассматривать как чисто формальное, не учитывающее фактически наблюдаемых в турбулентном потоке сил взвешивания. Несостоятельность теории Дюпюи подтверждается также наличием весьма малых градиентов скорости в отдалении от дна; явно недостаточных для создания разности давлений для перемещения вверх наносов. Взвешивающая сила, по теории Дюпюи, фактически может действовать только при начале отрыва частицы от дна, когда скорость потока снизу частицы равна нулю. В этом случае подъемная сила будет пропорциональна квадрату обтекающей частичку скорости.

Более обоснованная схема расчета взвешивания потоком наносов была предложена Кеннеди (1895 г.).

Кеннеди процесс взвешивания объясняет наличием вертикальных составляющих скорости, что в настоящее время признается бесспорным. Не вызывает сомнения и принятое Кеннеди положение, что величина вертикальных составляющих скорости v возрастает со средней скоростью потока и убывает с увеличением глубины потока. (Кеннеди рассматривает вертикальные скорости вблизи дна.)

Свои исходные положения Кеннеди записывает в виде следующей формулы:

$$v = c \frac{u^p}{h^q}, \quad (2,67)$$

где c — коэффициент пропорциональности, u — средняя скорость потока, h — глубина.

Далее, принимая для взвешивания у дна частицы гидравлической крупности ω , условие $v_d \geq \omega$ получает следующую зависимость:

$$u = \frac{\frac{1}{\omega^p} h^q}{c}, \quad (2,68)$$

или

$$u = kh^n. \quad (2,69)$$

Формула (2,69) получила широкое распространение в практике расчета незаиляемых и неразмываемых каналов. Однако если Кеннеди значение коэффициента k принял равным 0,548, а показателя степени $n=0,64$, то у других авторов, применявших формулу Кеннеди к иным условиям каналов, эти параметры изменяются в весьма широких пределах: значение k от 0,33 до 0,80, а n от 0,47 до 1,14.

Ласей, уточняя формулу Кеннеди, вместо значения h ввел в формулу гидравлический радиус, после чего формула Кеннеди приняла следующий вид:

$$u = cR^m, \quad (2,70)$$

где c — у различных авторов меняется от 0,40 до 0,65, а m — от 0,50 до 0,71.

Изобилие различных значений параметров является результатом того, что Кеннеди, Ласей и другие авторы в своих расчетных формулах не учитывали крупности наносов, шероховатости русла каналов и пр.

В силу этих причин формулы типа Кеннеди приводили к грубым ошибкам, что заставляло советских исследователей искать новые, физически обоснованные зависимости.

На основании наблюдений на каналах В. В. Пославским и Г. С. Чекулаевым были предложены формулы для незаиляемых каналов, обеспечивающие транспортирующую способность потока с заданной мутностью ρ . Г. О. Хорстом, А. Г. Хачатрян, А. А. Черкасовым, Е. А. Замариным и др. предложены формулы, в которых, помимо значений мутности ρ , учитывается гидравлическая крупность наносов ω .

Формула Е. А. Замарина для гидравлической крупности наносов $0,002 \leq \omega \leq 0,008$ м/сек имеет вид

$$\rho = 0,022 \left(\frac{u}{\omega} \right)^3 \sqrt{Ri} \text{ кг/м}^3. \quad (2,71)$$

Для более мелких наносов при $0,0004 \leq \omega \leq 0,002$ м/сек формула принимает следующий вид:

$$\rho = 11u \sqrt{\frac{Riu}{\omega}} \text{ кг/м}^3. \quad (2,72)$$

Средневзвешенная гидравлическая крупность находится из формулы

$$\omega = \frac{\sum \omega_i p_i}{100},$$

где p_i — процентное содержание по весу отдельной фракции взвешенных наносов; ω_i — средние гидравлические крупности отдельных фракций наносов, определяемых из следующей зависимости:

$$\omega_i = \frac{\omega_1 + \omega_2 + \sqrt{\omega_1 + \omega_2}}{3},$$

здесь ω_1 и ω_2 — предельные гидравлические крупности частиц отдельных фракций.

Теория движения взвешенных наносов. Одна из первых попыток подойти к решению вопроса о взвешивающей силе потока, обеспечивающей движение наносов, принадлежит Н. Е. Жуковскому¹. Его выводы в настоящее время имеют чисто историческое значение и основаны на представлениях о структуре потока, отличных от принятых в современной гидромеханике.

Соображения Н. Е. Жуковского в свое время представляли несомненный интерес, поэтому для ознакомления с развитием воззрений на механизм взвешивания твердых частиц в потоке приведем краткое изложение их основных положений. Н. Е. Жуковский, рассматривая процесс движения снега у преграды и формирование снежных отложений, предложил ряд соотношений, характеризующих взвешивающую способность воздушного потока при движении в нем частиц различного удельного веса от частиц воздуха. Полученные выводы он считал возможным распространить на случай движения взвешенных наносов в воде и для получения формулы, позволяющей установить условия незаиляемости ирригационных каналов.

Силу сопротивления при падении частиц грунта в воде R Н. Е. Жуковский предлагает считать пропорциональной лишь скорости падения частиц ω , т. е.

$$R = k\omega, \quad (2,73)$$

где k — коэффициент пропорциональности.

При равномерном падении частицы, когда силы сопротивления уравновешиваются весом частицы mg , следует положить

$$k\omega = mg, \quad (2,74)$$

или

$$\omega = \frac{mg}{k}. \quad (2,75)$$

^(2,73) Проф. Н. Е. Жуковский. Полн. собр. соч., т. III. Гидродинамика. О снежных заносах и заилениях рек, ОНТИ, НКТП СССР. М.—Л. 1936.

Коэффициент пропорциональности k должен быть определен экспериментально с помощью прибора Кеннеди или каким-либо другим способом. Н. Е. Жуковским различаются два случая движения, а именно движение ламинарное, когда средняя скорость потока меньше критической скорости, определяемой критическим числом Рейнольдса, и движение турбулентное, при котором число Рейнольдса больше критического. Промежуточную форму движения Н. Е. Жуковский не рассматривает.

При ламинарном режиме движение воды осуществляется горизонтальными слоями, при этом частицы грунта любого размера выпадают на дно со скоростями ω , которые могут быть определены по формуле (2,75).

При турбулентном режиме параллельно-струйность движения нарушается и поток завихривается. Если рассмотреть продольный разрез такого потока (рис. 33),

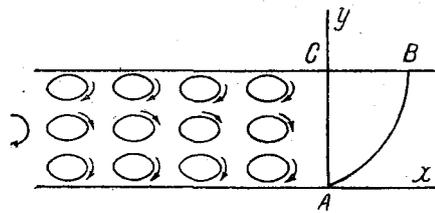


Рис. 33.

то все водное пространство от дна до поверхности будет заполнено эллипсоидальными вихрями. Центры этих эллипсоидальных вихрей двигаются горизонтально со скоростью v , которая соответствует осредненной скорости потока в данной точке.

Осредненная во времени скорость турбулентного потока возрастает от дна к поверхности, и Н. Е. Жуковский представляет ее, по Буссинеску, параболой второй степени, изображенной на рис. 33 в виде кривой AB ,

$$v_x = \frac{4gp}{S} \sin \alpha [h^2 - (h - y)^2], \quad (2,76)$$

где h — глубина потока; α — угол наклона дна к горизонту ($\sin \alpha \approx i$); S — коэффициент, который при турбулентном режиме зависит от вязкости воды, глубины h , средней скорости течения по вертикали v_{cp} .

По Буссинеску

$$S = \beta v_{cp} h, \quad (2,77)$$

где β — коэффициент, зависящий от вязкости воды. По формуле Буссинеска, на дне при $y=0$ $v_x=0$, на поверхности при $y=h$ $\frac{dv_x}{dy} = 0$.

Чтобы от значения линейных, осредненных по времени скоростей в данной точке перейти к средней скорости потока, следует проинтегрировать выражение (2,76) по y и результат раз-

делить на глубину h . Тогда получим обыкновенную формулу гидравлики для средней скорости

$$v_{x \text{ ср}}^2 = Ahi, \quad (2,78)$$

где A — коэффициент, в который вошли все постоянные.

Уравнение эллипсоидальных вихрей или функция тока записывается в виде

$$\psi = q \left(\frac{x^2}{a^2} + \frac{y^2}{b^2} \right). \quad (2,79)$$

Отсюда можно получить горизонтальную и вертикальную компоненту скорости

$$v_x = \frac{\partial \psi}{\partial y} = \frac{2q}{b^2} y, \quad (2,80)$$

$$v_y = \frac{\partial \psi}{\partial x} = \frac{2q}{a^2} x. \quad (2,81)$$

В уравнениях (2,79), (2,80), (2,81) величина q есть переменный параметр, имеющий наибольшее значение у дна и наименьшее у поверхности потока. Это положение Н. Е. Жуковским доказывается следующим образом. Угловая скорость частиц жидкости равна

$$\Omega = \frac{1}{2} \left(\frac{\partial v_x}{\partial y} - \frac{\partial v_y}{\partial x} \right). \quad (2,82)$$

Отсюда из уравнения (2,76)

$$\Omega_1 = \frac{4gp}{S} \sin \alpha (h - y). \quad (2,83)$$

Из уравнения (2,79)

$$\Omega_2 = q \left(\frac{1}{b^2} + \frac{1}{a^2} \right). \quad (2,84)$$

При постоянных a и b равенство $\Omega_1 = \Omega_2$ возможно лишь в предположении, что к поверхности q убывает, а на дне имеет максимум.

Обратимся теперь к рассмотрению единичного эллипсоидального вихря. Предполагаем для простоты, что линии токов подобны эллипсам (рис. 34). В этом случае наибольшая вертикальная компонента скорости на данной линии тока будет иметь место на оси x . Наибольшая же вертикальная компонента скорости в пределах всего вихря будет при $x = a$. В пределах вихря может быть подвешена частица грунта, имеющая гидравлическую крупность не свыше наибольшей вертикальной компоненты

скорости. Полагая в уравнении (2,81) $x=a$, находим наибольшую гидравлическую крупность

$$\left(\frac{mg}{k}\right)_{\max} = \frac{2q}{a}. \quad (2,85)$$

Как было указано, значение q оказывается наибольшим у дна. Следовательно, у дна подвешены наиболее тяжелые частицы.

Наибольшее значение q , при котором у дна не будут осаждаться частицы данной гидравлической крупности, получим, решая совместно уравнения (2,82) и (2,83) при $y=0$

$$q \left(\frac{1}{a^2} + \frac{1}{b^2}\right) = \frac{4g\rho \sin \alpha h}{\beta v_{\text{ср}} h} = \frac{4g\rho i h}{\beta v_{\text{ср}} h}. \quad (2,86)$$

Но, так как, согласно (2,78),

$$hi = \frac{v_{\text{ср}}^2}{A},$$

то

$$q = \left(\frac{1}{a^2} + \frac{1}{b^2}\right) = \frac{4g\rho v_{\text{ср}}}{\beta Ah}. \quad (2,87)$$

Частице максимальных размеров с заданной гидравлической крупностью должно соответствовать свое, вполне определенное значение левой части равенства (2,87). Следовательно, можно считать, что структура уравнения, определяющего величину незаиляющей скорости для данной максимальной крупности взвешенных наносов, должна быть такой:

$$h = Bv_{\text{ср}}, \quad (2,88)$$

где коэффициент B зависит от крупности наносов. Формула (2,88) выведена в предположении, что центры вихревых шнуров, или эллиптических вихрей, прилегающих ко дну, неподвижны.

Чтобы при наличии горизонтального перемещения центра вихря, частицы жидкости, непосредственно прилегающей ко дну, были неподвижны, согласно формуле (2,80), нужно, чтобы центр вихря перемещался со скоростью

$$\frac{2q}{b^2} b = \frac{2q}{b}.$$

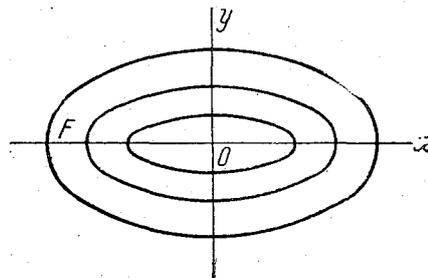


Рис. 34.

Отсюда действительная средняя скорость, при которой не происходит выпадение частиц заданной крупности, будет больше той, которая стоит в формуле (2,88). Исходя из этих соображений, Н. Е. Жуковский предлагает заменить формулу (2,88) следующим выражением:

$$h = B \left(v_{\text{хсп}} - \frac{2q}{b} \right). \quad (2,89)$$

Уравнение (2,89) дает линейную связь между незаиляющей скоростью и глубиной, в отличие от степенной формулы Кеннеди,

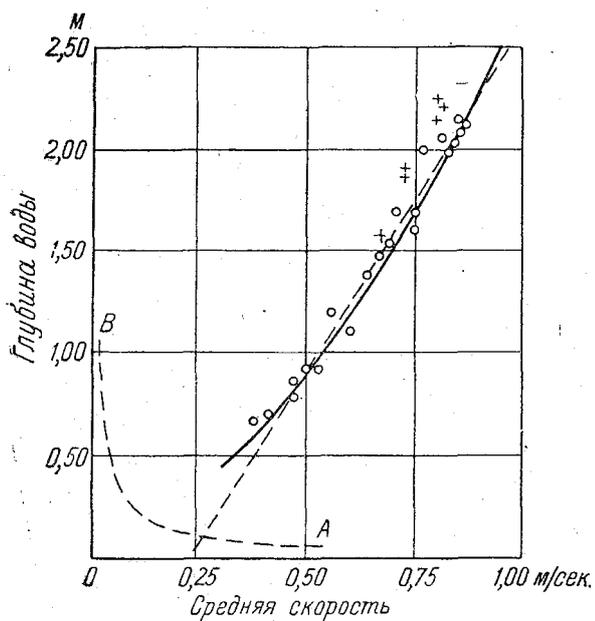


Рис. 35.

Кеннеди, которая была выведена по данным наблюдений на ирригационных каналах Индии, не подвергающихся заилению. Уравнение (2,89) через коэффициенты B , b и q учитывает в неявной форме шероховатость русла и гидравлическую крупность взвешенных наносов.

В работе Н. Е. Жуковского приведен график (рис. 35) для сравнения результатов, полученных по формулам Кеннеди ($v_0 = 0,84 a^{0,04}$) и (2,89). По опытным точкам с одинаковым основанием можно провести как кривую, выражаемую формулой Кеннеди (сплошная линия), так и прямую по уравнению (2,89) (пунктирная линия).

Из рис. 35 можно видеть, что изгиб кривой Кеннеди вызван желанием провести ее через начало координат. Однако при переходе через критическое число Рейнольдса наносы должны выпадать. Примем критическое число Рейнольдса равным 5000 и по уравнению

$$\text{Re}_{\text{кр}} = \frac{v_{\text{хсп}} h}{\nu}, \quad (2,90)$$

где ν — кинематический коэффициент вязкости, построим связь между $v_{\text{хсп}}$ и h . Она представлена на рис. 35 гиперболой AB . В области между кривой AB и координатными осями наносы любых размеров будут осаждаться. Поэтому кривую Кеннеди можно приводить только до пересечения с гиперболой AB и нет оснований стремиться к тому, чтобы она проходила через начало координат.

Таким образом, анализ подобных графиков позволяет находить значения постоянных, входящих в уравнение Н. Е. Жуковского.

В своей работе Н. Е. Жуковский не рассматривает вопросов о предельном содержании наносов внутри потока, их распределении по вертикали, взвешивании со дна и др.

Полученные им выводы основаны на принятом представлении о существовании внутри потока эллипсоидальных вихрей, структура и размеры которых совершенно одинаковы в горизонтальной плоскости.

Использование кривой Буссинеска для распределения по вертикали осредненных по времени горизонтальных скоростей течения требует обоснования. Поэтому полученные результаты представляют интерес как первая попытка подойти с количественной стороны к оценке перемещения наносов в водных потоках.

В последнее время наибольшее распространение получили теории движения взвешенных наносов В. М. Маккавеева и М. А. Великанова.

В. М. Маккавеев вызванное пульсациями перемещение элементарных объемов воды и количеств движения отождествляет с переносом содержащихся в воде инородных частиц.

Подобное отождествление позволило Маккавееву перемещение в турбулентном потоке частиц наносов выразить дифференциальным уравнением, полученным для переноса количеств движения.

По аналогии с «молекулярной диффузией» данная теория взвешивания наносов в турбулентном потоке получила название *диффузионной теории*.

М. А. Великанов в своих работах по теории движения наносов исходит из поля средних скоростей и накладывающихся на него беспорядочных, случайных пульсаций скорости, для которых используются им методы математической статистики.

Движение наносов в потоке Великанов рассматривает независимо от перемещений водных масс, т. е. пользуется системой уравнений, составленных отдельно как для жидкой фазы, так и для твердой. Эта теория названа Великановым *гравитационной*.

Обе теории выведены для плоского равномерного потока и содержат в себе ряд допущений, ограничивающих их применение в расчетной практике.

В основу теории В. М. Маккавеева, опубликованной впервые в 1931 г., была положена теория В. Шмидта, согласно которой вместе с перемещением элементарных объемов жидкости переносятся заключенные в них «субстанции» (растворы, теплота и пр.).

В. М. Маккавеев рассматривает турбулентное движение плоского равномерного потока состоящим из «осредненного» движения жидкости и поперечных пульсационных токов, вызывающих перемешивание соседних слоев жидкости. В результате перемешивания слои потока, движущиеся с большими скоростями, теряют некоторый объем жидкости, получая вместо него равный объем, но более инертной жидкости.

В этом обмене водных масс и связанных с ними переносом осредненного количества движения заключается причина возникновения так называемой *турбулентной*, или *виртуальной*, вязкости.

Если выделить в потоке некоторую площадку $\Delta\omega$, параллельную дну и поверхности потока и расположенную на глубине y , то процесс перемешивания можно оценить некоторым объемом жидкости ΔW , переместившимся через данную площадку $\Delta\omega$ в течение промежутка времени Δt сверху вниз и замененным при этом объемом жидкости той же величины, переместившимся через ту же площадку снизу вверх.

Выразим скорость осредненного движения объема жидкости, переместившегося сверху вниз и снизу вверх, соответственно через

$$u_1 = u - \frac{du}{dy} \lambda_1$$

и

$$u_2 = u + \frac{du}{dy} \lambda_2,$$

где u — значение скорости на ординате y , ось которой направлена сверху вниз.

Величины λ_1 и λ_2 выбраны так, чтобы эффект «турбулентного перемешивания» через площадку $\Delta\omega$ при взятых для u_1 и u_2 формулах примерно соответствовал действительным процессам турбулентного перемешивания.

Переместившиеся объемы жидкости ΔW перенесут вместе с собой через площадку $\Delta\omega$ в течение промежутка времени Δt количество движения, равное

$$\begin{aligned}\Delta k_{\Delta t \Delta\omega} &= \left(u - \frac{du}{dy} \lambda_1\right) \frac{\gamma}{g} \Delta W - \left(u + \frac{du}{dy} \lambda_2\right) \frac{\gamma}{g} \Delta W = \\ &= -\frac{\gamma}{g} \Delta W (\lambda_1 + \lambda_2) \frac{du}{dy}.\end{aligned}$$

Направление переноса принято по направлению возрастающих y , т. е. от поверхности ко дну.

Относя перенос количеств движения к единице площади и к секунде, получим

$$k = -\frac{\gamma (\lambda_1 + \lambda_2) \Delta W}{g \Delta\omega \Delta t} \frac{du}{dy} = -\varepsilon \frac{du}{dy}. \quad (2,91)$$

Величина ε по аналогии с коэффициентом физической вязкости называется *коэффициентом виртуальной вязкости*.

Если выделить в потоке от поверхности до глубины y параллелепипед с площадью основания, равной единице, то составляющая сила тяжести, параллельная уклону, будет равняться $\gamma y i$.

Эта сила будет в условиях равномерного движения потока уравновешиваться сопротивлением, вызванным переносом количества движения, в результате турбулентного перемешивания в пределах данной площадки $-\varepsilon \frac{du}{dy}$, откуда

$$\gamma y i = -\varepsilon \frac{du}{dy},$$

или

$$\varepsilon = -\frac{\gamma y i}{\frac{du}{dy}}. \quad (2,92)$$

Таким образом, значение коэффициента ε зависит от изменения скорости по глубине вертикали, которое В. М. Магжаревым принято по формуле параболы, предложенной Базеном,

$$u = u_{\text{макс}} - m \sqrt{h i} \frac{y^2}{h^2},$$

где m изменяется в пределах от 20 до 24 (по Буссинеску $m=22,27$).

Производя дифференцирование и подставив производную $\frac{du}{dy}$ в полученное выше выражение для ε , получим

$$\varepsilon = \frac{\gamma h \sqrt{h i}}{44,55} m \text{ сек/м}^2, \quad (2,93)$$

т. е. постоянную по вертикали величину.

Переходя к переносу в турбулентном потоке взвешенных наносов, В. М. Маккавеев предполагает, что при установившемся режиме взвешенных наносов существует функциональная зависимость $S(y)$ для удельного содержания взвешенных частиц. В соответствии с выражением для переноса количеств движения уравнение для определения количеств переносимых потоком наносов ΔS В. М. Маккавеев записывает в следующем виде:

$$\Delta S = \left(S - \frac{dS}{dy} \lambda_1 \right) \Delta W - \left(S + \frac{dS}{dy} \lambda_2 \right) \Delta W = - (\lambda_1 + \lambda_2) \Delta W \frac{dS}{dy}.$$

При отнесении секундного расхода наносов к единице площади в среднем имеем

$$q_s = \frac{(\lambda_1 + \lambda_2) \Delta W}{\Delta t \Delta \omega} \frac{dS}{dy}.$$

В данном случае разница с выражением (2,91) заключается в том, что вместо двух членов u_1 и u_2 введены S_1 и S_2 при допущении тех же значений λ_1 и λ_2 .

Кроме того, в последнюю формулу не входит множитель $\frac{\gamma}{g}$, поскольку в данном случае рассматривается объем переместившихся частиц наносов.

В целях аналогии с прежними обозначениями и, в частности со значением коэффициента виртуальной вязкости, вводится множитель $\frac{g}{\gamma}$, после чего последняя зависимость переписывается Маккавеевым в следующем виде:

$$q_s = - \frac{g}{\gamma} \epsilon \frac{dS}{dy}.$$

Далее Маккавеев полагает, что при турбулентном движении потока результирующее перемещение наносов в вертикальном направлении происходит в сторону меньших значений S , по аналогии с молекулярными процессами диффузии.

Так как взвешенные наносы имеют удельный вес больше удельного веса воды, то они внутри перемещающихся масс жидкости совершают дополнительное движение в сторону действия силы тяжести, т. е. сверху вниз.

Скорость падения частиц под действием силы тяжести можно считать равной скорости опускания их в спокойной воде, т. е. гидравлической крупности ω . Отсюда расход опускающихся наносов, отнесенный к единице площади, будет равняться ωS .

Уравнение баланса для обоих видов перемещения наносов, учитывая при этом, что выражение $\frac{g}{\gamma} \epsilon$ при выбранном направлении оси y от поверхности ко дну отвечает перемещению сверху вниз, выразится в следующем виде:

$$- \frac{g}{\gamma} \epsilon \frac{dS}{dy} + \omega S = 0. \quad (2,94)$$

Интегрируя последнее уравнение, получим

$$S = S_h e^{-\frac{\gamma}{g} \int_0^h \frac{\omega}{\varepsilon} dy} \quad (2,95)$$

где S_h — концентрация наносов или мутность воды у дна.

Для частного случая при $\omega = \text{const}$ и $\varepsilon = \text{const}$ В. М. Маккавеев получает

$$S = S_h e^{-\frac{\gamma \omega (h-y)}{g \varepsilon}} \quad (2,96)$$

Определив коэффициент виртуальной вязкости ε из формулы Базена — Буссинеска

$$\varepsilon = \frac{\gamma h \sqrt{h i}}{2m}$$

В. М. Маккавеев приходит к следующему простому выражению:

$$S = S_h e^{-\frac{2m\omega (h-y)}{g \sqrt{h i} h}} \quad (2,97)$$

где m изменяется от 20 до 24.

М. А. Великанов в первых своих работах, как и В. М. Маккавеев, при решении задачи о распределении мутности по глубине вертикали основывается на диффузионной теории. Для определения величины коэффициента виртуальной вязкости М. А. Великанов использует формулу распределения скорости по глубине вертикали Ясмунда—Никурадзе, имеющую вид

$$u = \frac{\sqrt{gh i}}{k} \ln \left(1 + \frac{\eta}{\alpha} \right) \quad (2,98)$$

где $\eta = \frac{y}{h}$, $\alpha = \frac{\delta}{h}$ — относительная шероховатость, при значении C в формуле Шези, равном 50, как наиболее часто принимаемым для рек, $\alpha \cong \frac{1}{1500}$, $k = 0,40$.

Приведенная формула дает переменное значение коэффициента виртуальной вязкости по глубине вертикали, равное нулю на поверхности потока, имеющее максимум на середине глубины и весьма малое значение, близкое к нулю, у дна.

Формула М. А. Великанова, выражающая распределение мутности по глубине вертикали, имеет вид

$$S = S_h \left(\frac{1-\eta}{1+\frac{\eta}{\alpha}} \right)^{\frac{\omega}{k \sqrt{gh i}}} \quad (2,99)$$

где S_h — значение придонной мутности, ω — гидравлическая крупность.

Дальнейшее развитие диффузионная теория В. М. Маккавеева получила в работах А. В. Караушева.

А. В. Караушев, в отличие от В. М. Маккавеева, распределение скорости по глубине вертикали принимает по закону эллипса

$$u = u_0 \sqrt{1 - P\tilde{y}^2}, \quad (2,100)$$

где u_0 — поверхностная скорость; P — параметр, равный $\frac{M}{C} \frac{u_{cp}^2}{u_0^2}$,

или $P = 0,57 + \frac{3,3}{C}$; C — скоростной коэффициент в формуле Шези; $M = 0,7C + 6$.

Распределение мутности по вертикали в условиях установившегося и равномерного режима дается А. В. Караушевым в виде следующего уравнения:

$$S = S_h e^{-aG\beta(\tilde{y})}, \quad (2,101)$$

где $a = \frac{C\sqrt{MC}}{g}$; $G = \frac{\omega}{u_{cp}}$; ω — гидравлическая крупность наносов;

$\tilde{y} = \frac{y}{h}$; $\beta(\tilde{y})$ — функция, зависящая от C ; g — ускорение силы тяжести.

Для $C=50$ значение произведения $a\beta(\tilde{y})$ может быть получено из следующих данных:

\tilde{y}	0,0	0,2	0,4	0,6	0,8	0,90	0,95
$a\beta(\tilde{y})$	213,12	176,64	138,08	97,90	53,34	28,40	14,55

Частный элементарный расход наносов, соответствующий данной крупности наносов, Караушевым дается в виде следующей зависимости:

$$P_s = u_{cp} h S_h B, \quad (2,102)$$

где S_h — придонная мутность, отвечающая данной крупности наносов; B — функция, зависящая от C и G , которая для $C=50$ может быть получена из табл. 17.

Таблица 17

G	B	G	B	G	B	G	B
0,0001	0,988	0,035	0,665	0,010	0,350	0,075	0,034
0,005	0,941	0,005	0,565	0,018	0,191	0,10	0,025
0,001	0,886	0,0065	0,486	0,03	0,102	0,15	0,016
0,002	0,788	0,0085	0,400	0,05	0,055	0,25	0,010

Для нахождения придонной мутности Караушев исходит из соотношения

$$S_h = \Phi S_{h+\delta}, \quad (2,103)$$

где Φ — функция, зависящая от величины отношения $\frac{w}{v}$; v — вертикальная составляющая пульсационной скорости у дна, принимаемая равной \sqrt{ghi} ; w — гидравлическая крупность наносов, для которой находится значение S_h .

Значения Φ в функции от $\frac{w}{v}$ помещены в табл. 18.

Таблица 18

$\frac{w}{v}$	Φ	$\frac{w}{v}$	Φ	$\frac{w}{v}$	Φ	$\frac{w}{v}$	Φ
0,0001	1,00	0,08	0,848	0,40	0,456	1,95	0,017
0,0003	1,00	0,10	0,812	0,65	0,274	2,40	0,006
0,0005	1,00	0,15	0,730	1,0	0,144	2,90	0,0008
0,002	0,996	0,20	0,658	1,12	0,108	3,00	0,000
0,02	0,960	0,27	0,580	1,40	0,062		
0,05	0,902	0,34	0,510	1,65	0,035		

Значение $S_{h+\delta}$ определяется по следующей формуле В. М. Маккавеева:

$$S_{h+\delta} = C_1 \frac{u_h^2}{h} \quad (2,104)$$

Значение коэффициента C_1 Караушевым принимается равным

$$C_1 = 0,000057N, \quad (2,105)$$

где N — безразмерная характеристика турбулентного потока, равная $\frac{Mc}{g}$.

Расчет по приведенным формулам производится для отдельных фракций, а после суммирования полученных результатов для всех фракций определяется распределение мутности по вертикали и элементарный расход наносов, соответствующий предельному насыщению потока наносами. В рассматриваемой работе, так же как и у В. М. Маккавеева, мутность у поверхности не равна нулю, что же касается коэффициента турбулентного обмена, то он пропорционален местной скорости.

М. А. Великанов (1944 г.), выдвигая новую *гравитационную теорию взвешивания* в потоке наносов, отмечает, что в процессе взвешивания наносов нельзя игнорировать влияние взвешенных частиц на кинематическую структуру потока и не учитывать работу, затрачиваемую потоком на поддержание тяжелых частиц во взвешенном состоянии.

При наличии взвешенных частиц поток должен непрерывно производить работу по их подъему. Если при равномерном движении однородной жидкости положительная работа силы тяжести полностью расходуется на работу силы сопротивления, то при наличии наносов некоторая часть работы должна идти на поддержание их во взвешенном состоянии. Великановым составляется уравнение работы отдельно для жидкой фазы потока и твердой.

Вес, заключенный внутри некоторого элементарного объема, для жидкой фазы составляет

$$(1 - S) \rho g \delta x \delta y$$

и соответственно для твердой —

$$S \rho_s g \delta x \delta y,$$

где S — относительное объемное содержание твердой фазы или мутность потока ρ и ρ_s — плотность жидкой и твердой фазы, $\delta x \delta y \cdot 1$ — элементарный объем жидкости, g — ускорение силы тяжести.

Работа в направлении силы тяжести в единицу времени для жидкой фазы определится умножением веса на величину падения, равного для любой жидкой частицы, движущейся вдоль оси x , произведению уклона на скорость

$$(1 - S) \rho g u i \delta x \delta y.$$

В работе твердой фазы, помимо общего для обеих фаз падения, равного $u i$, каждая твердая частица с гидравлической крупностью w падает в единицу времени относительно окружающей ее жидкости на величину $w(1 - S)$, совершая при этом также положительную работу, обусловленную превышением ее плотности над плотностью жидкости, равную для всего элементарного объема

$$S(1 - S)(\rho_s - \rho) g w \delta x \delta y.$$

Таким образом, суммарная положительная работа для твердой фазы получится равной

$$[S \rho_s g u i + S(1 - S)(\rho_s - \rho) g w] \delta x \delta y.$$

При составлении выражений для работы сопротивления М. А. Великанов принимает обычное в теориях турбулентности отождествление такового с переносом количества движения, которое вычисляется в отдельности для жидкой фазы с плотностью $\rho(1 - S)$ и для твердой фазы с плотностью $\rho_s S$.

Для жидкой фазы перенос количества движения через площадку $\delta x \cdot 1$ (осредненного по времени) принимается равным

$$[\rho(1 - S) u] v \delta x,$$

а для твердой

$$[\rho_s S u] v_s \delta x.$$

Раскрывая операцию осреднения и вводя вместо v_s его значение $v - \omega$, после некоторых преобразований Великанов соответственно получает для переноса количества движения жидкой фазы

$$\rho [(1 - \bar{S}) \overline{u'v'} - \omega \bar{S} \overline{u'S'}] \delta x$$

и для твердой

$$\rho_s [\bar{S} \overline{u'v'} + \omega \bar{S} \overline{u'S'} - \omega \overline{u'S'}] \delta x.$$

В эти уравнения входит момент корреляции между пульсацией продольной скорости и пульсацией мутности, которые в условиях стационарного распределения вдоль оси x Великанов принимает пренебрежимо малыми по сравнению с другими слагаемыми.

Выражения для работы силы трения соответственно равняются

$$\rho \frac{d}{dy} [(1 - \bar{S}) \overline{u'v'}] \bar{u} \delta x \delta y$$

и

$$\rho_s \frac{d}{dy} [\bar{S} \overline{u'v'}] \bar{u} \delta x \delta y.$$

В результате М. А. Великанов получает основные дифференциальные уравнения гравитационной теории в виде

$$\begin{aligned} \rho g i (1 - \bar{S}) \bar{u} = \rho \frac{d}{dy} [(1 - \bar{S}) \overline{u'v'}] \bar{u} + \\ + (\rho_s - \rho) g \omega \bar{S} (1 - \bar{S}), \end{aligned} \quad (2,106)$$

$$\rho_s g i \bar{S} \bar{u} = \rho_s \frac{d}{dy} [\bar{S} \overline{u'v'}] \bar{u} + (\rho_s - \rho) g \omega \bar{S} (1 - \bar{S}). \quad (2,107)$$

После сложения обоих равенств получим дифференциальное уравнение движения смеси твердой и жидкой фазы в целом

$$g i (1 + a \bar{S}) = \frac{d}{dy} [(1 + a \bar{S}) \overline{u'v'}], \quad (2,108)$$

где

$$a = \frac{\rho_s}{\rho} - 1.$$

В этом уравнении работа взвешивания Великановым исключена.

Интегрируя последнее уравнение, Великанов получает

$$-\frac{u'v'}{y} = -gi \frac{\int_0^h (1 + a\bar{S}) dy}{1 + a\bar{S}},$$

откуда

$$\frac{d}{dy} (u'v') = gi \left[1 + a \frac{d\bar{S}}{dy} \frac{\int_0^h (1 + a\bar{S}) dy}{(1 + a\bar{S})^2} \right].$$

Подставляя это уравнение в (2,111), используя для величины продольной скорости логарифмическую формулу

$$u = \frac{V\sqrt{ghi}}{k} \ln \left(1 + \frac{\eta}{a} \right)$$

и заменяя везде ординату y через относительную ординату η , Великанов приходит к конечному уравнению

$$\begin{aligned} \frac{dS}{dy} \int_{\eta}^1 (1 + a\bar{S}) d\eta - \frac{1}{S(1-S)(1+a\bar{S})^2} + \\ + \frac{1}{\ln \left(1 + \frac{\eta}{a} \right)} + \frac{kaw}{(1+a)i\sqrt{ghi}} = 0, \end{aligned} \quad (2,109)$$

где k — постоянная Кармана, равная 0,40.

Множитель, стоящий во втором слагаемом уравнения, обозначим особым символом

$$\beta = \frac{kaw}{(1+a)i\sqrt{ghi}}, \quad (2,110)$$

который представляет собой безразмерный критерий транспортирующей способности турбулентного потока.

При интегрировании полученного основного уравнения (2,109) М. А. Великанов вводит ряд упрощающих допущений. Вместо стоящего в знаменателе множителя $\ln \left(1 + \frac{\eta}{a} \right)$ вводится его среднее значение

$$\int_0^1 \ln \left(1 + \frac{\eta}{a} \right) d\eta \approx \ln \frac{1}{a} - 1,$$

обратная величина которого обозначается буквой m ,

$$m = \frac{1}{\ln \frac{1}{a} - 1}.$$

Далее, величины $(1 - S)$ и $(1 + aS)$ приравняются единице.

После этих двух упрощающих допущений уравнение (2,109) принимает следующий вид:

$$\frac{dS}{d\eta} \frac{1 - \eta}{S} + m\beta = 0.$$

Интегрируя, получаем

$$\ln S = m\beta \ln(1 - \eta).$$

Вводя величину придонной мутности при $\eta = 0$, имеем $S = S_h$; окончательное выражение для распределения мутности по вертикали М. А. Великанов получает в следующем виде:

$$S = S_h(1 - \eta)^{m\beta}, \quad (2,111)$$

где

$$\beta = \frac{kaw}{(1 + a) t \sqrt{ghi}}, \quad a = \frac{\rho_s}{\rho} - 1.$$

Приводим значения числового параметра m для различных значений относительной шероховатости:

α	$\frac{1}{100}$	$\frac{1}{250}$	$\frac{1}{500}$	$\frac{1}{1000}$	$\frac{1}{2000}$	$\frac{1}{4000}$	$\frac{1}{8000}$
m	0,277	0,221	0,191	0,169	0,151	0,137	0,125

При определении придонной мутности S_h Великанов исходит из предположения, что если для донных наносов коэффициент сплошности движения частиц является безразмерным и пропорционален кубу скорости, а полученный выше безразмерный параметр β обратно пропорционален кубу скорости, то можно считать, что коэффициент сплошности будет обратно пропорционален параметру β . Отсюда Великанов приходит к возможности выразить придонную мутность равенством

$$S_h = \frac{c}{\beta}, \quad (2,112)$$

где c — коэффициент, определяемый по экспериментальным данным, относящимся к предельно насыщенному наносами потоку в условиях напорного гидротранспорта.

М. А. Великанов совершенно справедливо отмечает, что совпадение расчетной транспортирующей способности потока в отношении наносов данной крупности с фактической мутностью может иметь место только при условии, когда русло реки сплошь состоит из частиц данной гидравлической крупности, а концентрация содержания этих частиц в различных точках сечения полностью определяется гидродинамическими условиями потока.

Для рассматриваемого предельного насыщения потока песчаными наносами значение параметра c Великановым определено равным 0,16. Откуда

$$S_h = \frac{0,16}{\beta}, \quad (2,113)$$

где

$$\beta = \frac{ka}{1+a} \frac{\omega}{i\sqrt{ghi}} = 0,21 \frac{\omega}{i\sqrt{ghi}}.$$

Среднее значение мутности по вертикали М. А. Великановым приближенно выражено равенством

$$S_{cp} = S_h \frac{1}{1+B\beta}, \quad (2,114)$$

где коэффициент B зависит от относительной шероховатости, изменяясь в пределах от 0,240 до 0,158, в среднем равен 0,20.

После подстановки в формулу значения S_h и B , равного 0,20, получим

$$S_{cp} = \frac{0,16}{\beta(1+0,20\beta)}. \quad (2,115)$$

Для приближенных расчетов мутности рек и каналов уравнение (2,115) может быть упрощено. Пренебрегая в знаменателе единицей, это уравнение перепишется в следующем виде:

$$S_{cp} = \frac{0,8}{\beta^2}. \quad (2,116)$$

А. К. Проскураковым произведено сопоставление теоретических зависимостей Маккавеева, Караушева и Великанова с данными лабораторных исследований Ванони. В качестве примера рассмотрим данные опыта № 8, проведенного Ванони при следующих условиях:

Глубина h м	0,148
Средняя скорость u м/сек	1,15
Уклон i	0,0025
Гидравлическая крупность ω м/сек	0,0191
Шероховатость Δ м	0,00047

При обработке результатов опытов Ванони принимал мутность на глубине $0,05h$ равной единице. Полученное относительное распределение мутности $\frac{S}{S_{0,05h}}$ по вертикали приведено в табл. 19.

Таблица 19

№ точек	$\eta = \frac{y}{h}$	$\frac{S}{S_{0,05h}}$	№ точек	$\eta = \frac{y}{h}$	$\frac{S}{S_{0,05h}}$
1	0,97	0,006	6	0,20	0,22
2	0,93	0,011	7	0,10	0,52
3	0,83	0,022	8	0,042	1,15
4	0,62	0,052	9	0,021	2,20
5	0,42	0,11	10	0,015	3,00

Пользуясь исходными данными опыта Ванони и принимая мутность воды у дна S_h равной единице, было определено относительное распределение мутности $\frac{S}{S_h}$ по вертикали по следующим расчетным формулам: 1) Маккавеева (2,97), 2) Великанова (2,99), 3) Караушева (2,101), 4) Великанова (2,111).

Данные подсчетов приведены в графах, соответствующих формулам (2,97) — (2,111) для $S_h=1$ (табл. 20). Для сопоставления расчетных значений с относительным распределением мутности в опытах Ванони полученные по формуле значения мутности пересчитаны по отношению к мутности в точке 0,05 h , принятой равной единице.

Данные подсчетов по указанным выше четырем формулам иллюстрируются графиками (рис. 36). На графике *a* показано относительное распределение мутности по вертикали при $\frac{S}{S_h}$, а на графике *б* — при $\frac{S}{S_{0,05h}}$; на этом же графике нанесены

Таблица 20

$\eta = \frac{y}{h}$	Относительная мутность, рассчитанная по формулам при							
	$S_h = 1$				$S_{0,05h} = 1$			
	2,97	2,99	2,101	2,111	2,97	2,99	2,101	2,111
1,0	0,011	0,000	0,007	0,000	0,014	0,000	0,010	0,000
0,9	0,017	0,000	0,010	0,001	0,021	0,011	0,014	0,001
0,8	0,030	0,000	0,016	0,002	0,038	0,022	0,022	0,010
0,7	0,043	0,000	0,028	0,028	0,054	0,036	0,039	0,032
0,6	0,067	0,000	0,039	0,065	0,084	0,053	0,054	0,076
0,5	0,105	0,000	0,064	0,127	0,132	0,076	0,089	0,148
0,4	0,165	0,001	0,108	0,219	0,207	0,119	0,150	0,355
0,3	0,259	0,001	0,173	0,346	0,325	0,160	0,241	0,403
0,2	0,407	0,001	0,299	0,515	0,510	0,254	0,415	0,600
0,1	0,637	0,002	0,519	0,731	0,800	0,519	0,721	0,851
0,05	0,798	0,004	0,720	0,858	1,000	1,000	1,000	1,000
0,01	0,957	0,019	—	0,970	1,200	4,22	—	1,130
0,00	1,000	1,000	1,000	1,000	1,250	227,0	1,39	1,170

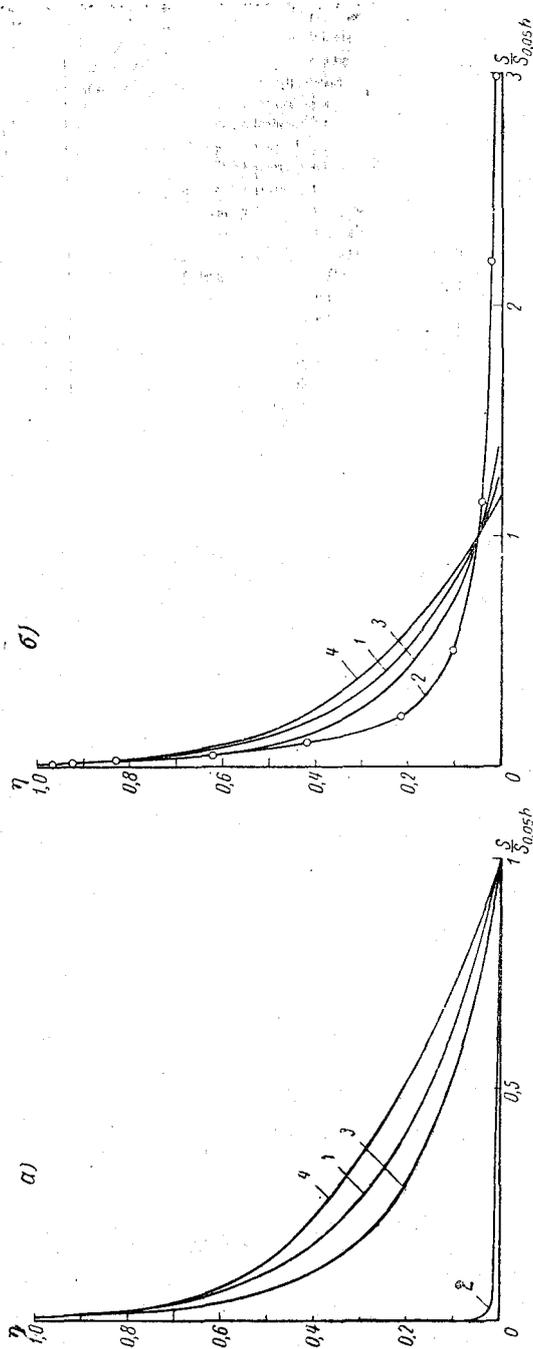


Рис. 36. Изменение относительной мутности, подсчитанной по теоретическим формулам Макавеева (1), Великанова (2), Караушева (3) и Великанова (4), для опыта Ванони № 8 (а) и сопоставление относительной мутности, подсчитанной по теоретическим формулам, с данными опыта № 8 (б).
 1 — формула (2,97), 2 — (2,99), 3 — (2,101), 4 — (2,11).

точки относительного распределения мутности, полученные по опытным данным Ванони.

Графики, как и другие опыты Ванони, показывают, что формулы (2,97), (2,101), (2,111) дают относительно близкие между собой результаты, несмотря на различные принципы теоретических обоснований формул, но значительно расходятся с опытными данными и только формула (2,99) Великанова, полученная на основе диффузионной теории при распределении скорости по логарифмической кривой, дает хорошее совпадение с фактически наблюдаемыми величинами мутности.

Таким образом, полученный результат сравнений указывает на необходимость дальнейшего уточнения теории движения наносов, базируясь на точных прецизионных лабораторных измерениях и специальных полевых исследованиях.

Диффузионная и гравитационная теории были предметом широкого обсуждения на конференции по проблеме русловых процессов, состоявшейся в Москве в 1952 г., и подверглись критике на страницах «Известий Академии наук СССР» (ОТН, № 11, 1951 г., и № 2, 6, 8, 9, 11 и 12, 1952 г.).

Подводя итоги дискуссии о теоретических положениях диффузионной и гравитационной теории, редакция «Известий» пришла к выводам, что ни одно из этих направлений не привело пока к научно обоснованным результатам, а теоретические положения, разрабатываемые в обоих направлениях, содержат ряд крупных недостатков.

Существенным недостатком диффузионной теории движения взвешенных наносов, выявившимся в ходе дискуссии, является отсутствие достаточно ясных физических предпосылок.

Математическая схема диффузионной теории, исходящая из устарелых представлений о вполне хаотическом механизме турбулентности, не согласуется с новыми опытными данными о природе турбулентности, отчетливо указывающими на различную роль пульсации разного масштаба в динамике реальных потоков. В теории совершенно игнорируется существенное различие между коэффициентами турбулентной диффузии, определяемыми для перемешивания масс жидкости, с одной стороны, и частиц наносов, — с другой, что ограничивает применимость теории условиями, в которых это различие мало существенно, в частности условием весьма малой крупности частиц. Предположения В. М. Маккавеева о постоянстве коэффициента диффузии и А. В. Караушева о пропорциональности его местной скорости недостаточно обоснованы. Далее, в диффузионной теории недостаточно разработан весьма важный для практического применения вопрос о граничной мутности вблизи дна, вследствие чего диффузионная теория не может быть применена к расчету наносотранспортирующей способности потока без введения дополнительных, не вытекающих из самой теории условий относительно придонной мутности.

Эти соображения заставляют оценивать имеющиеся расчетные зависимости, так или иначе связанные с использованием схемы диффузии, как теоретически недостаточно обоснованные, по существу, как эмпирические соотношения, действующие лишь в условиях конкретных, подтверждающих эти соотношения опытов.

В гравитационной теории, как следует из материалов дискуссии, заслуживает наибольшего внимания сама идея рассмотрения баланса энергии, введение которой обещает разрешить в известной мере трудности теории движения наносов, связанные с учетом динамического взаимодействия твердых частиц и жидкой среды, не преодолимые для диффузионной теории на настоящей стадии ее развития. Однако попытку построения теории на основе баланса энергии в потоке, несущем наносы, нельзя признать удачной ввиду наличия в ней ряда важных методических недочетов, выявленных дискуссией. Эти недочеты относятся в первую очередь к исходным положениям теории М. А. Великанова, нуждающимся еще в существенной доработке.

Ряд замечаний по теории М. А. Великанова касается таких допущений, как пренебрежение различием пульсационных скоростей жидкости и частиц наносов, принятие однородного поля средних скоростей и др.

В качестве общего итога дискуссии можно отметить, что имеющиеся теоретические результаты еще далеко не удовлетворяют практические запросы в отношении научно обоснованных методов расчета движения наносов. Тем не менее нельзя недооценивать как достигнутых уже теорией результатов, так и ближайших перспектив получения строгих теоретических решений на базе экспериментальных исследований, вскрывающих физическую природу явлений взвешивания и переноса потоком наносов.

Приводя основные положения теорий взвешивания наносов в плоском равномерном турбулентном потоке и замечания в отношении этих теорий, мы стремились, с одной стороны, осветить имеющиеся в данной области достижения советской науки, с другой — предостеречь от слепого использования этих теорий при применении их к практическим расчетам, в частности к расчету транспортирующей способности рек, что иногда имеет место.

В речных условиях, где, как уже отмечалось, насыщенность потока наносами в основном определяется склоновой эрозией и частично размывами берегов и русла при наличии в русле наносов крупностью, большей чем взвешенные, говорить о наличии предельного насыщения рек наносами и о возможности получить по расчетным зависимостям количественные характеристики мутности потока не приходится. В данном случае можно говорить о наличии зависимости между крупностью взвешенных наносов и транспортирующей способностью потока, при которой

наносы данной крупности находятся во взвешенном состоянии и закономерно распределяются по глубине потока.

Как уже отмечалось, при наличии неравномерного движения потока в реках имеют место циркуляционные течения и, помимо обычных пульсаций скоростей малых масштабов, присущих равномерному турбулентному потоку, возникают пульсации более крупных размеров, вызванные локальными структурными вихреобразованиями.

При этих условиях неизбежны местные размывы донных отложений и подъем со дна более крупных частиц в виде облаков мутности или, по терминологии Н. Н. Жуковского, «наносных жил», нарушающих «нормальное» распределение по вертикалям наносов, с концентрацией наиболее крупных частиц в придонных слоях потока.

Изучением распределения наносов по живому сечению рек занимался целый ряд исследователей: Б. В. Поляков, В. Н. Гончаров, И. М. Луценко и др. Подробная сводка результатов этих исследований дана Г. В. Лопатиным.¹

Распределение наносов по ширине рек меняется в зависимости от направлений течений и наличия местных размывов русла и берегов. Иногда на распределение мутности по ширине реки влияют поступающие в реку воды притоков, имеющие иную насыщенность наносами.

В этих случаях зоны различной мутности в реке распространяются полосами от устья притока на несколько километров, пока не произойдет полного перемешивания воды.

В заключение приведем весьма обстоятельные исследования, произведенные в этом направлении в 1951 г. на р. Аму-Дарье Е. С. Семеновою и М. К. Чхиквадзе.

На рис. 37 изображены изменения по ширине реки средних по вертикалям скоростей, элементарных расходов воды и наносов и мутностей, а также распределение мутности по живому сечению в виде изолиний мутности. На рис. 38 показано распределение по вертикалям скоростей течений, мутности и единичных расходов наносов.

На рис. 39 и 40 представлены аналогичные данные в том же створе, но при более низком уровне, измеренные через 15 дней. Одновременно с измерением расходов наносов в обоих случаях производилось взятие проб воды в отдельных точках вертикалей для определения гранулометрического состава взвешенных наносов, а также определялся на каждой вертикали состав донных отложений (табл. 21). Взятие проб мутности производилось вакуумным батометром.

Фракционный состав взвешенных наносов определялся методом пипетка — фракциометр, донных наносов — фракциометром. На рис. 41 показаны эпюры распределения по вертикалям процентного состава отдельных фракций.

¹ Г. В. Лопатин. Наносы рек СССР. Географиз. М. 1952.

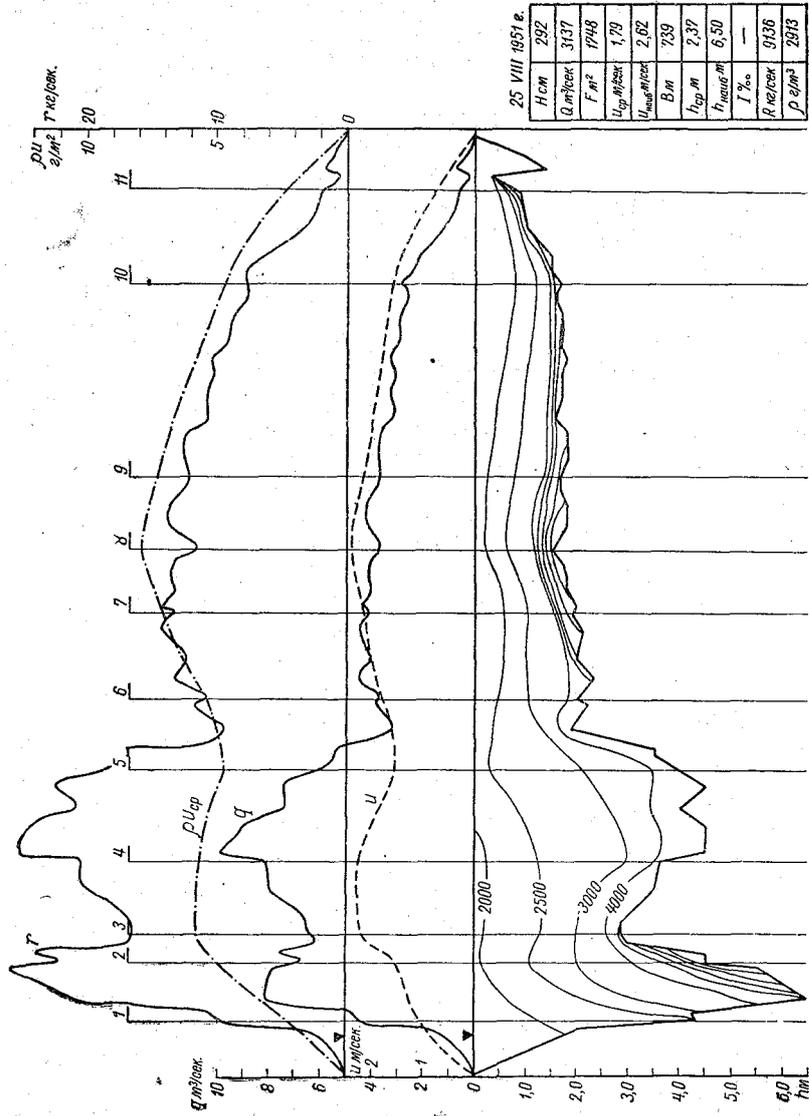


Рис. 37. Изменение мутности по живому сечению р. Аму-Дарья по измерениям 25/VIII 1951 г.

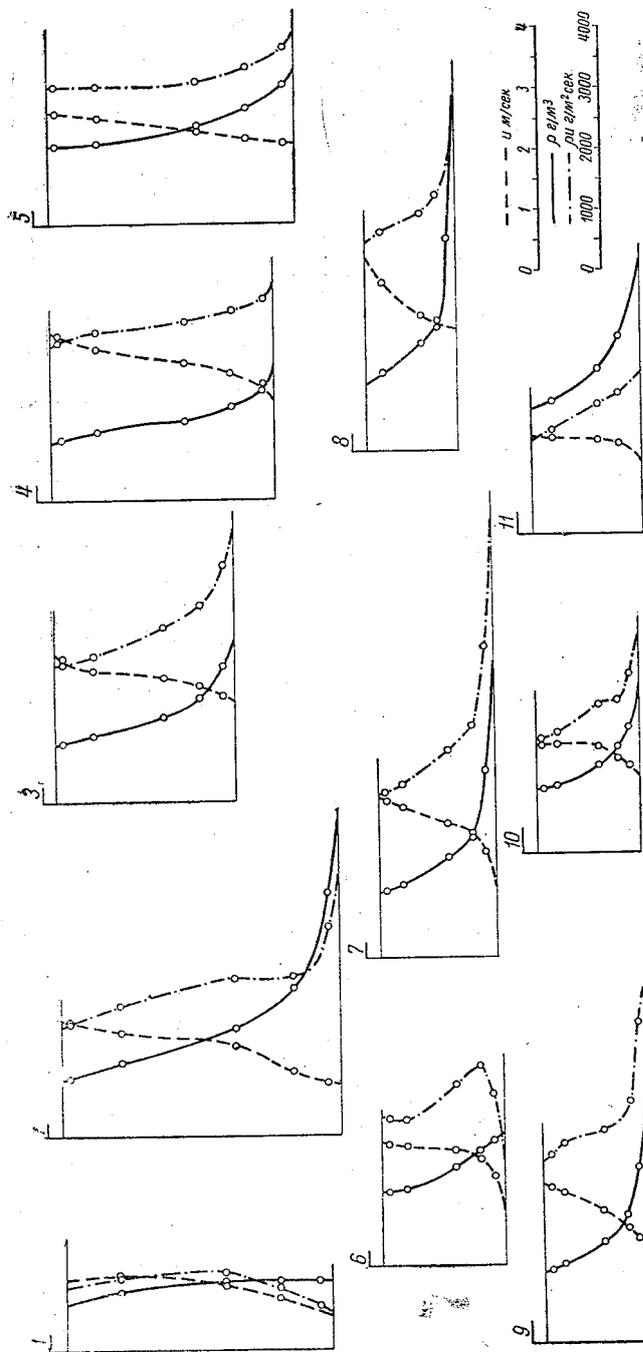


Рис. 38. Изменение по вертикалям мутности, скорости и единичных расходов наносов.

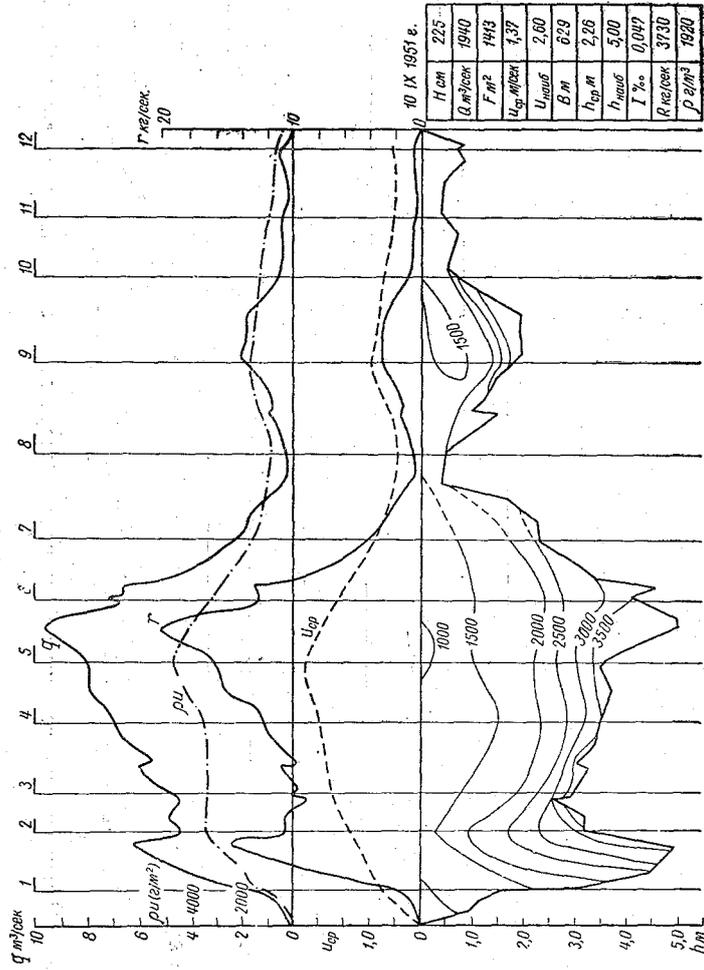


Рис. 39. Изменение мутности по живому сечению р. Аму-Дарья по измерениям 10/IX 1951 г.

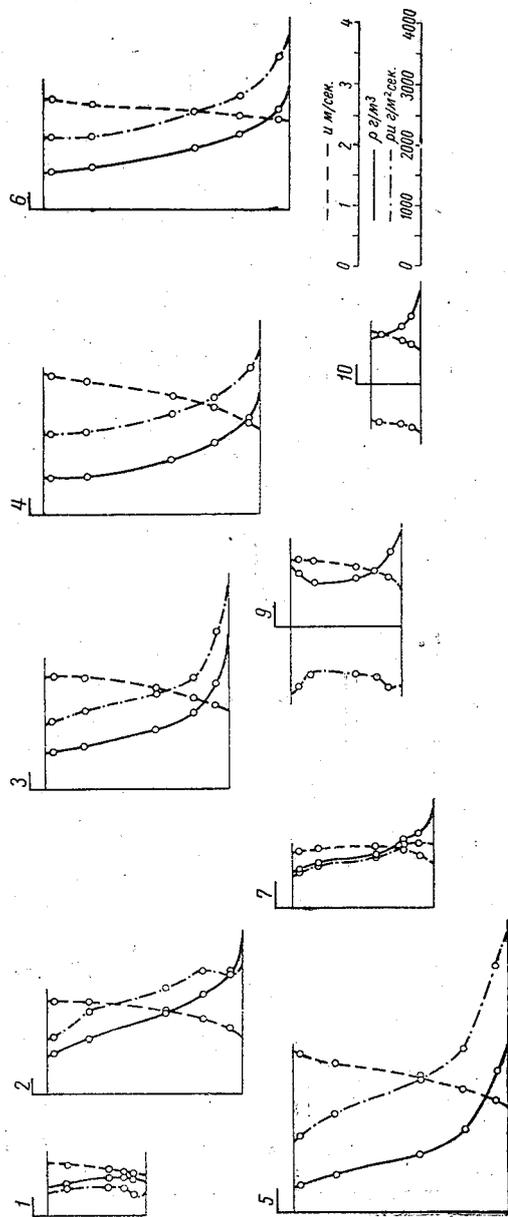


Рис. 40. Изменение по вертикалям мутности, скорости и единичных расходов наносов.

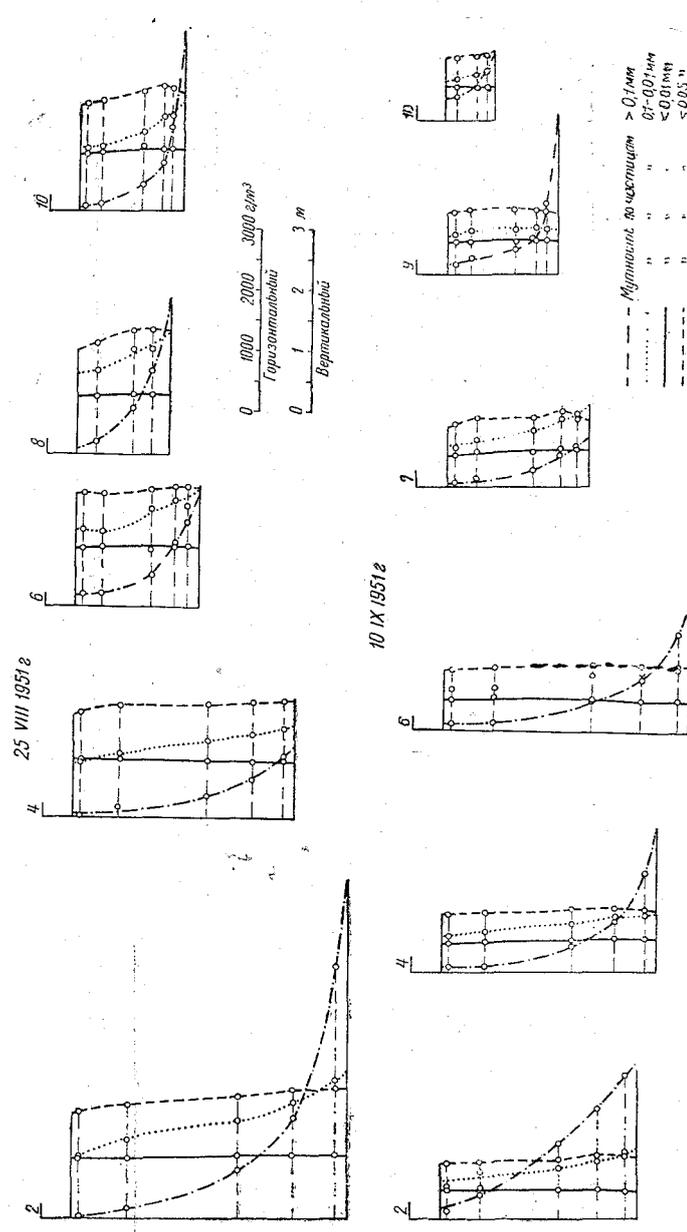


Рис. 41. Эпюры распределения мутности по вертикали по отдельным фракциям.

Таблица 21

№ вертикалей и глубина взятия пробы (м)	Диаметр частиц (мм) и их содержание (в % по весу)					Наиболь- ший диаметр (мм)
	0,5-0,2	0,2-0,1	0,1-0,05	0,05-0,01	<0,01	
25/VIII 1951 г.						
Верт. № 2. Пов.	0,02	1,3	8,6	43,0	47,1	0,31
0,2	0,1	6,5	15,7	38,4	39,3	0,25
0,6	2,6	19,9	20,4	28,0	29,1	0,34
0,8	7,0	29,0	18,5	22,9	22,6	0,34
Дно	13,6	40,5	17,6	14,6	13,7	0,40
				<0,05		
Донные отл.	74,4	20,3	2,2	3,1		0,54
Верт. № 4. Пов.	0,1	2,4	8,0	39,8	49,7	0,31
0,2	0,3	7,2	8,8	40,0	43,7	0,34
0,6	2,4	11,5	13,1	35,6	37,4	0,40
0,8	5,6	16,1	13,4	33,6	31,3	0,57
Дно	9,0	20,8	14,0	28,8	27,4	0,48
				<0,05		
Донные отл.	77,8	16,5	1,8	3,9		0,60
Верт. № 6. Пов.	0,5	7,9	14,7	37,4	39,5	0,41
0,2	0,6	9,4	15,5	34,3	40,2	0,40
0,6	2,3	17,1	20,3	30,1	30,2	0,37
0,8	3,6	23,9	19,5	26,7	26,3	0,45
Дно	6,1	28,3	16,6	24,3	24,7	0,48
				<0,05		
Донные отл.	64,8	22,7	5,3	7,2		0,54
Верт. № 8. 0,2	0,5	7,8	18,9	35,7	37,1	0,31
0,6	2,8	18,8	20,4	29,0	29,0	0,36
0,8	7,7	25,9	16,6	26,0	23,8	0,40
Дно	20,9	34,8	13,9	15,5	14,9	0,43
				<0,05		
Донные отл.	59,4	28,2	5,3	7,1		0,50
Верт. № 10. Пов.	0,3	3,7	9,2	41,0	45,8	0,41
0,2	0,3	5,8	11,1	38,0	44,8	0,32
0,6	2,3	13,6	14,4	31,8	37,9	0,34
0,8	6,4	17,9	15,8	30,0	29,9	0,39
Дно	10,7	24,2	15,0	24,3	25,8	0,41
				<0,05		
Донные отл.	70,8	22,1	2,6	4,5		0,40
Взвешенные на- носы (средние по сечению)	4,4	16,5	15,0	31,1	33,0	0,57
				<0,05		
Донные отл.	69,5	22,0	3,4	5,1		0,60

№ вертикалей и глубина взятия пробы (м)	Диаметр частиц (мм) и их содержание (в % по весу)					Наиболь- ший диаметр (мм)
	0,5-0,2	0,2-0,1	0,1-0,05	0,05-0,01	<0,01	
10/IX 1951 г.						
Верт. № 2. Пов.	0,1	10,2	15,3	36,4	28,0	0,30
0,2	3,5	25,5	18,4	24,6	28,0	0,35
0,6	11,8	36,2	13,8	18,8	19,4	0,44
0,8	13,7	41,4	13,3	16,1	15,5	0,39
Дно	15,5	44,8	13,2	14,3	12,2	0,40
				<0,05		
Донные отл.	34,0	55,2	0,6	10,2		0,45
Верт. № 4. Пов.	1,0	7,7	11,4	40,2	39,7	0,31
0,2	0,9	8,5	15,5	35,6	39,5	0,44
0,6	6,8	17,8	16,0	28,9	30,5	0,41
0,8	11,1	25,8	17,1	22,3	23,7	0,43
Дно	19,5	32,7	14,8	15,0	18,0	0,43
				<0,05		
Донные отл.	66,4	26,6	2,4	4,6		0,90
Верт. № 6. Пов.	0,3	7,7	14,5	38,9	38,6	0,40
0,2	0,7	9,1	15,2	36,5	38,5	0,50
0,6	8,0	17,9	18,9	28,0	27,2	0,74
0,8	16,5	20,4	17,0	24,3	21,8	0,74
Дно	29,9	21,3	15,0	16,9	16,9	0,79
				<0,01		
Донные отл.	76,2	17,2	2,7	3,9		0,64
Верт. № 7. Пов.	0,1	3,1	11,4	41,9	43,5	0,54
0,2	0,2	8,4	14,9	38,3	38,2	0,34
0,6	1,7	13,9	18,6	34,1	31,7	0,36
0,8	2,0	20,7	21,2	28,7	27,4	0,33
Дно	2,4	24,7	24,2	23,7	25,0	0,48
				<0,05		
Донные отл.	6,8	67,6	16,4	9,2		0,48
Верт. № 9. Пов.	4,0	7,7	9,8	37,6	40,9	0,43
0,2	5,2	12,2	13,2	33,8	35,6	0,54
0,6	7,9	15,6	13,8	30,0	32,7	0,45
0,8	11,0	18,3	13,8	26,5	30,4	0,54
Дно	20,4	26,7	11,2	17,9	23,8	0,48
				<0,05		
Донные отл.	86,4	7,6	1,9	4,1		

№ вертикалей и глубина взятия пробы (м)	Диаметр частиц (мм) и их содержание (в % по весу)					Наиболь- ший диаметр (мм)	
	0,5-0,2	0,2-0,1	0,1-0,05	0,05-0,01	<0,01		
Верт. № 10.	0,2	8,9	14,9	10,6	30,9	34,7	0,45
	0,6	9,9	20,4	13,1	26,2	30,4	0,54
	0,8	13,6	23,0	13,6	24,4	25,4	0,44
Донные отл.				<0,05			
Донные отл.	78,1	15,7	2,2	4,0			0,50
Взвешенные на- носы (средние по сечению)				<0,05			
	8,1	19,3	14,9	28,4	29,3		0,79
Донные отл.				<0,05			
Донные отл.	58,0	31,6	4,4	6,0			0,90

Изображенное на рис. 42 сопоставление профилей живых сечений, измеренных 25/VIII и 10/IX, показывает, что в период между измерениями отложение наносов происходило в зоне рас-

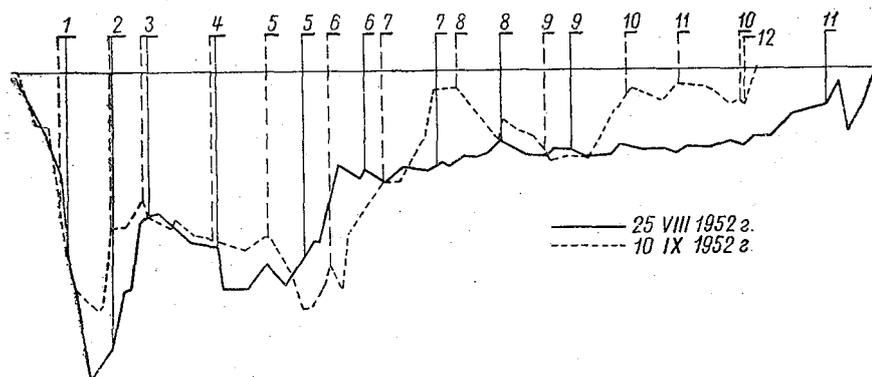


Рис. 42. Совмещенные профили живых сечений р. Аму-Дарьи по данным измерений 25/VIII и 10/IX.

положения вертикали № 2 и от вертикали № 7 до уреза левого берега. Наоборот, размыв русла наблюдался между вертикалями № 5 и 7. В связи с деформацией русла стрежень потока за рассматриваемый отрезок времени переместился от левого берега к правому.

Характерно, что наибольшая концентрация наносов (мутность) вблизи дна сосредоточена на тех вертикалях, в зоне ко-

торых наблюдалось интенсивное отложение наносов. Увеличение мутности у дна в основном происходит за счет крупных фракций от 0,5 до 0,1 мм; более мелкие наносы распределяются равномерно по глубине потока. На небольших глубинах количество крупных частиц у поверхности воды больше, чем на глубоких местах.

Таким образом, данные наблюдений в условиях р. Аму-Дарьи с сильно деформирующимся руслом подтверждают характер распределения наносов по вертикали, полученного в результате теоретических расчетов.

Фракционный состав донных отложений в рассматриваемом створе р. Аму-Дарьи весьма устойчив, независимо от того происходит размыв или намыв русла, и в основном (до 90%) состоит из частиц крупностью от 0,5 до 0,1 мм, остальные 10% составляют частицы $< 0,1$ мм.

Во взвешенном состоянии процент фракций $> 0,1$ мм в среднем при первом измерении с более высоким уровнем составляет 21%, а во втором — 27%.

Сопоставляя процентное содержание состава взвешенных наносов с донными отложениями, можно заключить, что основная масса взвешенных наносов (\sim до 65%), состоящая из мелких фракций ($< 0,1$ мм), приносится к створу транзитом с вышележащих участков реки.

Остальная часть взвешенных наносов ($\sim 35%$) руслового происхождения.

Отсутствие измерений донных наносов не позволяет установить полного количества передвигаемых потоком наносов, участвующих в переформировании русла р. Аму-Дарьи, во всяком случае это количество весьма значительно, в особенности в период высоких вод, когда происходят интенсивные размывы берегов и русловых отложений.

Нестационарный режим движения наносов. Приведенные выше решения В. М. Маккавеева, М. А. Великанова и А. В. Караушева, полученные на основе диффузионной и гравитационной (М. А. Великанов) теорий движения наносов, касаются распределения мутности по глубине вертикали в условиях стационарного режима наносов, т. е. при равномерном движении наносов и водного потока, когда мутность по длине потока не изменяется.

В инженерной практике чаще приходится решать задачи, связанные с нестационарным режимом движения наносов, т. е. в условиях, когда мутность по длине потока изменяется. Нестационарный режим движения наносов наблюдается, например, в водохранилищах, где имеет место постепенное осаждение их на участках от места выклинивания подпора до плотины и явление размыва русла в нижних бьефах плотин вследствие постепенного насыщения осветленного, лишенного наносов потока по мере продвижения его вниз от плотины. Решение подобных за-

дач связано со значительными трудностями и выполняется лишь в результате некоторых допущений, позволяющих так или иначе упростить исходные уравнения.

Приводим некоторые решения для нестационарного режима движения наносов, основанные на диффузионной теории, применительно к явлению постепенного насыщения наносами осветленного потока при движении его в нижнем бьефе плотин.

Рассматривая явление взвешивания наносов в турбулентном потоке, В. М. Маккавеев получает в общем виде дифференциальное уравнение, определяющее это явление:

$$\begin{aligned} \frac{\partial S}{\partial t} + (v_x + u_x) \frac{\partial S}{\partial x} + (v_y + u_y) \frac{\partial S}{\partial y} + (v_z + u_z) \frac{\partial S}{\partial z} + \\ + S \left(\frac{\partial u_x}{\partial x} + \frac{\partial u_y}{\partial y} + \frac{\partial u_z}{\partial z} \right) - \frac{g}{\gamma} \left[\frac{\partial}{\partial x} \left(A \frac{\partial S}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left(A \frac{\partial S}{\partial y} \right) + \right. \\ \left. + \frac{\partial}{\partial z} \left(A \frac{\partial S}{\partial z} \right) \right] = 0, \end{aligned} \quad (2,117)$$

где x, y, z — прямоугольные координаты; v_x, v_y, v_z — проекции скорости потока на оси координат; u_x, u_y, u_z — проекции гидравлической крупности наносов на оси координат; S — мутьность; A — коэффициент виртуальной вязкости; g — ускорение силы тяжести; γ — вес единицы объема жидкости; t — время.

Уравнение (2,117) справедливо для координатных осей, имеющих направление:

- ось X — по направлению течения потока,
- ось Y — нормально к поверхности потока по направлению ко дну,
- ось Z — нормально плоскости $X - Y$.

Основные допущения, которые можно принять в целях упрощения уравнения (2,117) и возможности интегрирования его применительно к решению поставленной задачи, хотя бы приближенными методами, будут следующими:

1) движение наносов полагается неравномерным установившимся;

2) движение водного потока полагается равномерным установившимся в условиях протекания его в прямолинейном канале неограниченной ширины (плоская профильная задача);

3) считается возможным пренебречь членом уравнения $\frac{d}{dx} \left(A \frac{dS}{dx} \right)$ по сравнению с членом $\frac{d}{dy} \left(A \frac{dS}{dy} \right)$.

При этих допущениях уравнение (2,117) значительно упрощается и может быть написано в виде

$$v_x \frac{\partial S}{\partial x} - \frac{g}{\gamma} \frac{\partial}{\partial y} \left(A \frac{\partial S}{\partial y} \right) + u_y \frac{\partial S}{\partial y} = 0. \quad (2,118)$$

Для этого уравнения и следует найти возможность его интегрирования точным или приближенным способом.

В. М. Маккавеев при решении уравнения (2,118) допускает еще некоторые упрощения. Принимая для распределения скоростей по вертикали формулу Базена—Буссинеска

$$v_x = v_{\text{пов}} - m \sqrt{HI} \frac{y^2}{H^2}, \quad (2,119)$$

он находит, что коэффициент виртуальной вязкости A не зависит от координаты y , т. е. постоянен по глубине вертикали. Вторым упрощающим положением Маккавеева является то, что, считая наносы крайне мелкими, он принимает гидравлическую крупность наносов равной нулю.

Эти упрощения позволяют уравнение (2,118) написать в виде

$$v_x \frac{\partial S}{\partial x} = \frac{g}{\gamma} A \frac{\partial^2 S}{\partial y^2} \quad (2,120)$$

и получить его решение таким:

$$S = S^* + \frac{4(S_0 - S^*)}{\pi} \sum_{n=1}^{\infty} (-1)^{n+1} \frac{1}{2n-1} e^{-\beta_1 x} \cos \beta_2 y,$$

где

$$\beta_1 = \frac{a^2 \pi^2 (2n-1)^2}{4H^2}; \quad \beta_2 = \frac{\pi (2n-1)}{2H}; \quad a^2 = \frac{gH}{2mC}, \quad (2,121)$$

где H — глубина вертикали, C — коэффициент Шези, m — коэффициент в формуле Базена—Буссинеска.

Пограничные условия, при которых получено решение уравнения (2,118), приняты следующими: при $x=0$ $S=S_0$ для любого y ; при $y=H$ для любого x $S=S_{\text{пред}}=S^*$; наконец, для любого x при $y=0$ $\frac{dS}{dy}=0$.

Из формулы распределения скоростей по вертикали Базена—Буссинеска вытекает постоянство по глубине вертикали коэффициента виртуальной вязкости A , но позднейшими исследованиями и в работах других авторов устанавливается, что значение коэффициента A по глубине вертикали изменяется. Отсюда использование формулы Базена—Буссинеска для определения величины коэффициента A , хотя и значительно упрощает решение задачи, но вместе с тем заставляет сомневаться в надежности полученных результатов для многих случаев практики. Второе упрощение, именно допущение равенства нулю гидравлической крупности в некоторых пределах значения глубин потока и крупности наносов может привести к весьма значительным погрешностям.

Японский исследователь Накано, решая задачу о движении наносов в турбулентном потоке, находит решение уравнения вида (2,118), но считает все же коэффициент виртуальной вязкости A

постоянным по глубине вертикали, а потому и выводит его из-под знака дифференцирования.

Исходное уравнение Накано имеет вид

$$\frac{\partial n}{\partial t} = A \frac{\partial^2 n}{\partial z^2} + \omega_0 \frac{\partial n}{\partial z}, \quad (2,122)$$

где (в обозначениях, принятых Накано) t — координата, отсчитываемая вдоль потока; z — координата глубин, отсчитываемая вверх; начало координат на дне потока; n — мутность; A — величина, пропорциональная коэффициенту виртуальной вязкости; ω_0 — гидравлическая крупность.

Решение уравнения (2,122) Накано получает в весьма сложном, неудобном для практического использования виде.

М. А. Великанов на основе диффузионной теории приводит дифференциальное уравнение нестационарного распределения мутности в плоском, медленно изменяющемся потоке при введении некоторых упрощающих допущений, в следующем виде:

$$\frac{\partial \bar{S}}{\partial t} + \bar{u} \frac{\partial \bar{S}}{\partial x} = \frac{\partial}{\partial y} \left(\varepsilon \frac{\partial \bar{S}}{\partial y} + \omega \bar{S} \right), \quad (2,123)$$

где t — время; \bar{S} — мутность и \bar{u} — продольная скорость потока, осредненные по времени; ε — коэффициент виртуальной диффузии; ω — гидравлическая крупность; x и y — пространственные координаты (ось X направлена по течению, ось Y — нормально к поверхности потока; начало координат на дне потока).

Решение уравнения (2,123) при переменных ε и \bar{u} простейшими методами не может быть достигнуто. При некотором сужении задачи и введении в уравнение новых упрощающих допущений задача становится разрешимой, хотя трудности в доведении решения до конечного результата остаются в силе.

Прежде всего рассмотрим случай при равномерном водном потоке, когда мутность вдоль потока изменяется медленно, поэтому за некоторый расчетный промежуток времени повышением или понижением дна можно пренебречь.

В этом случае при данном допущении можно принять $\frac{d\bar{S}}{dt} = 0$, а величины \bar{u} и ε , зависевшие в уравнении (2,123) и от координат и от времени, будут являться функцией лишь координаты y .

Тогда уравнение (2,123) переписется в виде

$$\bar{u} \frac{\partial \bar{S}}{\partial x} = \frac{\partial}{\partial y} \left(\varepsilon \frac{\partial \bar{S}}{\partial y} + \omega \bar{S} \right). \quad (2,124)$$

После раскрытия скобок и некоторых преобразований уравнение приводится к виду

$$\bar{u} \frac{\partial \bar{S}}{\partial x} = \varepsilon \frac{\partial^2 \bar{S}}{\partial y^2} + \left(\frac{\partial \varepsilon}{\partial y} + \omega \right) \frac{\partial \bar{S}}{\partial y}. \quad (2,125)$$

С введением новой переменной $\eta = \frac{y}{h}$ уравнение (2,125) принимает следующий вид:

$$\bar{u} \frac{\partial \bar{S}}{\partial x} = \frac{\varepsilon}{h^2} \frac{\partial^2 \bar{S}}{\partial \eta^2} + \left(\frac{1}{h^2} \frac{\partial \varepsilon}{\partial \eta} + \frac{w}{h} \right) \frac{\partial \bar{S}}{\partial \eta}. \quad (2,126)$$

Принимаем для u выражение, полученное Никурадзе, которое рекомендуется Великановым и для открытых потоков,

$$u = \frac{\sqrt{ghi}}{k} \ln \left(1 + \frac{\eta}{\alpha} \right), \quad (2,127)$$

где k — константа Кармана, $\eta = \frac{y}{h}$ и $\alpha = \frac{\delta}{h}$ (относительная шероховатость).

Формула (2,127) дает выражение

$$\varepsilon = kh \sqrt{ghi} (1 - \eta) (\eta + \alpha), \quad (2,128)$$

откуда

$$\frac{\partial \varepsilon}{\partial \eta} = kh \sqrt{ghi} (1 - 2\eta - \alpha). \quad (2,129)$$

Подставляя выражения для u , ε и $\frac{d\varepsilon}{d\eta}$ из (2,127), (2,128) и (2,129) в уравнение (2,126) и деля все члены уравнения на u , получаем

$$\frac{\partial \bar{S}}{\partial x} = A \frac{\partial^2 \bar{S}}{\partial \eta^2} + (B + C) \frac{\partial \bar{S}}{\partial \eta}, \quad (2,130)$$

где

$$A = \frac{k^2 (1 - \eta) (\alpha + \eta)}{h \ln \left(1 + \frac{\eta}{\alpha} \right)}, \quad (2,131)$$

$$B = \frac{k^2 (1 - 2\eta - \alpha)}{h \ln \left(1 + \frac{\eta}{\alpha} \right)}, \quad (2,132)$$

$$C = \frac{k w}{h \sqrt{ghi}} \frac{1}{\ln \left(1 + \frac{\eta}{\alpha} \right)}. \quad (2,133)$$

М. А. Великанов, отмечая, что решение уравнения типа (2,130) до конечных результатов еще не могло быть осуществлено, полагает все же, что остается возможность решить его с помощью степенных рядов, числовым интегрированием или путем применения механических интеграторов.

Приводим способ приближенного решения уравнения (2,130) методом конечных разностей.

Уравнение (2,130), написанное в конечных разностях, имеет вид

$$\frac{S_{n, k+1} - S_{n, k}}{\Delta x} = A \frac{S_{n+1, k} + S_{n-1, k} - 2S_{n, k}}{\Delta \eta^2} + (B + C) \frac{S_{n+1, k} - S_{n-1, k}}{2\Delta \eta^2} \quad (2,134)$$

и после некоторых преобразований переписывается так:

$$S_{n, k+1} - S_{n, k} = 2A \frac{\Delta x}{\Delta \eta^2} \left[\frac{S_{n+1, k} + S_{n-1, k}}{2} - S_{n, k} \right] + (B + C) \frac{\Delta x}{\Delta \eta} \frac{S_{n+1, k} - S_{n-1, k}}{2}. \quad (2,135)$$

Здесь индексами $n-1$, n , $n+1$ обозначены последовательно горизонтальные сечения, которыми поток разбит по глубине на слои толщиной $\Delta \eta$, а индексами k , $k+1$ обозначены последовательно вертикальные сечения потока, расстояния между которыми равны Δx .

Приближенное интегрирование уравнения (2,130) методом конечных разностей может быть выполнено графическим путем, что требует следующих построений и вычислений.

Разобьем поток по глубине на m равных слоев, тогда толщина каждого слоя $\Delta \eta$ будет равна $\frac{1}{m}$. Предположим, что распределение мутности по глубине вертикали в каком-то k -ом вертикальном сечении потока известно или задано. Заменяем кривую распределения мутности по глубине потока ломаной линией в соответствии с выбранным числом слоев (рис. 43). Тогда первое слагаемое правой части уравнения (2,135) будет пропорционально отрезку $n, k - n'$ и коэффициент пропорциональности будет равен

$$D_1 = 2A \frac{\Delta x}{\Delta \eta^2}. \quad (2,136)$$

Второе слагаемое правой части уравнения (2,135) будет пропорционально отрезку $n' - n''$, причем коэффициент пропорциональности будет равен

$$D_2 = (B + C) \frac{\Delta x}{\Delta \eta}. \quad (2,137)$$

Так как величина A всегда положительна, то знак первого слагаемого определится знаком второй производной мутности по глубине, т. е., если при выбранном направлении координатных осей кривая мутности обращена выпуклостью в сторону оси Y , вторая производная будет положительна; если же кривая

мутности обращена в сторону оси U вогнутостью, то вторая производная будет отрицательна.

Знак второго слагаемого будет определяться и знаком суммы коэффициентов $(B+C)$ и знаком первой производной мутности по глубине. Коэффициент B при глубине, близкой к $\frac{h}{2}$, меняет свой знак [см. формулу (2,132)], следовательно, и сумма $(B+C)$ может менять знак. Знак же первой производной при выбранном направлении координатных осей будет отрицательным при

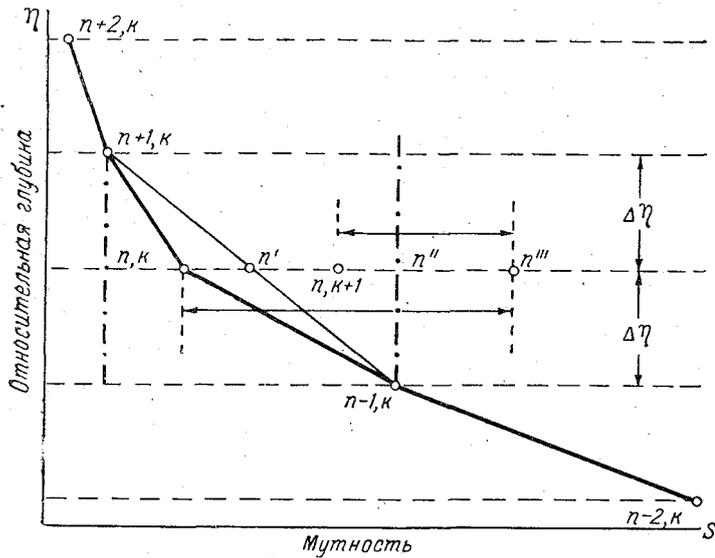


Рис. 43. Схема приближенного интегрирования уравнения (2,135) методом конечных разностей.

убывании мутности от дна к поверхности и положительным при возрастании мутности от дна к поверхности.

Таким образом, чтобы получить мутность n -ого горизонтального сечения в $k+1$ -ом, вертикальном сечении при известном распределении мутности в k -том сечении, необходимо соединить прямой линией точку $n-1, k$ с точкой $n+1, k$ (рис. 43). Задавшись некоторым значением Δx , от точки n, k отложить отрезок $n, k-n'''$, равный первому слагаемому, т. е. отрезку $n, k-n'$, умноженному на коэффициент D_1 . При этом следует сообразоваться со знаком первого слагаемого, т. е. при положительном знаке этого слагаемого отрезок $n, k-n'''$ отложить в направлении оси S , а при отрицательном знаке — в обратном направлении.

От полученной точки n''' отложить отрезок $n'''-n, k+1$, равный второму слагаемому, т. е. отрезку $n'-n''$, умноженному

на коэффициент D_2 . При этом следует сообразоваться со знаком второго слагаемого. Окончательно полученная точка $n, k+1$ определит собой мутность n -ого горизонтального сечения в $k+1$ -ом вертикальном сечении.

Аналогично определяется мутность всех остальных горизонтальных сечений в $k+1$ -ом вертикальном сечении. Когда в $k+1$ -ом вертикальном сечении будет определена мутность всех горизонтальных сечений от дна до поверхности, можно перейти к определению мутности в следующем, $k+2$ -ом сечении и т. д.

Изложенный метод графического интегрирования уравнения в конечных разностях может быть заменен полностью табличной формой расчета.

И в том и в другом случае представляется целесообразным в ходе расчета положить придонную мутность S_* равной единице, или, что то же, оперировать не с действительной мутностью, а с «относительной мутностью», применяя этот термин к величине $\frac{S}{S_*}$.

Применяя изложенный метод приближенного интегрирования уравнения (2,135), можно приближенно решать ряд задач, связанных с нестационарным движением наносов (например, осаждение наносов в водохранилищах и отстойниках, размыв русла реки осветленным потоком и т. п.). При этом следует только в каждом отдельном случае задать пограничные и начальные условия.

В задаче размыва русла реки осветленным потоком пограничные условия могут быть сформулированы следующим образом: для любого x при $\eta=0$ $S=S_*$, где S_* — придонная мутность; для любого x при $\eta=1$ $S=0$. Начальное условие, полагая, что все наносы откладываются в водохранилище и в нижний бьеф будет поступать полностью осветленная вода, формулируется в следующем виде: при $x=0$ (в начальном расчетном сечении) для любого значения η $S=0$.

Изложенный метод графического интегрирования или табличная форма расчета позволяет последовательно установить распределение мутности по глубине вертикали для любых сечений в различных расстояниях от плотины. Установив распределение мутности по глубине вертикали, нетрудно определить так называемый *элементарный расход наносов*, т. е. расход наносов на единицу ширины русла. Он может быть выражен в общем виде

$$r = h \int_0^1 uS d\eta. \quad (2,138)$$

При применении для определения S метода конечных разностей интегрирование, естественно, заменится суммированием про-

изведений $uS \Delta\eta$, вычисленных для каждого слоя в отдельности, что может быть записано в виде

$$r = h \sum_{n=1}^{n=m} u_n S_n \Delta\eta. \quad (2,139)$$

Интенсивность деформации русла или скорость понижения или повышения отметок дна потока для некоторого его сечения может быть выражена в виде

$$W = \frac{1}{\gamma} \frac{dr}{dx}, \quad (2,140)$$

где W — скорость изменения отметки дна, положительное значение которой здесь принято для случая размыва русла; r — расход наносов на единицу ширины русла, выраженный в весовых единицах; γ — объемный вес русловых отложений.

В рассматриваемой задаче, очевидно, по мере насыщения потока наносами будет иметь место увеличение значения r вдоль потока ($\frac{dr}{dx} > 0$), а следовательно размыв русла, т. е. понижение отметки дна.

Для метода конечных разностей уравнение (2,140) переписывается в виде

$$W_{k+1, k} = \frac{1}{\gamma} \frac{r_{k+1} - r_k}{\Delta x}. \quad (2,141)$$

Для глубины размыва Δh за отрезок времени Δt получим равенство

$$\Delta h_{k+1, k} = \frac{1}{\gamma} \frac{r_{k+1} - r_k}{\Delta x} \Delta t. \quad (2,142)$$

Помня, что исходное уравнение (2,135) применимо лишь в случае малых деформаций русла потока, расчетный промежуток времени Δt следует выбрать таким, чтобы деформации русла за этот отрезок времени были действительно невелики. Для этого в каждом отдельном конкретном случае выбор значения Δt должен производиться на основе предварительных пробных подсчетов с учетом, естественно, полноты и качества исходных материалов, характеризующих гидравлические элементы русла, и необходимых коэффициентов, входящих в уравнение.

В общем случае для дальнейшего хода решения задачи можно наметить следующий путь.

Определив деформации дна за первый расчетный промежуток времени, следует построить кривую свободной поверхности потока для новых глубин, после чего разбить русло по длине на отдельные участки с тем, чтобы в пределах этих участков можно было осреднить глубины, скорости, уклоны и прочие гидравлические элементы. Затем для выбранных участков вновь опре-

делить деформации русла за следующий расчетный отрезок времени с последующим построением новой кривой свободной поверхности и продолжить расчет для следующего отрезка времени.

Заметим, что после трех-четырех последовательных расчетов уже явится возможность для экстраполяции некоторых величин во времени и для прогноза дальнейшего хода явления, это в иных случаях и может оказаться достаточным¹.

¹ Теория нестационарного движения наносов в последние годы приобрела дальнейшее развитие. В частности, В. Н. Гончаровым предлагаются другие формы решения. Однако Г. И. Шамов не мог отразить в своей работе последних достижений, а лица, подготовившие рукопись к повторному изданию, не считали себя вправе включать в работу то, что не было им подготовлено. — *Ред.*

ГЛАВА III

СТОК ВЗВЕШЕННЫХ НАНОСОВ

Активным фактором, вызывающим явления эрозии, а следовательно, и поступление наносов в русло реки, является склоновый сток. Внутригодовое распределение стока воды определяет собой и внутригодовое распределение стока наносов в реках.

В условиях равнинных рек со снеговым питанием количество проносимых потоком наносов в весеннее половодье составляет от 80 до 95% и более, а на горных реках ливневого питания основная масса наносов проносится в периоды кратковременных паводков.

В связи с этим остановимся на характеристике водного режима рек.

§ 9. ВОДНЫЙ РЕЖИМ РЕК

Б. Д. Зайков, рассматривая изменение стока в году, делит реки на три основные группы:

- 1) реки с весенним половодьем,
- 2) реки с половодьем в теплую часть года,
- 3) реки с паводочным режимом.

Основные группы рек подразделяются на десять отдельных типов (табл. 22).

Схема распространения по территории основных групп и отдельных типов рек представлена на рис. 44.

Таблица 22

Группы рек	Типы рек	Группы рек	Типы рек
1. Реки с весенним половодьем	1. Казахстанский 2. Восточноевропейский 3. Западносибирский 4. Восточносибирский 5. Алтайский	2. Реки с половодьем в теплую часть года 3. Реки с паводочным режимом	6. Дальневосточный 7. Тяньшанский 8. Причерноморский 9. Крымский 10. Северокавказский

Приведем краткие характеристики каждого типа рек.

Реки с весенним половодьем.

1. *Казахстанский тип* — отличается исключительно резкой волной половодья и низким, до полного пересыхания, стоком в остальное время года. Сток этих рек вызывается лишь таянием зимних осадков, так как при очень засушливом климате небольшие летние осадки не дают стока.

2. *Восточноевропейский тип* — характеризуется высоким половодьем, низкой летней и зимней меженью и повышенным стоком осенью. Пересыхание рек летом имеет место только на очень малых реках, с площадью бассейна до 200—300 км².

3. *Западносибирский тип* — имеет невысокое, растянутое и сглаженное половодье, повышенный летне-осенний сток и низкую зимнюю межень. Присущий данному типу водный режим рек объясняется климатическими и гидрографическими условиями Западно-Сибирской низменности. Наличие плоского рельефа, болот, озер, широких речных долин способствует сглаживанию весеннего половодья.

4. *Восточносибирский тип* — характеризуется высоким весенним половодьем, систематическими летне-осенними паводками и очень низким зимним стоком. Наиболее высоким половодьем отличаются реки континентальной части Восточной Сибири. На большинстве рек наблюдаются высокие дождевые паводки, максимальные расходы которых иногда превышают максимальные расходы весеннего половодья. Благодаря распространению вечной мерзлоты зимние расходы воды незначительны.

5. *Алтайский тип* — отличается невысоким, растянутым гребенчатого вида половодьем, повышенным летне-осенним стоком и низким стоком зимой. Этот тип рек распространен на Алтае, о. Сахалине, в Средней Азии и на Кавказе в районах сезонных снегов.

Характер половодья в виде основной волны с накладывающимися на нее относительно невысокими пиками обуславливается особенностями режима таяния ледников и снега в горах и условиями стока дождевых осадков. Таяние снега в горах происходит не одновременно по всей площади водосбора, а по отдельным высотным зонам и склонам, вследствие чего снеговое половодье на горных реках оказывается сильно растянутым и невысоким. Наличие отдельных пиков на общем фоне паводка вызывается чередующимися колебаниями температуры воздуха в горах, которые сказываются на таянии снега. Кроме того, эти пики вызываются частыми дождевыми осадками в горах.

В отдельных районах летне-осенние дожди носят ливневый характер, образующий исключительно высокие расходы воды. Такие ливневые паводки наблюдаются на реках Алтая, южного склона восточной оконечности Большого Кавказа (рр. Алазани, Иори и др.), на некоторых реках Средней Азии и в бассейне р. Аракса.

Типы рек СССР по гидрографу стока:

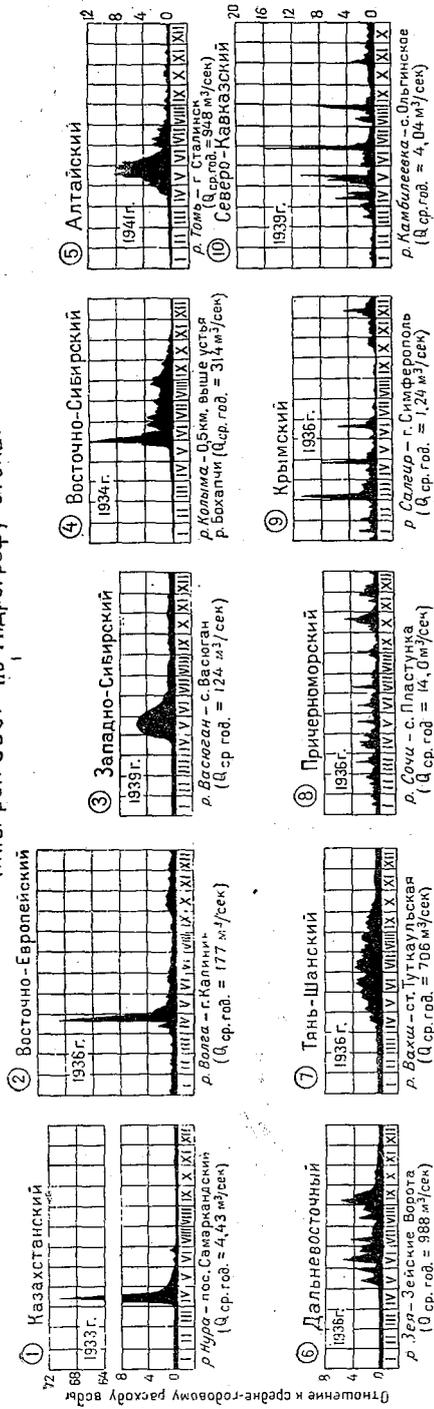


Рис. 44. Типы водного режима рек СССР и их распределение по территории СССР (по Зайкову).

Реки с половодьем в теплую часть года.

6. *Дальневосточный тип* — характеризуется невысоким, сильно растянутым гребенчатого вида половодьем и низким стоком в течение холодной части года. Основным источником питания этих рек являются дождевые осадки, носящие в области Дальнего Востока муссонный характер; количество снега в этом районе невелико. Первые весенние волны половодья являются следствием таяния снежных запасов, а последующие вызываются дождевыми осадками.

7. *Тянь-шанский тип* — отличается от дальневосточного меньшей амплитудой основной волны и налагающихся на нее второстепенных волн и относительно высоким зимним стоком. Этот тип распространен в горах Средней Азии, Большого Кавказа и полуострова Камчатка. Общий характер половодья обуславливается режимом таяния высокогорных снегов и ледников.

Реки с паводочным режимом.

8. *Причерноморский тип* — имеет паводочный режим в течение всего года. Основным источником питания этих рек являются дождевые осадки и частично снег, выпадающий в верхней части бассейнов этих рек и обычно быстро стаивающий.

9. *Крымский тип* — отличается от предыдущего низкой меженью, в течение которой паводков не наблюдается.

10. *Северокавказский тип* — характеризуется паводочным режимом в теплую часть года и устойчивой меженью в холодный период. Источником питания этих рек являются дождевые и талые снеговые воды.

Приведенные характеристики внутригодового режима стока являются типовыми, т. е. наиболее часто повторяющимися; в отдельные же годы могут быть значительные отклонения. Помимо того, эти характеристики свойственны определенным физико-географическим условиям бассейна. Вследствие руслового регулирования и видоизмененного режима впадающих в реку притоков на нижележащих ее участках может произойти распластывание паводков и повышение за счет этого стока в остальное время года, т. е. сформироваться другой тип водного режима.

Таким образом, по мере приближения к истокам, т. е. с уменьшением площади бассейна, на сток воды и наносов будут влиять отдельные ливни и местные эрозионные условия и, наоборот, по мере удаления от истоков и очагов эрозии местные особенности бассейна осредняются и отдельные ливни сглаживаются в общем речном стоке воды и наносов.

§ 10. ВНУТРИГODOVЫЕ КОЛЕБАНИЯ СТОКА НАНОСОВ И ИХ ГРАНУЛОМЕТРИЧЕСКОГО СОСТАВА

Зависимость между расходами воды и расходами наносов. Как уже отмечалось выше, количество наносов, внутригодовое распределение взвешенных наносов и их крупность определя-

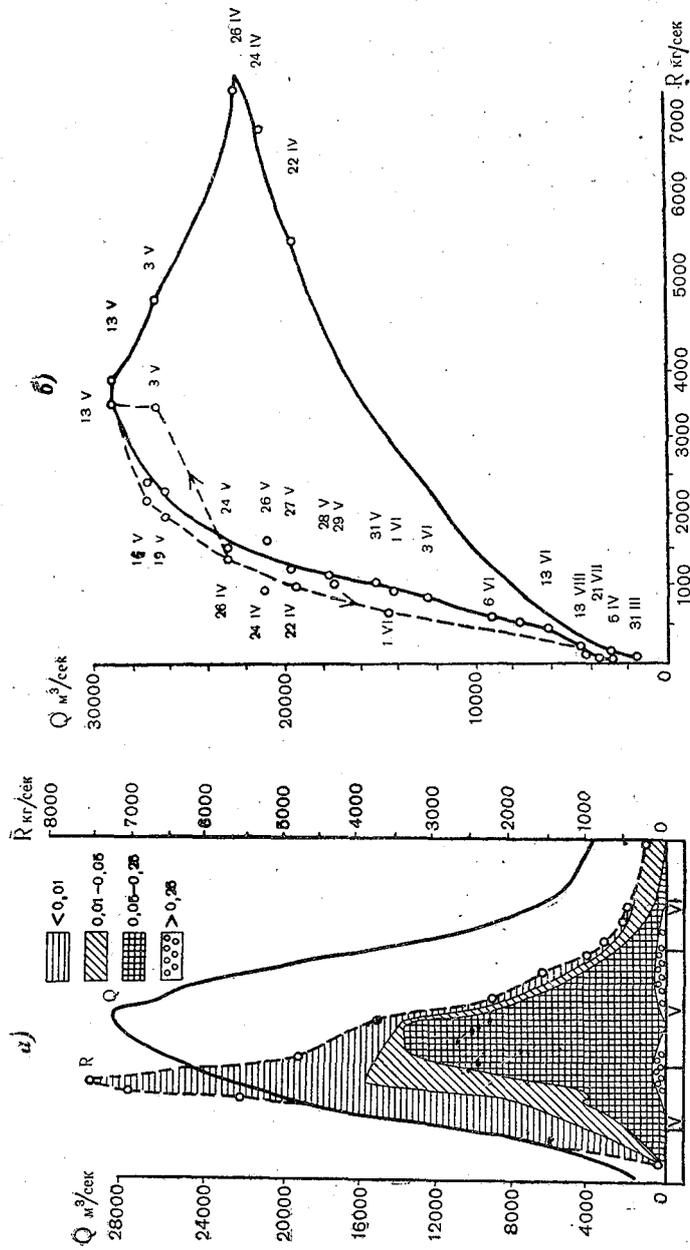


Рис. 45. Графики изменений расходов взвешенных наносов и их фракционного состава в зависимости от расходов воды р. Волги у г. Тетюши, по данным 1938 г.
 а — изменение расходов воды, взвешенных наносов и их фракционного состава в период половодья; б — график зависимости между расходами воды и расходами наносов. Пунктирная линия — связь для расходов наносов, отнесенных к фракциям крупнее 0,05 мм.

ются водным режимом рек, гидравликой потока и условиями склоновой и русловой эрозии, присущими данному бассейну реки.

При рассмотрении данного вопроса прежде всего остановимся на анализе изменения в реках расходов наносов R и их фракционного состава в зависимости от расхода воды Q . В качестве показателя крупности наносов k нами принят процент фракций с диаметром частиц меньше $0,05$ мм, разграничивающим транзитные наносы от руслоформирующих.

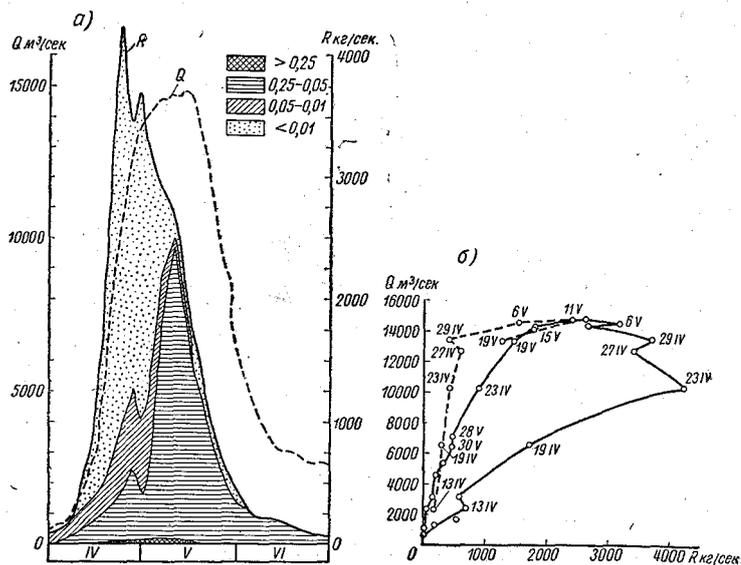


Рис. 46. Графики изменений расходов взвешенных наносов и их фракционного состава в зависимости от расходов воды р. Камы у с. Соколы Горы, по данным 1938 г.

Усл. обозначения см. рис. 45.

Указанная зависимость может быть иллюстрирована: а) хронологическими графиками расходов воды и наносов с подразделением последних на фракции, б) графиками связи $R=f(Q)$ и в) графиками связи $k=f(Q)$.

К сожалению, имеющиеся материалы наблюдений являются недостаточными для полного освещения данного вопроса. В особенности это замечание относится к горным рекам с паводочным режимом и к рекам с малыми бассейнами, для которых материалы непосредственных наблюдений крайне ограничены.

Необходимо отметить, что сток с малых бассейнов при интенсивном снеготаянии и в особенности при ливневых паводках продолжается в течение нескольких дней, а иногда и часов.

Кроме того, при снеготаянии имеет место внутрисуточное колебание расходов воды и наносов, что значительно осложняет производство измерений расходов наносов и определение их состава.

На рис. 45 представлен хронологический график изменений расходов воды и наносов с подразделением последних на фракции для периода весеннего половодья р. Волги у г. Тетюши (за 1938 г.) с площадью бассейна 1 170 000 км² и зависимость $R=f(Q)$, характеризующая изменения расходов наносов и их крупности от расходов воды. Пунктирной линией показаны зависимости, относящиеся к расходам наносов крупностью больше 0,05 мм. При рассмотрении этих графиков прежде всего можно

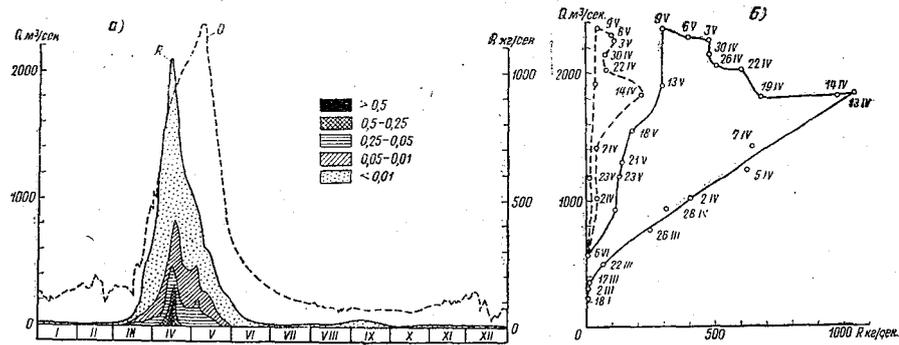


Рис. 47. График изменений расходов взвешенных наносов и их фракционного состава в зависимости от расходов воды р. Дона у ст-цы Раздорской, по данным 1938 г.

Усл. обозначения см. рис. 45.

заметить значительно большие расходы наносов в период подъема половодья по сравнению со спадом. При этом наступление максимума расходов наносов (26/IV) опережает по времени наступление максимума расхода воды (13/V). Переход от R_{\max} к Q_{\max} характеризуется на графике $R=f(Q)$ вогнутой линией, а не в виде петли, как это часто обозначается на подобных графиках. Как показывает пунктирная кривая (рис. 45), при спаде половодья количество фракций $> 0,05$ мм в составе наносов имеет преобладающее значение. С подъемом половодья увеличение расходов наносов происходит за счет частиц мельче 0,05 мм, количество которых достигает своего максимума при наибольшем расходе наносов, после чего резко снижается. При Q_{\max} , т. е. на пике половодья, имеет место наибольшее укрупнение состава взвешенных наносов. Подобное изменение в величине расходов наносов и их крупности объясняется тем, что при подъеме половодья основная масса взвешенных наносов, состоящая из мелкозема, поступает в реку со склонов бассейна. После

того как склоновая эрозия приобретает глубинный характер и происходят выносы наносов из оврагов и прибрежных балок, а также в связи с увеличением скоростей и размывами берегов реки и перемывания русловых отложений состав взвешенных наносов укрупняется.

Отметим, что донные отложения р. Волги состоят из крупного песка (средний диаметр частиц около 1,0 мм), поэтому пополнение взвешенных наносов мелкими фракциями в результате перемывания русловых отложений должно быть весьма незначительным.

Аналогичные соотношения между расходами воды и наносов и их крупностью наблюдаются и на р. Каме, где состав донных

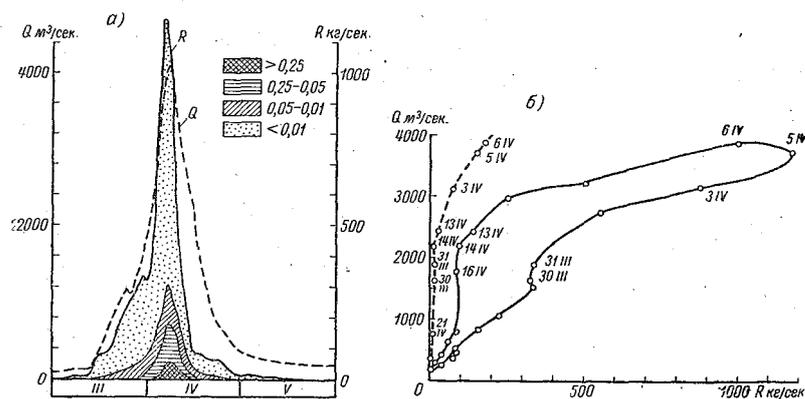


Рис. 48. График изменения расходов взвешенных наносов и их фракционного состава в зависимости от расходов воды р. Дона у ст-цы Казанской, по данным 1937 г.

Усл. обозначения см. рис. 45.

отложений примерно такой же (средний диаметр частиц 1,0—0,6 мм).

На рис. 46 представлены графики для р. Камы у с. Соколки Горы (1938 г.) с площадью бассейна 504 000 км².

На рис. 47 представлены аналогичные графики для р. Дон у ст-цы Раздорской (за 1938 г.) с площадью бассейна в 378 000 км².

В отличие от рр. Волги и Камы, на р. Дон в составе взвешенных наносов крупных фракций (> 0,05 мм) значительно меньше, в связи с чем на графике пунктирная линия сдвинута влево. Причиной этому является интенсивность склоновой эрозии в пределах бассейна р. Дона и мелкий состав почво-грунтов, слагающих склоны бассейна и берегов реки, а также активное взаимодействие между потоком и руслом.

Донные отложения в русле р. Дона по сравнению с р. Волгой значительно мельче; средний диаметр частиц донных отложений у ст-цы Раздорской 0,2 мм, тогда как на р. Волге ~ 1,0 мм.

В р. Доне, как и в р. Волге, наблюдается повышение процента крупных фракций в составе взвешенных наносов в период прохождения наибольших расходов наносов, что, по-видимому, связано с выносами наносов с прибрежных оврагов.

Овражные выносы в бассейне р. Дона достигают огромной величины; наблюдались случаи (в 1915 г.), когда вынесенный из оврагов материал перекрывал всю ширину реки.

На рис. 48 приведены графики для р. Дона у ст-цы Казанской с площадью бассейна 102 000 км² (за 1937 г.).

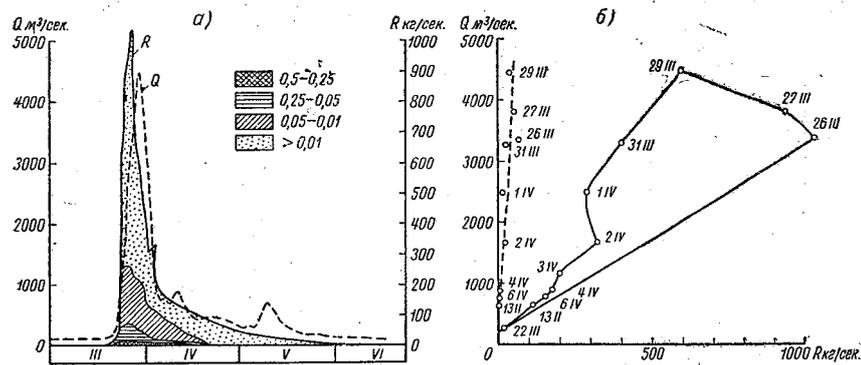


Рис. 49. График изменений расходов взвешенных наносов и их фракционного состава в зависимости от расходов воды р. Оки у г. Калуги, по данным 1938 г.

Усл. обозначения см. рис. 45.

В этом случае наблюдается сближение сроков прохождения максимальных расходов наносов и расходов воды до одного дня; в отдельные годы происходит даже отставание пика расходов наносов от пика половодья. Подобные явления наблюдаются и на других реках с небольшими площадями бассейна, на режиме наносов которых сказываются условия снеготаяния и формирования весеннего половодья.

На рис. 49 приведены аналогичные графики для р. Оки у г. Калуги (за 1938 г.) с площадью бассейна 54 900 км², а на рис. 50 такие же графики для р. Самары у с. Елшанка (за 1938 г.) с площадью бассейна 22 500 км².

В обоих случаях наблюдается также близкое соответствие во времени пика расходов наносов и воды. Точно установить характер перехода кривой связи $R=f(Q)$ от подъема половодья к спаду из-за ограниченности данных наблюдений не представляется возможным.

Судя по графикам, содержание частиц крупностью $> 0,05$ мм на р. Оке составляет ничтожный процент от полного расхода, тогда как для р. Самары содержание частиц данной крупности в период спада половодья имеет доминирующее значение. Подобное явление можно объяснить тем, что формирование взвешенных наносов в бассейне р. Оки в основном происходит в пределах склонов, так как русловые отложения на этом участке реки состоят из крупных песчаных отложений со средним диаметром в 1,5 мм, которые не переходят во взвешенное состояние.

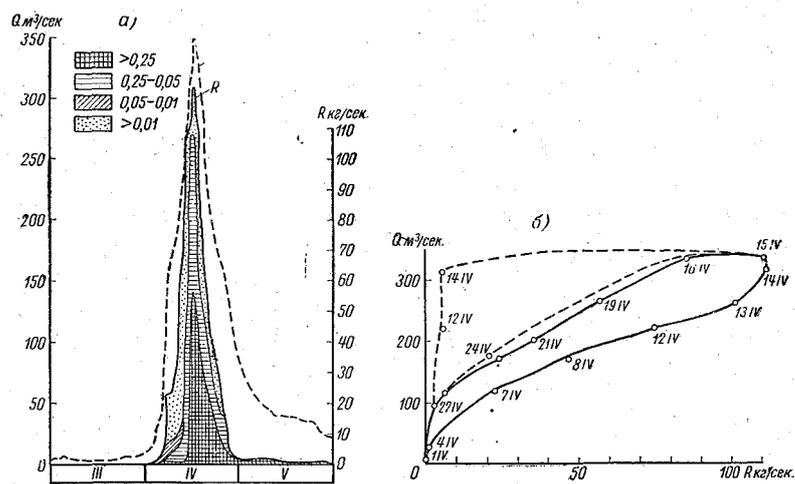


Рис. 50. График изменений расходов взвешенных наносов и их фракционного состава в зависимости от расходов воды р. Самары у с. Елшанки, по данным 1938 г.

Усл. обозначения см. рис. 45.

Наоборот, на р. Самаре у с. Елшанка русловые отложения имеют средний диаметр 0,4 мм, поэтому они оказывают влияние на укрупнение состава взвешенных наносов тем более, что на р. Самаре наблюдаются сильные размывы берегов.

Своеобразное соотношение между расходами воды и наносов наблюдается на р. Оби у г. Салехарда (за 1941 г.) с площадью водосбора в 2 450 000 км². Судя по хронологическому графику (рис. 51), в начале подъема весеннего половодья наблюдается резкое увеличение расходов наносов. Вслед за этим происходит расплывание половодья, которое к концу августа постепенно достигает своего максимума. Этот период характеризуется довольно устойчивыми расходами наносов, что накладывает свой отпечаток и на кривую связи $R=f(Q)$.

Разница в изменениях расходов наносов в зависимости от расходов воды на реках с малыми и большими водосборами

вызывается следующими причинами. На малых реках весенний склоновый сток талых вод происходит в более короткий период времени и одновременно сопровождается активным проявлением эрозии и поступлением в реку продуктов смыва, вследствие чего наблюдается совпадение максимума расходов воды и наносов.

Естественно при этом, что в начале половодья прежде всего поступает со склонов более мелкий распыленный материал, образовавшийся на склонах за предшествующие летний и зимний периоды. По мере смыва мелкозема и увеличения стока воды в реку поступает более крупный материал в результате глубинной эрозии как в пределах самих склонов, так и в образовавшихся отложениях у их оснований.

При прохождении пика паводка взвешенные наносы частично отлагаются в пределах затопляемых пойм, но в то же время в какой-то степени пополняются более крупными частицами наносов в результате овражной и русловой эрозии.

Количественно разграничить транзитные взвешенные наносы от руслоформирующих возможно только путем сопоставлений фракционного и петрографического состава наносов, находящихся как во взвешенном состоянии, так и в русловых отложениях, учитывая взвешивающую и транспортирующую способность потока.

В качестве примера половодья с двумя пиками на рис. 52 изображены хронологический график расходов воды и наносов

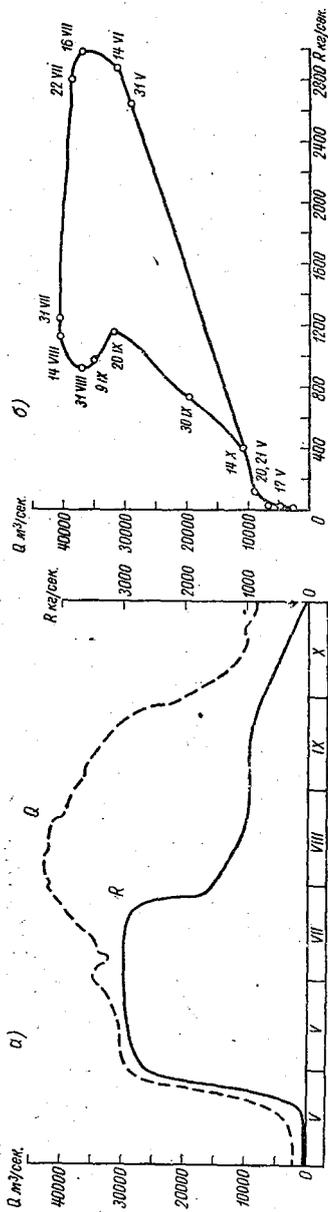


Рис. 51. График изменений расходов взвешенных наносов в зависимости от расходов воды р. Оби у г. Салехарда, по данным 1941 г. а — график изменения расходов воды и наносов в период половодья; б — график зависимости между расходами воды и расходами наносов.

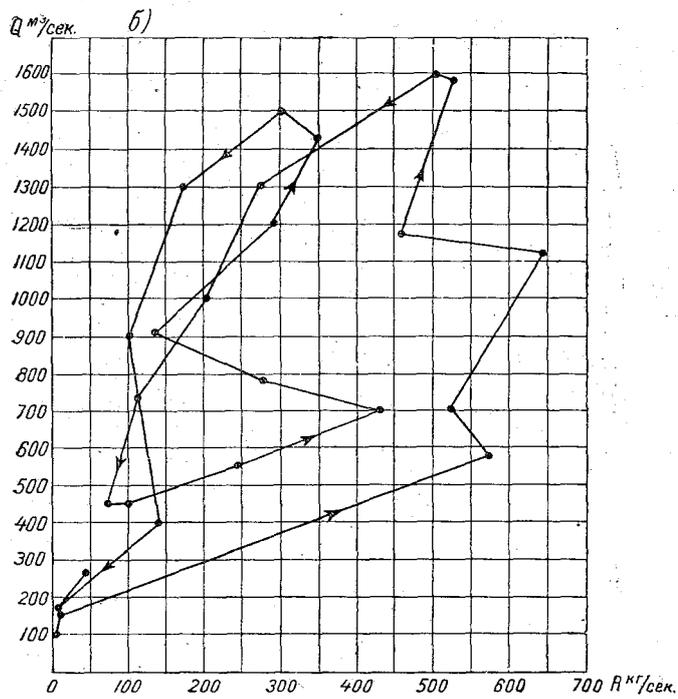
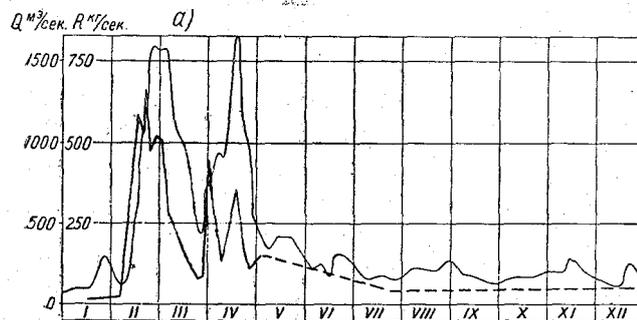


Рис. 52: График изменений расходов взвешенных наносов в зависимости от расходов воды р. Северного Донца у ст-цы Белокалитвенской, по данным за 1941 г.
 α — график изменения расходов воды и наносов; β — график зависимости между расходами воды и расходами наносов.

и график связи $R=f(Q)$ р. Северный Донец у ст-цы Белокалитвенской (за 1941 г.).

На графике связи явно обозначались две пары кривых для первого и второго пика; причем разница в величине расходов наносов для подъема и спада первого пика значительно больше, чем для второго. Другими словами, мутность воды в начале половодья оказывается значительно выше, чем при последующем подъеме, что несомненно связано с первоначальным смывом со склонов разрыхленных поверхностных слоев почвы.

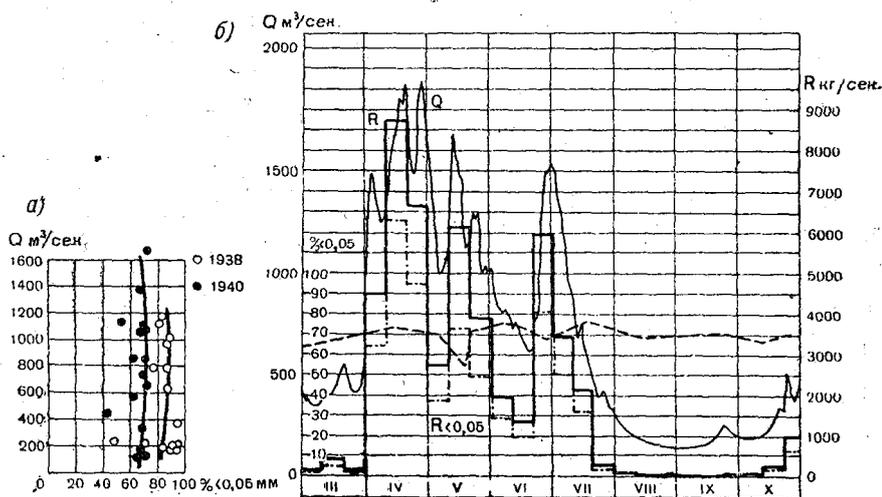


Рис. 53. Графики изменений расходов взвешенных наносов и их крупности в зависимости от расходов воды р. Куры у г. Мингечаура, по данным 1940 г. а — график зависимости между расходами воды и процентом фракций $< 0,05$ мм, по данным 1938 и 1940 гг.; б — график изменений расходов воды и средних декадных расходов наносов с подразделением их по крупности $< 0,05$ и $> 0,05$. Пунктиром показан процент фракций менее $0,05$.

Изменение расходов воды и наносов в условиях горных рек с паводочным режимом представлено на графиках (рис. 53) для р. Куры у г. Мингечаура. В данном случае расходы наносов выражены средними декадными величинами с подразделением их по крупности на две фракции: менее $0,05$ и более $0,05$ мм. На том же рисунке показан график зависимости между расходами воды и показателем крупности k (процентным содержанием во взвешенных наносах частиц крупностью менее $0,05$ мм).

Здесь нужно отметить, что аналогичные зависимости показателя крупности наносов от расходов воды наблюдаются и на других горных реках, при этом в большинстве случаев процент фракций с диаметром частиц меньше $0,05$ мм при низких расходах воды несколько снижается (на 15—20%).

Зависимость $R=f(Q)$ в условиях горных рек с повторяющимися паводками принимает весьма сложный петлеобразный характер, из-за ограниченности материалов наблюдений трудно поддающийся анализу.

Представляют интерес изменения показателя крупности наносов k от средних годовых расходов воды Q_r по длине горных рек.

В качестве иллюстрации рассмотрим рр. Терек и Куру.

На рис. 54 изображены связи $k=f(Q_r)$ для четырех пунктов р. Терека: 1) у с. Казбеги, площадь бассейна $F=855 \text{ км}^2$; 2) у г. Орджоникидзе, $F=1570 \text{ км}^2$; 3) у ст. Котляревской, $F=9320 \text{ км}^2$; 4) у с. Степное (с. Амираджи-Юрт), $F=36700 \text{ км}^2$.

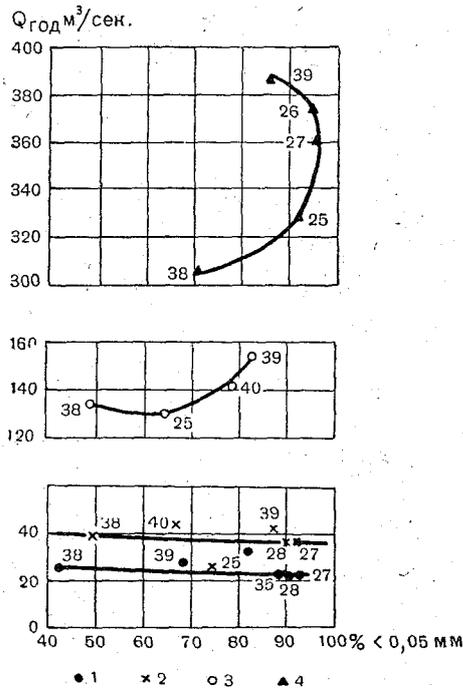


Рис. 54. Графики изменений показателя крупности взвешенных наносов k (процент фракций $< 0,05 \text{ мм}$) в зависимости от средних годовых расходов воды р. Терека.

1 — у с. Казбеги, 2 — у г. Орджоникидзе, 3 — у ст. Котляревской, 4 — у с. Амираджи-Юрт.

Судя по графикам, на верхних постах р. Терека (с. Казбеги и г. Орджоникидзе), процент фракций менее $0,05 \text{ мм}$ в составе взвешенных наносов при относительно устойчивых средних годовых расходах воды меняется в весьма широких пределах (от 40 до 90%). Подобные изменения в составе взвешенных наносов связаны с условиями формирования стока наносов в горных районах и в какой-то степени от охвата наблюдениями периода отдельных паводков.

В этом отношении весьма показательное снижение процента фракций $< 0,05 \text{ мм}$, наблюдающееся на всех четырех графиках в 1938 г.

Укрупнение состава наносов в данном случае, по видимому, связано с размытыми отложениями наносов в русле р. Терека; образовавшихся в результате огромных выносов наносов, имевших место в верховье реки в течение июля и августа 1937 г.

По данным наблюдений, сток наносов р. Терека в 1937 г. у с. Казбеги превысил норму в 5,7 раза, у г. Орджоникидзе — в 3,5 раза, у ст-цы Черноярской — в 1,6 раза и, наконец, у с. Амираджи-Юрт в 1,3 раза.

Приведенные данные показывают, что с увеличением площади бассейна влияние местных факторов на величину стока наносов сглаживается, что также сказывается и на крупности наносов. Процент фракции крупностью $< 0,05$ мм в составе взвешенных наносов на протяжении реки повышается от 40% у с. Казбеги до 70% у с. Амираджи-Юрт.

Помимо того, характер кривых связи $k=f(Q_r)$ показывает, что процент фракции $< 0,05$ мм на нижележащих станциях повышается с увеличением средних годовых расходов воды, что связано с активностью склоновой эрозии в пределах предгорий восточной части Главного Кавказского хребта, где берут свое начало нижние притоки р. Терека: рр. Сунжа, Асса, Гудермес и др., выносящие огромное количество взвешенных наносов, состоящих в основном из частиц крупностью $< 0,05$ мм.

На рис. 55 представлены аналогичные графики, относящиеся к р. Куры для следующих пунктов: гг. Тбилиси, Мингечаура и Сабирабада.

Эти графики показывают обратную картину изменений $k=f(Q_r)$, а именно с увеличением средних годовых расходов воды процент фракций крупностью $< 0,05$ мм уменьшается, в особенности у гг. Мингечаура и Сабирабада.

Причиной этому являются физико-географические условия р. Куры, где взвешенные наносы в значительной своей массе образуются в результате русловой эрозии, исключительно активно проявляющейся в период паводков на сильно меандрируемом участке реки от г. Мингечаура до г. Сабирабада.

Для подавляющего числа рек внутригодовое распределение стока наносов может быть охарактеризовано средними месячными за период наблюдений расходами наносов и мутностью воды.

Приведем несколько примеров, относящихся к наиболее типичным по водному режиму рекам.

Внутригодовое распределение стока наносов на реках с различным водным режимом. На рис. 56 представлен график месячных величин стока воды и наносов (в процентах от годового) и

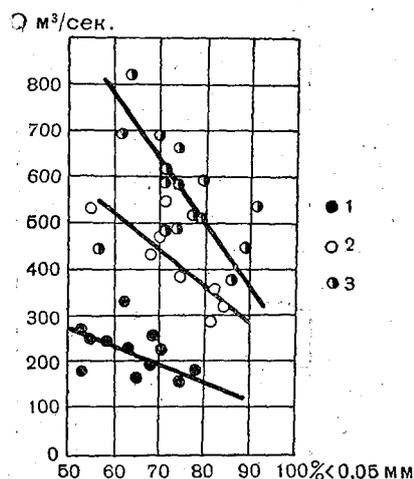


Рис. 55. Графики изменения показателя крупности взвешенных наносов k (процент фракции $< 0,05$ мм) в зависимости от средних годовых расходов воды р. Куры.

1 — у г. Тбилиси, 2 — у г. Мингечаура и 3 — у г. Сабирабада.

график средней месячной мутности (в $г/м^3$) для р. Волги у г. Дубовки с площадью бассейна 1 351 000 $км^2$ (период наблюдений 1934—1935, 1938—1940 гг.).

На рис. 57 изображены аналогичные графики для р. Волги у г. Ярославля с площадью бассейна 154 000 $км^2$ до постройки

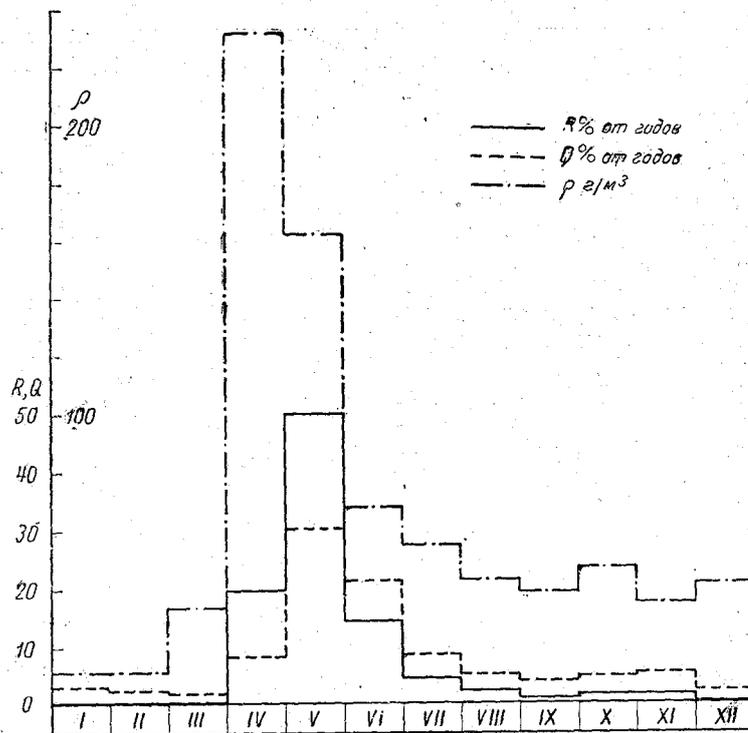


Рис. 56. Графики месячных величин стока воды и наносов (в процентах от годового) и средней месячной мутности (в $г/м^3$) р. Волги у г. Дубовки.

Рыбинской плотины (1940 г.) и после заполнения водохранилища.

Сопоставление графиков р. Волги у г. Ярославля (рис. 57) до постройки плотины и у г. Дубовки (рис. 56) показывает смещение у г. Дубовки наибольших средних месячных расходов наносов с апреля на май.

Наибольшая средняя месячная мутность воды у г. Ярославля совпадает во времени с максимальным средним месячным расходом воды, а у г. Дубовки наибольшая мутность опережает на один месяц, т. е. имеет место в апреле.

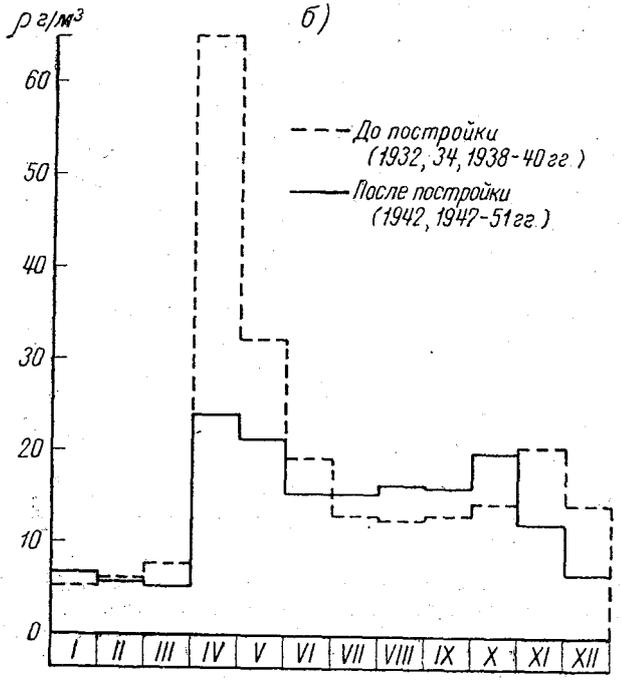
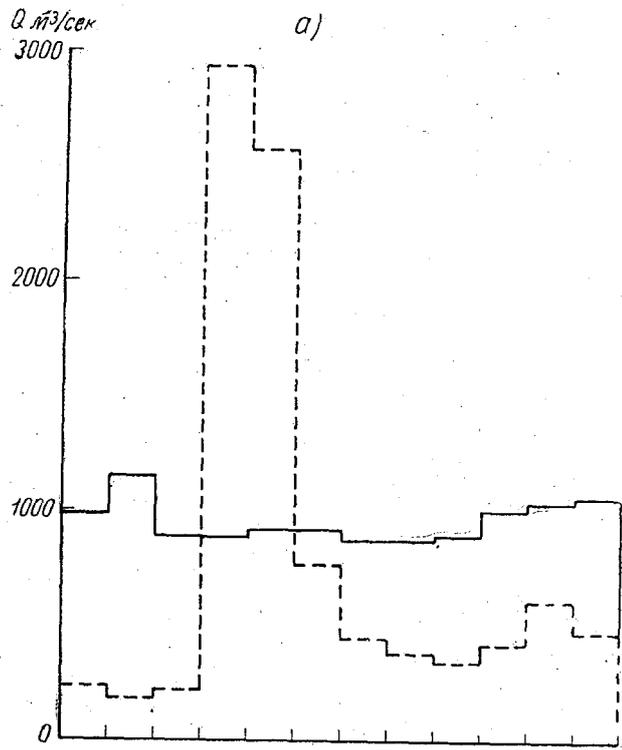


Рис. 57. Графики средних месячных расходов воды и средней месячной мутности р. Волги у г. Ярославля.
 а — график расходов воды до и после постройки Рыбинской плотины, б — график мутности воды до и после постройки Рыбинской плотины.

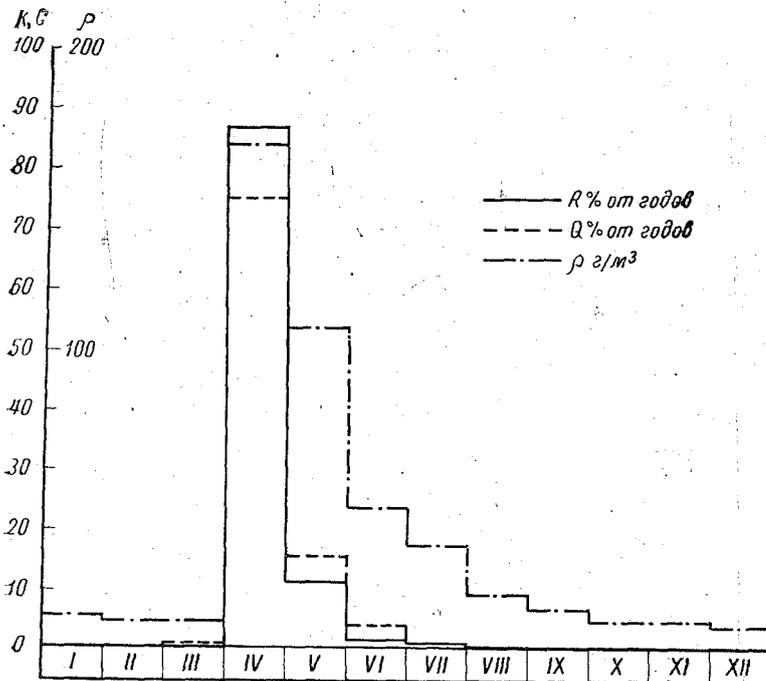


Рис. 58. Графики месячных величин стока воды и наносов и средней месячной мутности р. Большой Иртыш у с. Березово.

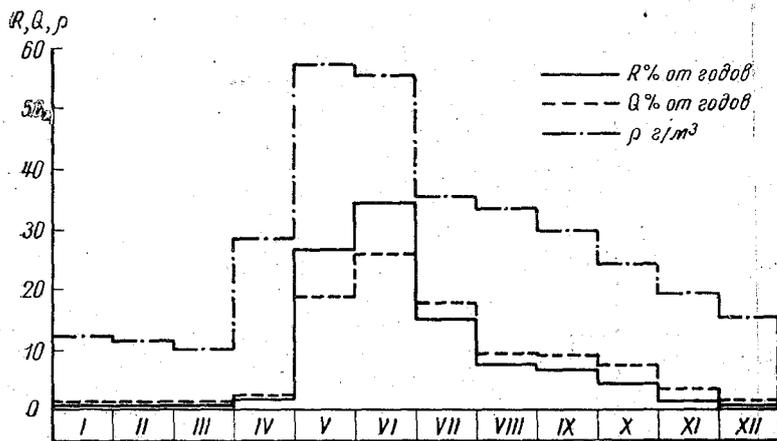


Рис. 59. Графики месячных величин стока воды и наносов и средней месячной мутности р. Васюган у с. Васюган.

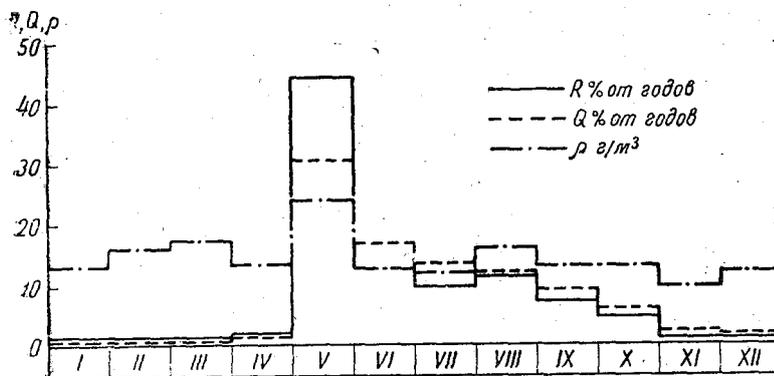


Рис. 60. Графики месячных величин стока воды и наносов и средней месячной мутности р. Алдан у г. Томмот.

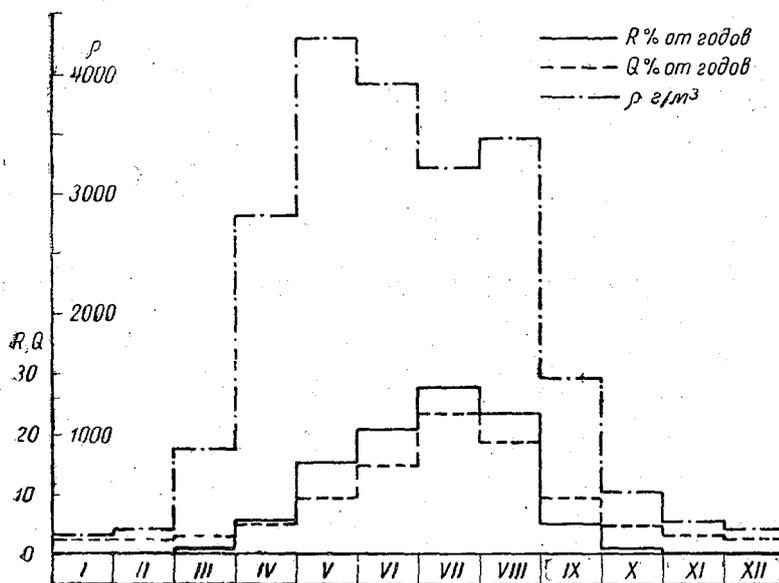


Рис. 61. Графики месячных величин стока воды и наносов и средней месячной мутности р. Вахш у кишл. Туткаул.

Влияние Рыбинского водохранилища сказалось на выравнивании режима воды и наносов у г. Ярославля. С увеличением расходов воды в зимнюю и летнюю межень относительное содержание наносов в потоке (мутность воды) повысилось весьма незначительно (на 15%). В отдельные периоды сбрасываемая из водохранилища вода достаточно насыщена наносами в результате взмучивания во время штормов наносов со дна водохрани-

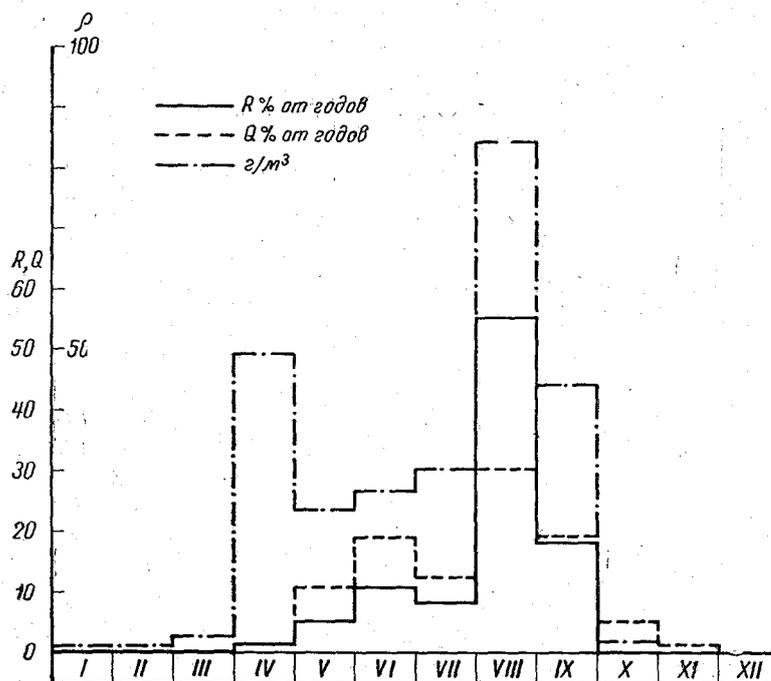


Рис. 62. Графики месячных величин стока воды и наносов и средней месячной мутности р. Зея у с. Бомнак.

лища, что способствует увеличению мутности в нижнем бьефе водохранилища.

В качестве примера реки с ярко выраженной высокой волной весеннего половодья может служить р. Большой Иргиз у с. Березово с площадью бассейна 19 790 км². График месячных величин стока воды и наносов р. Большой Иргиз (период наблюдений 1935, 1940—1942, 1944 гг.) представлен на рис. 58. Максимальный средний месячный расход наносов и мутность наблюдаются в апреле, при этом мутность в 18 раз превышает межень.

На рис. 59 представлен аналогичный график для р. Васюган у с. Васюган с площадью бассейна 35 000 км² (период наблюде-

ний 1941—1942, 1944, 1946 гг.), с невысоким и растянутым весенним половодьем.

Максимальный средний месячный расход наносов наблюдается в июне, а максимальная мутность — в мае, при этом мутность превышает меженную примерно в 3 раза.

На рис. 60 приведен график месячных величин стока воды и наносов для р. Алдан у г. Томмот с площадью бассейна

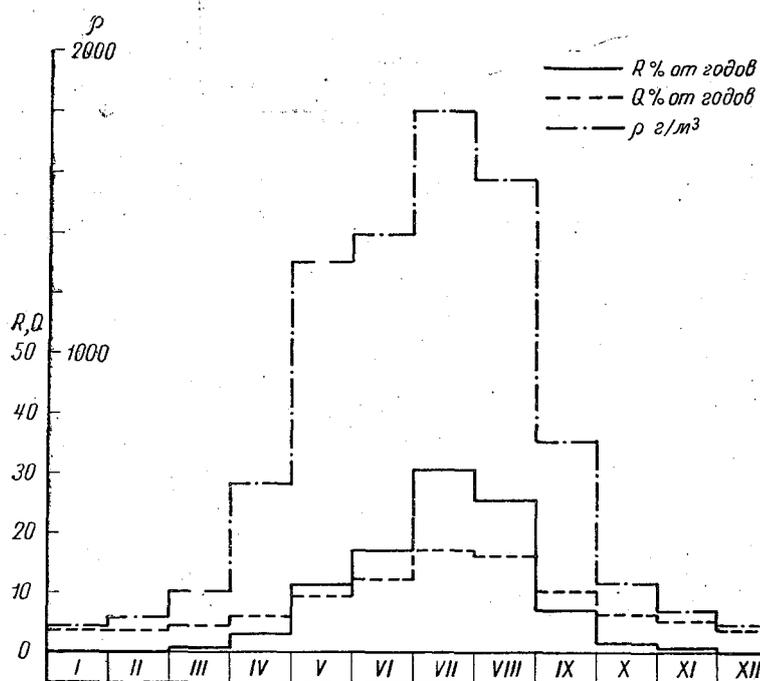


Рис. 63. Графики месячных величин стока воды и наносов и средней месячной мутности р. Терек у г. Моздок.

46 600 км² (период наблюдений 1943—1945 гг.) с высоким весенним половодьем, летне-осенними паводками и низкими расходами в зимний период.

Максимальный средний месячный расход наносов и мутность наблюдаются в мае. При этом весенняя мутность превышает меженную всего в два раза.

Реки с половодьем в теплую часть года, на которое накладываются отдельные паводки, вызванные таянием ледников, снега и ливнями, представлены графиками (рис. 61) для р. Вахш у кишл. Туткаул с площадью бассейна 31 200 км² (период наблюдений 1932—1935, 1940—1941 гг.) с ледниковым питанием и

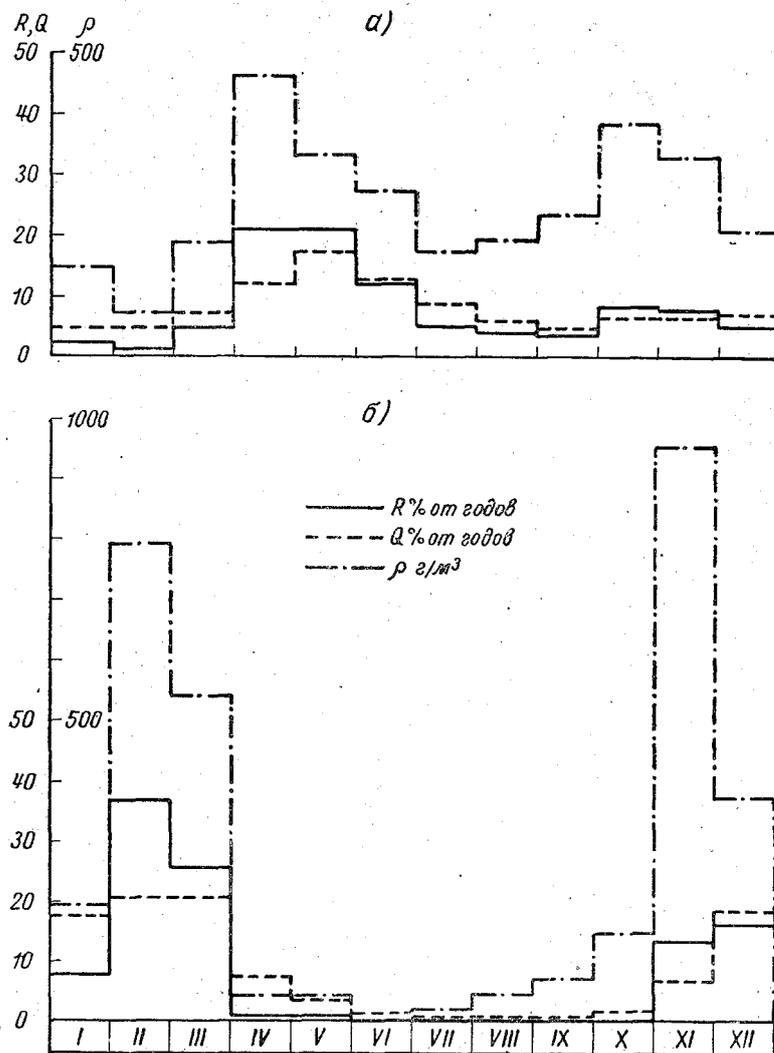


Рис. 64. Графики месячных величин стока воды и наносов и средней месячной мутности.

а — р. Мзымта у ущелья Ах-Цу, б — р. Учун-Су у г. Ялты.

(рис. 62) для р. Зезя у с. Бомнак с площадью бассейна 29 200 км² (период наблюдений 1942—1943 гг.) с дождевым питанием. Максимальный средний месячный расход наносов р. Вахш

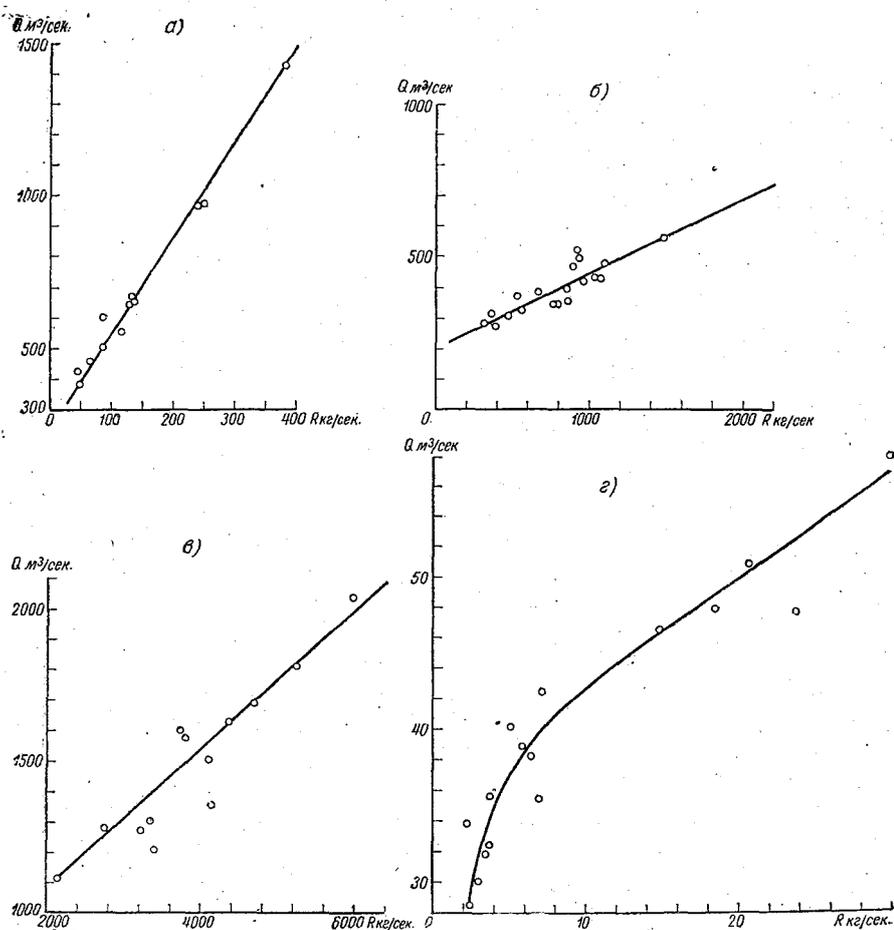


Рис. 65. Графики связи $R_r = f(Q_r)$.

a — р. Дон у ст-цы Раздорской, *б* — р. Кура у г. Мингечаура, *в* — р. Аму-Дарья у кишлака Чатлы, *г* — р. Мзымта у ущелья Ах-Цу.

приходится на июль, а мутность на май. При этом мутность превышает зимнюю примерно в 19 раз.

На р. Зее максимальные средние месячные расходы наносов и мутность наблюдаются в августе; максимальная мутность превышает меженную примерно в 80 раз.

На рис. 63 приведен график месячных величин стока воды и наносов для р. Терека у г. Моздок с площадью бассейна

21 500 км² (период наблюдений 1933—1935, 1938—1941 гг.) со смешанным питанием.

Максимальные средние месячные расходы наносов и мутность наблюдаются на р. Терек у г. Моздок в июле; при этом мутность превышает межennую примерно в 18 раз.

На рис. 64 представлены графики с паводочным режимом р. Мзымта у ущелья Ах-Цу (период наблюдений 1946 г.) и р. Учан-Су у г. Ялты (период наблюдений 1936—1937, 1940 гг.).

Изменение стока наносов за многолетний период. Многочисленными подсчетами установлено, что устойчивость связи между расходами наносов и воды зависит от степени осреднения расходов во времени. Например, наиболее тесная связь получается для средних годовых значений расходов, меньшая связь — для средних месячных и еще менее — для средних декадных и ежедневных расходов. В последних случаях, как отмечалось выше, существует несколько линий связи, меняющихся от фаз половодья или отдельных паводков; при этом связи изменяются от одного половодья или паводка к другому. Таким образом, мутность воды меняется при одной и той же транспортирующей способности потока в зависимости от количества материала, поступающего со склонов бассейна.

На небольших реках со снеговым и ледниковым питанием изменение мутности наблюдается в течение суток, в связи с чем между измеренными расходами воды и наносов в течение суток существуют какие-то почасовые зависимости, меняющиеся от интенсивности таяния снега или ледников. Графики связи между средними годовыми расходами воды Q_r и расходами наносов R_r представляют собой параболического вида кривые, которые отчетливо выражены для небольших горных рек с маловодными периодами, в течение которых мутность рек приближается к нулевому значению. Для крупных рек соответствующие графики связи практически представляют прямые линии, не проходящие через начало координат.

На рис. 65 в качестве примера приведены графики связи $R_r = f(Q_r)$ для ряда рек с длинным периодом наблюдений.

Графики связи показаны в пределах амплитуды наблюдающихся в реке средних годовых расходов воды. Связь выражается уравнением прямой

$$Q_r = Q_0 + R_r \operatorname{tg} \alpha, \quad (3,1)$$

где Q_0 — средний годовой (фиктивный) расход воды при $R_r = 0$; α — угол наклона прямой к оси x , по которой отложены средние годовые расходы наносов R_r . Откуда

$$R_r = \frac{Q_r - Q_0}{\operatorname{tg} \alpha} = (Q_r - Q_0) \operatorname{ctg} \alpha, \quad (3,2)$$

где $\operatorname{ctg} \alpha$ выражается отношением $\frac{\Delta R_r}{\Delta Q_r}$, имеющим размерность ($\text{кг}/\text{м}^3$), соответствующую мутности.

Отсюда следует, что величина

$$\operatorname{ctg} \alpha = \frac{\Delta R_r}{\Delta Q_r}$$

характеризует собой приращение средней годовой мутности потока в зависимости от увеличения среднего годового расхода воды.

В табл. 23 приведены значения $\frac{\Delta R_r}{\Delta Q_r}$, полученные для ряда рек, имеющих более или менее надежные зависимости $R_r = f(Q_r)$.

Судя по табличным данным, величины $\frac{\Delta R_r}{\Delta Q_r}$ меняются в довольно широких пределах, причем наименьшие значения этих величин относятся к равнинным рекам с небольшой мутностью, например, рр. Волга, Кама, Днепр.

Наоборот, наибольшие значения $\frac{\Delta R_r}{\Delta Q_r}$ свойственны горным рекам с высокой мутностью, например, рр. Самуру, Тереку, Аму-Дарье.

Зависимости $R_r = f(Q_r)$ служат для определения средних многолетних расходов наносов (нормы) по среднему многолетнему расходу воды, поскольку продолжительность наблюдений за жидким стоком для большинства рек значительно превышает период наблюдений за стоком наносов. Наблюдающиеся отклонения отдельных точек от линии связи дают возможность анализировать причины изменений в стоке наносов, что весьма существенно в связи с зарегулированностью многих рек плотинами, и, наконец, по разбросу точек можно выявить ошибки в подсчете стока наносов.

Для определения среднего многолетнего стока наносов на мало изученных реках иногда рекомендуется пользоваться следующим соотношением:

$$\frac{R_1}{R_2} = \frac{Q_1}{Q_2}, \quad (3,3)$$

где R_1 — определяемый сток наносов; R_2 — сток наносов ближайшей реки; Q_1 — сток воды реки, для которой определяется сток наносов; Q_2 — сток воды ближайшей реки.

Судя по предыдущим соотношениям, можно считать, что последние зависимости применимы только в том случае, если линии связи

$$R_r = (Q_r - Q_0) \operatorname{ctg} \alpha$$

для обеих рек близки между собой, т. е. эти реки находятся в идентичных эрозионных условиях.

В качестве примера приведем подсчет нормы стока наносов по указанному выше способу для р. Дона у ст-цы Казанской

Таблица 23

Река	$\frac{\Delta R_r}{\Delta Q_r}$	Река	$\frac{\Delta R_r}{\Delta Q_r}$	Река	$\frac{\Delta R_r}{\Delta Q_r}$
Волга	0,03—0,1	Медведица	0,1—0,3	Аракс	6,2
Кострома	0,07	Северный До- нец	0,4	Обь	0,1—0,2
Ока	0,8—0,6	Берда	0,3	Кемь	0,1
Сура	0,8—0,6	Калаус	5,5	Иртыш	0,2
Кама	0,04—0,08	Кума	1,8—4,4	Кулунда	0,04
Белая (пр. Камы)	0,2—0,06	Кубань	0,5—3,0	Ишим	0,1
Чусовая	0,03	Большой и Ма- лый Зеленчук	0,6	Тобол	0,1—0,3
Уфа	0,06	Уруп	2,4	Исеть	0,1
Вятка	0,2	Лаба	0,9	Тура	0,07
Большой Че- ремшан	0,3	Белая (пр. Ку- бани)	0,5	Енисей	0,6
Самара	0,3	Риони	1,0	Пур	0,1
Бузулук	0,9	Терек	1,5—10,0	Лена	0,1
Большой Ир- гиз	0,2	Ардон	1,5	Авача (п-ов Камчатка)	0,2
Урал	0,3	Малка	0,8	Лепса	0,1
Сакмара	0,4	Баксан	0,8—1,2	Баксан	0,3
Днепр	0,06	Сунжа	1,2—7,5	Каратал	0,1—0,3
Сейм	0,08	Аксай	25,0	Чарын	0,3
Рось	1,1	Андийское		Чу	0,7—0,9
Сула	0,2	Койсу	3,0	Талас	0,3
Ворскла	0,3	Самур	8,0	Асса	0,3
Южный Буг	0,1—0,4	Кара-Самур	6,7	Сыр-Дарья	3,0—4,0
Синюха	0,5	Куднал-Чай	6,5	Чирчик	0,7—1,4
Ингул	0,5	Кура	1,3—4,5	Чаткал	0,4
Дон	0,1—0,3	Алазань	2,2	Кашка-Дарья	1,3 6,0
Хопер	0,1	Тергер	4,5	Аму-Дарья	8,6
Бузулук	0,4			Сурхан-Дарья	3,7
				Теджен	2,6

по данным для той же реки у ст-цы Раздорской со значительно большей площадью бассейна. Норма жидкого стока у ст-цы Раздорской $Q_p=870 \text{ м}^3/\text{сек}$, а норма стока наносов, соответствующая этому расходу (по графику), $R_p=201 \text{ кг/сек}$. Норма жидкого стока у ст-цы Казанской $Q_k=346 \text{ м}^3/\text{сек}$. Откуда $R_k = \frac{346}{870} \cdot 201 = 80 \text{ кг/сек}$ (вместо $R_k=42 \text{ кг/сек}$ по графику), т. е. получается ошибка в определении стока наносов в 90%, что явно недопустимо.

Г. В. Лопатиным предложен, позднее уточненный М. А. Великановым, метод построения зависимости между модульными коэффициентами стока воды и наносов, позволяющий подойти к анализу данных зависимостей с точки зрения математической статистики.

Обозначая модульные коэффициенты для жидкого стока через $q = \frac{Q}{Q_0}$, а для стока наносов через $r = \frac{R}{R_0}$, напишем зависимость в виде уравнения прямой линии

$$q = q_0 + ar, \quad (3.4)$$

где q_0 — свободный член, являющийся модульным коэффициентом

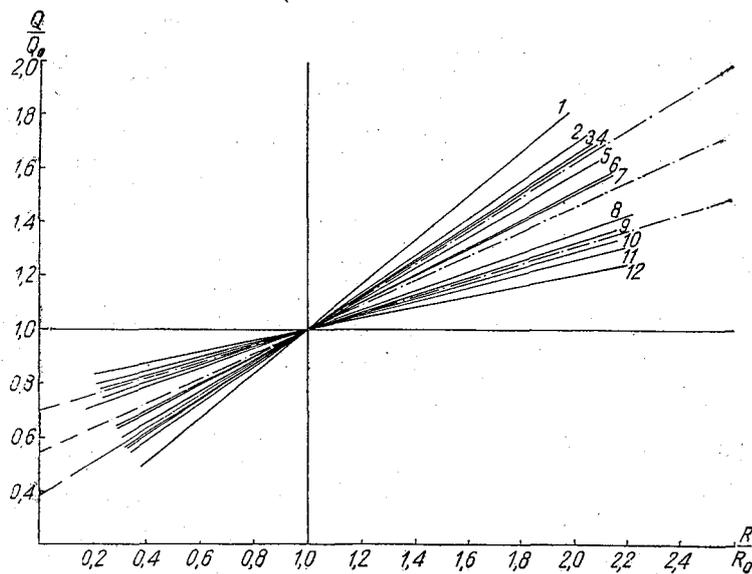


Рис. 66. Графики связи модульных коэффициентов стока воды и наносов для различных рек.

1 — р. Волга у г. Ярославля, 2 — р. Бузулук у с. Байгоровка, 3 — р. Кама у с. Тарловки, 4 — р. Дон у г. Калача, 5 — р. Хопер у хут. Бесплемяновского, 6 — р. Дон у ст-цы Казанской, 7 — р. Северный Донец у ст-цы Усть-Белокалитвенской, р. Волга у с. Вязовые, 8 — р. Сулак у с. Миатлы, р. Чирчик у с. Чимбайлык, 9 — р. Терек у с. Казбеги, 10 — р. Мзымта у устья Ах-Цу, р. Терек у ст. Чернойарской, 11 — р. Кубань у хут. Дегтяревского, 12 — р. Шахе у с. Тух-Аул.

том жидкого стока, при котором твердый сток равен нулю, a — тангенс наклона прямой линии связи к оси x .

Построение зависимостей для различных рек показано на рис. 66.

По существу разница в графиках заключается в том, что в последнем случае все линии связи должны проходить через одну точку, соответствующую $q = \frac{Q}{Q_0} = 1$ и $r = \frac{R}{R_0} = 1$, так как в многолетнем периоде норма стока наносов R_0 должна соответствовать норме стока воды Q_0 . В силу этого последний способ построения зависимости имеет известное преимущество, поскольку дает возможность типизации рек по изменчивости годового стока наносов.

Уравнение (3,4) может быть представлено в виде уравнения математической статистики. Из теории вероятности известно, что среднеквадратичное отклонение функции от независимых переменных выражается через среднеквадратичные отклонения последних следующим уравнением:

$$\sigma_f^2 = \left(\frac{\partial f}{\partial x}\right)^2 \sigma_x^2 + \left(\frac{\partial f}{\partial y}\right)^2 \sigma_y^2 + \left(\frac{\partial f}{\partial z}\right)^2 \sigma_z^2. \quad (3,5)$$

В рассматриваемом нами случае независимая переменная q одна, следовательно

$$\sigma_q^2 = \left(\frac{dq}{dr}\right)^2 \sigma_r^2 = a^2 \sigma_r^2,$$

откуда

$$a = \frac{\sigma_q}{\sigma_r} = \frac{C_{v,q}}{C_{v,r}}.$$

Подставляя значение a в уравнение (3,4), получим

$$q = q_0 + \frac{C_{v,q}}{C_{v,r}} r. \quad (3,6)$$

При $q=1$ и $r=1$

$$q_0 = 1 - \frac{C_{v,q}}{C_{v,r}}.$$

После подстановки q_0 в уравнение (3,6), последнее примет следующий вид:

$$\frac{1-q}{1-r} = \frac{C_{v,q}}{C_{v,r}}. \quad (3,7)$$

Таким образом, линейная зависимость между стоком наносов и жидким стоком определяется отношением между коэффициентами вариации. Соотношение коэффициентов вариации $\frac{C_{v,q}}{C_{v,r}}$ в среднем принимается Г. В. Лопатиным для равнинных рек $C_{v,r} = 1,64 C_{v,q}$, для горных рек $C_{v,r} = 3,33 C_{v,q}$ и промежуточного типа $C_{v,r} = 2,22 C_{v,q}$.

Подобное обобщение является весьма условным, так как соотношения коэффициентов вариации в пределах указанных типов рек, согласно графику (рис. 66), сильно меняются, что приводит к грубым ошибкам, если использовать эти соотношения, как это рекомендует Г. В. Лопатин, для подсчета нормы стока наносов.

Способ Г. В. Лопатина заключается в следующем. Для лет, которые имеют подсчет годового стока наносов, вычисляются величины модульных коэффициентов стока воды q по данным всего длительного ряда наблюдений над стоком воды. После этого по

вычисленным модульным коэффициентом стока воды q определяются соответствующие им модульные коэффициенты r для тех же лет, пользуясь линией связи, соответствующей одному из трех указанных выше осредненных соотношений между модульными коэффициентами.

После этого норма стока взвешенных наносов определяется по формуле

$$R_0 = \frac{R_1 + R_2 + \dots + R_n}{r_1 + r_2 + \dots + r_n}, \quad (3,8)$$

где r_1, r_2, r_n — модульные коэффициенты стока наносов для отдельных рек короткого периода, в течение которого производились измерения наносов; R_1, R_2 — величины стока взвешенных наносов для тех же лет; n — число лет измерений стока наносов.

§ 11. ИЗМЕНЕНИЕ СТОКА НАНОСОВ ПО ТЕРРИТОРИИ СССР И ПО ДЛИНЕ РЕК

Карты мутности рек. Как известно, для изображения на карте закономерно изменяющихся по территории метеорологических и гидрологических величин применяется метод изолиний. Этот метод требует непрерывности изменений изучаемых элементов, поэтому вначале он нашел себе широкое применение в метеорологии при картировании осадков, температуры и пр.

Использование данного метода для картирования жидкого стока впервые было осуществлено в 1927 г. Д. И. Кочериным на Европейской территории СССР, что оказалось возможным вследствие влияния на речной сток таких плавно изменяющихся по территории метеорологических факторов, как осадки и испарение.

Что же касается стока наносов, то величина его определяется не только стоком воды, но и целым комплексом чисто местных физико-географических условий. Вследствие этого при картировании стока наносов оказалось необходимым перейти к площадному, или зональному, способу. В данном случае возникает вопрос о выборе количественного показателя стока наносов, подлежащего картированию, с точки зрения большей закономерности в распределении его по территории, и условий, чтобы этот показатель имел определенный физический смысл.

Подобным показателем, как в свое время было предложено Г. В. Лопатиным, может служить средняя многолетняя мутность потока, выражающаяся отношением среднего многолетнего расхода наносов к среднему многолетнему расходу воды

$$\rho = \frac{R}{Q} \text{ г/м}^3.$$

Впервые карта средней многолетней мутности для Европейской территории СССР была опубликована в 1939 г. Г. В. Ло-

пятиным. Основанием для построения карты послужили данные наблюдений за стоком наносов на 135 пунктах по 1935 г. включительно. Продолжительность наблюдений на 50% станций составляла всего от 1 до 2 лет. На карте Г. В. Лопатина было выделено 8 зон со следующими пределами величин средней годовой мутности: < 20, 20—50, 50—100, 100—250, 250—500, 500—1000, 1000—2000, 2000—5000 г/м³ и дополнительно выделена зона со средней мутностью от 250 до 1000 г/м³.

Кроме того, распределение мутности по территории рассматривалось Л. Г. Гвелесиани (по Кавказу), В. Л. Шульцем (по Средней Азии) и др.

В 1949 г. автором была опубликована карта средней мутности рек для всей территории СССР.

В основу построения этой карты были положены данные наблюдений за стоком наносов на 778 пунктах по 1946 г. включительно. Продолжительность наблюдений на 50% станций составляла уже от 3 до 10 лет. Несмотря на то что сравнительно с данными, использованными Г. В. Лопатиным, в 1946 г. число станций возросло более чем в 3 раза, а число станций с периодом наблюдений больше 5 лет — в 7 раз, еще слабо был освещен сток наносов в северных, северо-западных и северо-восточных районах территории СССР, а также в центральной черноземной полосе и на Украине. При такой освещенности стока наносов наблюдениями оказалось возможным выделить лишь 7 зон мутности со следующими пределами величин средней годовой мутности: < 50, 50—150, 150—500, 500—1000, 1000—2500, 2500—4000, > 4000 г/м³. От выделения дополнительной зоны < 20 г/м³, как это было сделано в свое время Г. В. Лопатиным, отказались по тем соображениям, что реки с малой мутностью (< 20 г/м³) протекают как раз в северных, малоизученных на 1946 г. районах.

В 1952 г. Г. В. Лопатиным опубликована¹ карта средней мутности рек Европейской территории СССР, Кавказа, Средней Азии и Западной Сибири.

Некоторое отличие в очертаниях зон мутности на карте Лопатина связано главным образом с принятыми пределами мутности, относящимися к отдельным зонам. Пределы мутности, по аналогии с его прежней картой, приведены в табл. 24.

Таблица 24

Зона мутности	Пределы мутности (г/м ³)	Зона мутности	Пределы мутности (г/м ³)
I	>20	V	250—500
II	20—50	VI	500—1000
III	50—100	VII	1000—2500
IV	100—250	VIII	2500—5000

¹ Г. В. Лопатин. Наносы рек СССР. Географиз. 1952.

Лопатин, назначая в то время более узкие пределы мутности в пределах границ зон по сравнению с картой Шамова, по-видимому, не принимал во внимание отдельные реки с мутностью, превышающей границы указанных зон, во всяком случае наличие таких отклонений не отмечается на карте и в пояснениях к карте, хотя таковые отклонения, как увидим ниже, имеют место.

В 1955 г. Г. В. Лопатиным были дополнены на карте СССР зоны мутности рек Сибири и Дальнего Востока.

Повторные картирования средней мутности рек на территории Советского Союза с использованием более длительных рядов наблюдений постепенно уточняли средние многолетние величины мутности в отдельных районах.

В 1956 г. автором были опубликованы уточненные сравнительно с прежними карты мутности рек на территории СССР. В настоящем издании, помимо сводной карты по всей территории СССР (см. рис. 67), приводятся в укрупненном масштабе карты Кавказа (см. рис. 70), Европейской территории СССР (см. рис. 74) и Средней Азии (см. рис. 75).

В основу построения уточненных карт были положены данные наблюдений на 1015 пунктах по 1952 г. включительно. Распределение пунктов по территории СССР и продолжительность наблюдений на них приведены в табл. 25, а в табл. 26 дано распределение станций по площади водосбора.

Т а б л и ц а 25

Наименование территории	Число лет						Всего
	1	2—4	5—10	11—15	16—20	>20	
Европейская часть СССР	124	137	75	18	5	—	359
Кавказ	38	75	87	21	13	6	240
Сибирь, Дальний Восток	48	78	60	17	1	—	204
Средняя Азия и Казахстан	28	63	77	31	12	1	212
Итого	238	353	299	87	31	7	1015

Особенно увеличилось по сравнению с ранее опубликованными данными число пунктов наблюдений в пределах Сибири (на 70%) и на Европейской территории СССР (на 36%). Помимо того, число станций с длительностью наблюдений более 5 лет возросло на 53%, что сказалось на точности средних значений мутности. Наличие сравнительно большого количества станций с периодом наблюдений более 5 лет (424 станции) позволило с большим основанием подойти к определению средних многолетних расходов наносов, пользуясь графиками связи $R_r = f(Q_r)$ и нормами стока воды, полученными по данным Б. Д. Зайкова. Од-

нако еще недостаточно освещен наблюдениями сток наносов на верхних притоках рр. Оки, Северного Донца и Дона, а также на территории Сибири и Дальнего Востока — в бассейнах рр. Нижней Тунгуски, Хатанги, Вилюя, Лены и др.

Таблица 26 показывает, что наибольшее количество станций относится к средним и крупным рекам. Станции с малыми бассейнами в основном расположены на территории Кавказа, Средней Азии, Казахстана, Крыма и юго-запада Украины.

Таблица 26

Площадь бассейна (км ²)	Количество станций (%)	Площадь бассейна (км ²)	Количество станций (%)
<50	2	10 001—50 000	20
51—500	16	50 001—500 000	12
501—10 000	48	>500 001	2

В результате увеличения числа пунктов и продолжительности наблюдений представилась возможность уточнить распределение средней мутности рек по территории СССР. Вместо 7 зон теперь приняты 9 зон мутности с соответствующими пределами, приведенными в табл. 27.

Таблица 27

Зона	Пределы мутности, г/м ³	Зона	Пределы мутности, г/м ³
I	<25	VI	500—1000
II	25—50	VII	1000—2500
III	50—100	VIII	2500—5000
IV	100—250	IX	>5000
V	250—500		

Принятые пределы мутности в отдельных зонах соответствуют схеме Г. В. Лопатина, за исключением зоны I, где мутность вместо < 20 г/м³ принята < 25 г/м³, и последней дополнительной зоны с мутностью > 5000 г/м³.

Указанные изменения внесены в целях уточнения карты мутности и более равномерного распределения мутности по отдельным зонам. Выделение зоны с мутностью < 25 г/м³, как показывают последние данные, является вполне обоснованным для северо-западной части Европейской территории СССР. Что же касается распространения зоны I на территории севера и северо-востока Сибири, то из-за недостаточности данных наблюдений границы ее проведены ориентировочно, исходя из ландшафтных условий местности.

При нанесении на карту границ зон мутности учитывались физико-географические условия местности, в той или иной степени влияющие на проявление эрозии и, следовательно, на изменение мутности рек.

Оказалось, что в ряде районов мутность рек сильно меняется на ограниченной по площади территории, поэтому некоторые зоны мутности очерчены ориентировочно пунктирными линиями.

Что же касается встречающихся отклонений мутности отдельных рек, отнесенных к той или иной зоне, то последние отмечены в пояснениях к карте. Мутность крупных рек (с площадью бассейна более 50 000 км²) на карте указана цифрами.

Данные по стоку наносов и мутности рек, положенные в основу построения карты средней мутности¹, могут служить как уточняющие дополнения при практическом ее использовании.

При практическом использовании карты необходимо учитывать, что она в основном отражает мутность средних и крупных рек и что многие реки и их притоки за последние годы зарегулированы водохранилищами и многочисленными прудами, частично или полностью задерживающими сток наносов, поэтому фактическая мутность таких рек не соответствует данной карте, построенной на материалах прошлых лет.

Большая зарегулированность рек имеет место на территории Молдавской ССР, юго-западной части Украинской ССР, в некоторых районах центральной черноземной области и др.

Исключены из рассмотрения реки с малыми площадями бассейнов (менее 500 км²)², так как мутность малых рек и суходолов значительно выше, чем на реках с большими водосборами.

В связи с расчетом заиляемости водохранилищ на малых реках выявилась необходимость получения переходного коэффициента от нанесенных на карте зон мутности к малым рекам с площадью бассейна менее 300 км², которые для равнинной части территории СССР наблюдениями не освещены.

Первая попытка в этом направлении была произведена Б. В. Поляковым, предложившим зависимость между средней мутностью крупной реки и средней мутностью малых рек, путем использования числовых коэффициентов, характеризующих эрозионные условия бассейнов (см. гл. I).

Г. В. Лопатин рекомендует новый вид этой зависимости в виде

$$\rho_{1\text{ ср}} = \rho_{\text{ ср}} (abv), \quad (3,9)$$

где $\rho_{1\text{ ср}}$ — средняя многолетняя мутность рассматриваемой малой реки; $\rho_{\text{ ср}}$ — средняя многолетняя мутность рек данной зоны (большого района); a, b, v — поправочные коэффициенты, учитывающие относительную разницу природных условий для малой реки по сравнению с большим районом данной зоны.

¹ Г. И. Шамов. Сток наносов рек СССР. Гидрометеоздат. Л. 1956.

² Для Кавказа и горных рек Средней Азии пределы площадей бассейнов снижены.

Коэффициент $a = \frac{A_1}{A}$ учитывает влияние состояния растительного покрова, где A_1 — средняя количественная оценка эрозионных качеств водосбора малой реки в зависимости от растительности в отдельных его частях; A — то же для площади большого района (зоны). Количество того или иного растительного покрова учитывается в процентах от площади водосбора.

Сравнительная эрозионная оценка состояния растительного покрова, по Лопатину, приведена в табл. 28.

Таблица 28

Состояние растительного покрова	Оценка эрозионных качеств	Состояние растительного покрова	Оценка эрозионных качеств
Распаханные склоны (пар)	1,0—0,8	Травяной покров	
Травяной покров, выбитый пастбищем скота	0,8—0,5	Редкий	0,01—0,005
Пропашные культуры		Густой	0,005—0,001
Жукуруза	0,6—0,5	Лес	
Картофель	0,5—0,2	Редкий без лесной подстилки	0,10—0,01
Густопокровные культуры		Редкий с лесной подстилкой	0,005—0,001
Зерновые и др.	0,2—0,1	Густой с лесной подстилкой	0,001—0,0001
Люцерна, мятлик и пр.	0,01—0,005		
Залежь	0,01—0,005		

Коэффициент b учитывает влияние морфометрических свойств поверхности водосборного бассейна, которые для малого и большого бассейна соответственно определяются выражением

$$\Delta h \varphi^{0,5} \Phi,$$

где Δh — среднее значение глубины эрозии, т. е. превышения водораздела над местным базисом эрозии; φ — густота сети водотоков; Φ — форма склонов.

И, наконец, коэффициент c учитывает влияние характера почв и грунтов, слагающих поверхность территории по признаку их механических свойств. Эрозионная оценка почво-грунтов, по Лопатину, приведена в табл. 29.

Большое количество эрозионных характеристик в формуле Лопатина практически затрудняет их определение, в особенности на большой площади водосбора. Кроме того, некоторые из принятых эрозионных характеристик вызывают сомнение по существу. Учитывая, что зависимость (3,9) относится к средним мно-

Таблица 29

Характеристика почв и грунтов	Оценка эрозионных качеств	Характеристика почв и грунтов	Оценка эрозионных качеств
Каменистый	0,05—0,10	Суглинистый	1,0
Песчаный	0,25	Глинистый (лёссовый)	2,0
Супесчаный	0,50		

голетним значениям мутности, нет необходимости вводить в нее такие эрозионные показатели, которые не сохраняются постоянными из года в год, как, например, наличие пара и вид культур. Значение эрозионных показателей культур и густоты травяного покрова с точки зрения влияния их на среднюю мутность больших и малых рек неравноценно. Мутность больших рек в основном определяется весенним стоком талых вод, в связи с чем роль культур в этом случае невелика, по сравнению с влиянием их на мутность воды при летних ливнях в условиях рек с малыми площадями водосбора.

Характеристика эрозионных свойств почво-грунтов по их механическому составу явно недостаточна; неудачна также принятая морфометрическая характеристика поверхности водосборного бассейна, которая практически трудно определима и в которой отсутствует показатель овражности. И, наконец, в формуле нет показателя, характеризующего влияние на мутность размера площади водосборного бассейна малой реки, для которой определяется средняя мутность, так как по мере отдаления от очагов эрозии количество смытого со склонов материала, находящегося в потоке во взвешенном состоянии и влекомого по дну, постепенно уменьшается за счет осаждения крупных фракций.

По этому поводу весьма интересные сведения приведены К. П. Воскресенским¹.

На основании данных по заилению 15 водоемов, расположенных в Ставропольском крае, Курской области и Южном Заповольжье, для оценки мутности малых водотоков К. П. Воскресенский принял как первое приближение поправочные коэффициенты к карте мутности, приведенные в табл. 30.

Однако эти поправочные коэффициенты нуждаются в уточнении в зависимости от основных эрозионных условий местности (облесенности, овражности, характера почво-грунтов и др.). Подобное уточнение возможно путем организации специальных наблюдений над стоком наносов на реках с малыми водосборами, за отложением наносов в прудах и водохранилищах и, наконец, пу-

¹ К. П. Воскресенский. Сток рек и временных водотоков на территории лесостепной и степной зон Европейской части СССР. Труды ГГИ, вып. 29(83). 1951.

тем специальных исследований на стоковых станциях. Особое внимание должно быть уделено регистрации заиляемости водоемов (с учетом их проточности), которые имеются повсеместно на территории СССР. Данные К. П. Воскресенского подтвердились на опыте строительства прудов в Курской области.

Т а б л и ц а 30

Площадь водосбора (км ²)	Поправочный коэффициент	Площадь водосбора (км ²)	Поправочный коэффициент
До 10	10—7	100—200	5—1
10—50	10—5	>200	1
50—100	7—3		

Возвращаясь к карте мутности, составленной Г. И. Шамовым, рассмотрим распределение средней мутности рек СССР по отдельным частям территорий.

Европейская территория СССР. Средняя мутность рек в пределах Европейской территории СССР меняется в весьма широком диапазоне — от нескольких грамм на кубический метр в пределах Кольского полуострова и побережий Финского залива до 5000 г/м³ в бассейне р. Калаус.

Зона мутности I (< 25 г/м³) охватывает северо-западную лесную зону с большим количеством озер, на юго-западе — Припятско-Днепровское Полесье и на юго-востоке — Мещерское Полесье. Далее граница зоны поднимается на север, захватывая верховья Волжского бассейна и бассейн р. Онеги. Далее, на Крайнем Севере граница зоны I проведена по границе распространения тундры.

Кроме того, к зоне I относятся реки, впадающие в Азовское море и граничащие с бассейнами рр. Сал и Кубань (рр. Сал, Маныч, Ея и др.). Малая мутность этих рек, расположенных в районе со слабовыраженными уклонами местности на границе с Ергенями и Ставропольским плато, объясняется зарегулированностью рек озерами и водохранилищами и малой продолжительностью весеннего половодья. В пределах отдельных склонов мутность воды иногда достигает значительных размеров.

Территория данной зоны на севере и северо-западе характеризуется большой увлажненностью, сглаженным рельефом, значительной заболоченностью, большим количеством озер и лесными подзолистыми болотными почвами.

Малая мутность рек данных районов объясняется тем, что реки Карелии, Кольского полуострова и Карельского перешейка протекают в расчлененных разломами и сбросами устойчивых древнекристаллических породах. Вся территория сильно облесена и имеет много озер.

Бассейны рек, впадающих в Онежское, Ладожское и Чудское озера, а также в Финский залив, относятся к зоне моренных гряд, с устойчивыми гляциально-озерными грунтами и характерными для данного ландшафта озерами и болотами, влияющими на режим рек в сторону уменьшения наносов. Исключительно прозрачная вода наблюдается на реках, протекающих в известняковых карстовых породах (рр. Ижора, Пудость, Онега и др.). Средняя мутность р. Невы равняется 12 г/м^3 .

Некоторое повышение мутности наблюдается на рр. Паша, Сясь и др., находящиеся в условиях всхолмленного рельефа.

В пределах зоны I выделяется зона II для южных притоков оз. Ильмень, протекающих в пределах склонов Валдайской возвышенности. Средняя мутность рр. Пола, Шелонь и др., протекающих в пределах западных склонов Валдайской возвышенности порядка $50-60 \text{ г/м}^3$.

Своеобразный характер представляет западная часть зоны — Припятско-Днепровское Полесье — район конечных морен с аллювиальными отложениями, местами всхолмленными в дюны, и обширными заболоченными и облесенными пространствами, что в совокупности определяет «полесский» тип ландшафта.

На величину мутности рек данного района сказываются разливы весеннего половодья, затопляющие огромные пойменные пространства, размывы берегов и перемывание песчаных русловых отложений.

К этой же зоне отнесены бассейны рр. Западной Двины, верхней части Немана и др., средняя мутность которых не превышает 25 г/м^3 .

В юго-восточной части зона включает так называемое Мещерское Полесье с Окско-Цнинским языком песчаных флювиогляциальных и древнеаллювиальных отложений, охватывающих часть бассейна р. Оки.

Зона мутности II (от 25 до 50 г/м^3) распространяется в лесной зоне и на юге — в переходной области от лесной к лесостепной зоне, охватывая обширную северо-восточную и центральную территорию. Граница этой зоны в общем совпадает с южной границей лесной области и только на отдельных участках выходит за пределы границ распространения лесов.

Территория данной зоны характеризуется сравнительно большой увлажненностью. На повышении мутности рек в лесной зоне сказывается уменьшение озерности и наличие возвышенностей, в пределах которых берут свое начало реки бассейна Белого и Баренцева морей. К таким возвышенностям относятся Тиманский кряж, Вятские и Верхне-Камские увалы и, наконец, Уральские горы.

В пределах зоны II особо выделяется район Средне-Русской возвышенности (Курск—Тула) с повышенной мутностью рек, охватывающий верховья р. Оки и правобережные притоки р. Дона. В районе Средне-Русской возвышенности выделены три зоны мут-

ности: зона V (от 250 до 500 г/м³), занимающая верховья р. Оки и бассейн р. Сосны; зона IV (от 100 до 250 г/м³) — часть бассейна р. Оки и р. Ула и, наконец, зона III (от 50 до 100 г/м³) — верховья рек западного склона Средне-Русской возвышенности и правобережные притоки р. Дона (до бассейна р. Сосны).

На повышении мутности рек данного района сильно сказываются почвенные условия (бесструктурные и распыленные суглинистые и глинистые черноземные почвы) и подстилающие их породы (меловые отложения), а также интенсивное ведение сельского хозяйства, что в совокупности с природными условиями приводит к ускоренной эрозии и обогащению рек наносами. На особо повышенную величину мутности р. Оки оказывает влияние интенсивное снеготаяние, вызывающее высокое половодье. Верхняя часть бассейна р. Оки почти не имеет лесов и кустарников, предохраняющих почвы от активного воздействия стекающих со склонов талых вод, в связи с чем в этом районе наблюдается активная овражная эрозия.

Зона мутности III (от 50 до 100 г/м³) распространена в лесной зоне. На юго-западе зона III охватывает левобережные притоки р. Днепра от г. Киева до г. Днепропетровска, затем, следуя границе зоны II, узкой полосой поднимается в северо-восточном направлении примерно до г. Чебоксары. В дальнейшем зона III расширяется на север, охватывая бассейны рр. Вятки и Камы, а южнее — верховья рр. Белой и Уфы. На юге Европейской территории СССР к этой зоне относятся бассейны рр. Сал и Ея. В пределах зоны III выделены правобережные притоки р. Днепра на участке от г. Киева до г. Кременчуга, мутность которых отнесена к зоне I.

Территория зоны III в основном охватывает черноземную область неустойчивого увлажнения, в пределах которой лесная растительность сменяется лесостепью и огромными пространствами, занятыми под сельскохозяйственными культурами. В бассейне р. Камы граница зоны III вклинивается в лесную область, что, по видимому, связано с наличием в верхней части бассейнов рр. Вятки и Камы — Вятских увалов и Верхне-Камских увалов, распространяющихся до р. Камы на участке от г. Перми до устья р. Белой. В пределах увалов и гряд распространены малоустойчивые размыту суглинистые грунты, вызывающие повышение мутности указанных рек до 60 г/м³ и выше. Увеличение мутности рек в пределах склонов Урала объясняется горными условиями местности и наличием в бассейне р. Белой выщелоченных и распыленных черноземов и серых оподзоленных почв лесостепи.

Зона мутности IV (от 100 до 250 г/м³) простирается в пределах южной границы лесостепи и в степной зоне. На западе зона IV включает верховья рр. Прут и Днестр, затем охватывает бассейн р. Южный Буг, нижнее течение р. Днепра и часть территории Донбасса до г. Луганска. Затем зона поднимается в северо-западном направлении примерно до г. Харь-

кова, далее охватывает бассейн среднего течения р. Дона, включая бассейн р. Хопра, после чего узкой полосой поднимается в северо-восточном направлении до г. Ульяновска и г. Казани. Далее зона захватывает низовья рр. Вятки, Камы, Белой и Уфы, а на юге и юго-востоке, в предгорьях Урала, — верховья рр. Урала и Сакмары.

Территория, отнесенная к зоне IV, прежде всего характеризуется малой влажностью почв, а сами почвы, как правило, представляют собой малоустойчивые размытым глинистые, лёссовые и суглинистые черноземы, на юго-востоке переходящие в солончаки. Встречаются также рыхлые третичные песчаные отложения в районе рр. Днепра, Дона и др. Усиление эрозии почв данной зоны обусловлено широким распространением здесь пропашных культур. Кроме того, данная зона граничит с возвышенностями, в пределах которых берет свое начало большинство рек этой зоны. Таким образом, наблюдающаяся на этой территории повышенная мутность рек находит свое физико-географическое обоснование. В пределах этой зоны в ряде рек наблюдается высокая мутность воды, достигающая 500 г/м^3 .

Зона мутности V (от 250 до 500 г/м^3) относится к степной зоне. На юго-западе зона V замыкает бассейн рр. Прут и Днестр, берущих свое начало в южной части Волыно-Подольской возвышенности. Кроме того, к этой зоне относятся верхние притоки р. Северного Донца и часть бассейна р. Дона с притоками — рр. Чир и Медведица, а также бассейн р. Суры и другие реки, берущие начало с западных склонов Приволжской возвышенности.

В юго-восточной части к этой зоне относится район Заволжья с рр. Черемшан, Кинель, Самара, Иргиз, Узень и др. Кроме того, в эту зону входят бассейны рр. Урала и Эмбы.

Зона мутности V имеет почвенные условия, в общем аналогичные зоне IV. В данном районе на повышение мутности рек сильно сказывается рельеф местности: на западе — Волыно-Подольская возвышенность, а на востоке Сырты и Мугоджары. Некоторой особенностью почв отличаются Заволжское плато и Сырты, грунты которых состоят из прослоек глин и песка, а также из сыртовых глин.

Зона мутности VI (от 500 до 1000 г/м^3), как и предыдущая, относится к степной зоне. Она включает нижние притоки р. Северного Донца, в частности район Донецкого кряжа. К востоку зона VI простирается до г. Сталинграда и далее на север, до г. Казани, узкой полосой охватывая правобережье р. Волги.

В данном районе на значительное повышение мутности рек сильно влияет рельеф местности: Приазовская возвышенность, Восточно-Донецкая гряда и Приволжская возвышенность, а также наличие в песчаных и супесчаных грунтах слабопроницаемых глинистых и суглинистых прослоек, особенно на возвышенном побережье рр. Дона и Волги.

Зона мутности VIII¹ (от 2500 до 5000 г/м³) занимает бассейн р. Калаус. Причиной высокой мутности р. Калаус (4000 г/м³), протекающей в пределах пересеченного сбросами Ставропольского возвышенного плато, являются легко размываемые верхне-третичные отложения: конгломераты, песчаники и глины, перекрытые солончаковыми почвами. Руслу рек глубоко врезаны в плато (до 300 м и более).

Остановимся на характеристике средней годовой мутности отдельных рек, протекающих на Европейской территории СССР.

Бассейн р. Волги. Река Ока берет начало в сильно эрозионном районе, поэтому в верхней части бассейна мутность ее значительно выше, чем в низовье. Средняя многолетняя мутность у г. Орла 380 г/м³, у г. Калуги 178 г/м³ и, наконец, у с. Новинки 63 г/м³. Максимальная средняя месячная мутность р. Оки у г. Калуги в половодье превышает меженную примерно в 10 раз, а сток наносов за период половодья (март—апрель) составляет до 90% годового.

Аналогичная картина изменений мутности наблюдается и на р. Суры, которая берет начало в западной части Приволжской возвышенности, отнесенной к зоне мутности V. Средняя многолетняя мутность р. Суры у г. Пензы составляет 396 г/м³, а у г. Кадышева снижается до 112 г/м³. Вследствие усиленной эрозии на верхнем участке максимальная средняя месячная мутность р. Суры у г. Пензы превышает меженную мутность примерно в 20 раз, тогда как у г. Кадышева — всего в 10 раз. Суммарный сток наносов у г. Пензы за период половодья (апрель—май) составляет 96% годового, а у г. Кадышева за тот же период — 89%; это уменьшение происходит за счет растянутости половодья до июня.

Примерно в аналогичных условиях протекает и р. Свияга, средняя мутность которой 222 г/м³.

Река Кама имеет несколько своеобразный режим наносов, отличающийся незначительным изменением годовых расходов наносов, что, вероятно, связано со следующими причинами. Пик половодья в среднем течении р. Камы формируется за счет стока северных, более осветленных от наносов притоков и смывает ранее отложившиеся в русле мелкие наносы, образовавшиеся в результате прибрежной эрозии, поэтому пополнение потока наносами ограничено. Кроме того, период подъема половодья совпадает с ледоходом, вследствие чего возможно, что часть проносимых рекой наносов остается неучтенной.

Средняя годовая мутность р. Камы по наблюдениям 1941—1942 гг. составляет в верховье реки у с. Волоснищкое 93 г/м³, к г. Пермь за счет более осветленных притоков мутность снижается до 57 г/м³. Значительное увеличение мутности р. Камы

¹ На данной территории зона мутности VII занимает лишь незначительную ее часть и рассматривается ниже.

происходит на участке от г. Перми до с. Яромаска, где она достигает 70 г/м^3 , возможно за счет склоновой эрозии, которая в пределах Вятско-Камских увалов имеет широкое развитие. После впадения р. Белой (у с. Тарловки) мутность р. Камы достигает 73 г/м^3 , а у с. Соколы-Горы за счет р. Вятки она увеличивается до 86 г/м^3 . Таким образом, мутность р. Камы, как и р. Волги, к устью увеличивается, что является вообще характерным для рек, низовья которых находятся в местности, более подверженной эрозии, чем истоки.

Средняя мутность р. Камы в период половодья превышает меженную не более чем в 7 раз и только у с. Яромаска это соотношение несколько увеличивается, что, по-видимому, связано, как упоминалось выше, со смывом в половодье отложений наносов в русле и поступлением их с прибрежных склонов.

Сток наносов у г. Перми в период половодья (апрель—июнь) составляет 90% годового; у г. Чистополя он снижается до 87% за счет удлинения периода половодья до июля и повышения мутности в межень.

Средняя годовая мутность основных притоков р. Камы характеризуется следующими величинами: р. Чусовой у д. Нижние Шельги — 69 г/м^3 , р. Белой у г. Бирска — 111 г/м^3 , р. Вятки у г. Кирова — 40 г/м^3 и у с. Вятские Поляны — 108 г/м^3 . Средняя мутность в период половодья по сравнению с меженью на этих притоках увеличивается от 4 до 10 раз, а сток наносов в период половодья (апрель—июнь) достигает 90% годового.

Наблюдения над наносами на р. Самаре производились в двух пунктах: у с. Ново-Сергиевка и с. Елшанка, причем средняя годовая мутность в первом (верхнем) пункте равняется 623 г/м^3 , а во втором (нижнем) — 203 г/м^3 . Средняя мутность на р. Самаре (у с. Елшанка) в половодье превышает меженную примерно в 15 раз, а сток наносов за период половодья (апрель—май) составляет до 96% годового.

Примерно аналогичное распределение в году стока наносов наблюдается и на других нижних притоках р. Волги. Реки Большой и Малый Иргиз, Еруслан и др. имеют еще более короткий период весеннего стока наносов, ограничивающийся обычно одним месяцем (мартом). Этот район, включая и правобережную часть р. Волги, отнесен к зоне мутности V.

При построении графиков стока и фракционного состава наносов по длине р. Волги (рис. 68) по оси ординат откладывались, начиная с более мелких частиц ($< 0,01 \text{ мм}$), в последовательном порядке проценты отдельных фракций, составляющие в сумме (по весу) 100%. По тому же принципу построены графики распределения расходов наносов, относящихся к отдельным фракциям.

В дополнение к графикам в табл. 31 приведены цифровые данные по отдельным пунктам р. Волги, характеризующие сток

наносов и его распределение по месяцам, а также поступления наносов в р. Волгу со стороны основных ее притоков.

Судя по графикам (рис. 68) и данным табл. 31, на верхнем участке р. Волги, примерно до устья р. Оки, расходы взвешенных наносов и мутность изменяются незначительно. Содержание во взвешенных наносах фракций $< 0,05$ мм составляет около 70—80%. Верхняя часть бассейна р. Волги сильно облесена; саморусло реки относительно устойчиво с преобладанием песчано-плавелистых отложений.

После впадения р. Оки, а также рр. Суры, Свияги и ряда мелких притоков с более высокой мутностью воды, расходы наносов р. Волги резко повышаются. Это увеличение расходов наносов связано также с выносами песчаных наносов со стороны прибрежных оврагов, размывами и оползнями берегов реки и перемыванием русловых отложений, в особенности на перекатных участках. Дополнительное увеличение расходов наносов, исключая приток их со стороны р. Оки и Суры, Свияги и др., составляет ≈ 160 кг/сек, или 50% расхода у с. Вязовые, равного 340 кг/сек.

В связи с этим в русловых отложениях почти исчезают частицы крупностью > 1 мм за счет увеличения (до 50%) фракций 0,25—0,05 мм, которые при перемывании отложений русла частично взвешиваются и тем самым вызывают укрупнение взвешенных наносов. На этом участке в составе взвешенных наносов количество частиц крупностью в 0,25—0,05 мм увеличивается примерно на 20%.

На последующем участке от с. Вязовые до г. Тетюши р. Волга принимает в себя р. Каму. В результате впадения р. Камы, а также целого ряда более мелких притоков, протекающих в песчано-глинистых грунтах, сток наносов р. Волги и их крупность сильно увеличивается. Повышению в составе взвешенных наносов процента фракций 0,25—0,05 мм способствует также активность переформирования русла, вызванная увеличением мощности р. Волги после слияния ее с р. Камой, а также прибрежной эрозией. От г. Тетюши до г. Вольска расход наносов р. Волги увеличивается на 150 кг/сек и достигает наибольшей мутности в 121 г/м³. Это увеличение мутности, помимо отмеченных выше условий, связано также с выносом наносов со стороны многочисленных притоков: Самары, Кинели, Иргиза и др., обладающих высокой мутностью воды. И, наконец, на нижнем участке р. Волги (от г. Вольска до с. Дубовки) вследствие снижения скорости потока происходит осаждение наносов крупностью более 0,05 мм, в связи с чем процент фракций $< 0,05$ мм во взвешенных наносах возрастает с 55 до 85%. Выпадению наносов сильно способствуют обширные пойменные пространства, изрезанные староречьями и затопляемые в половодье. Мутность р. Волги у г. Дубовки снижается до 105 г/м³. Отложение наносов в пределах пойм достигает значительной величины, в особенности при

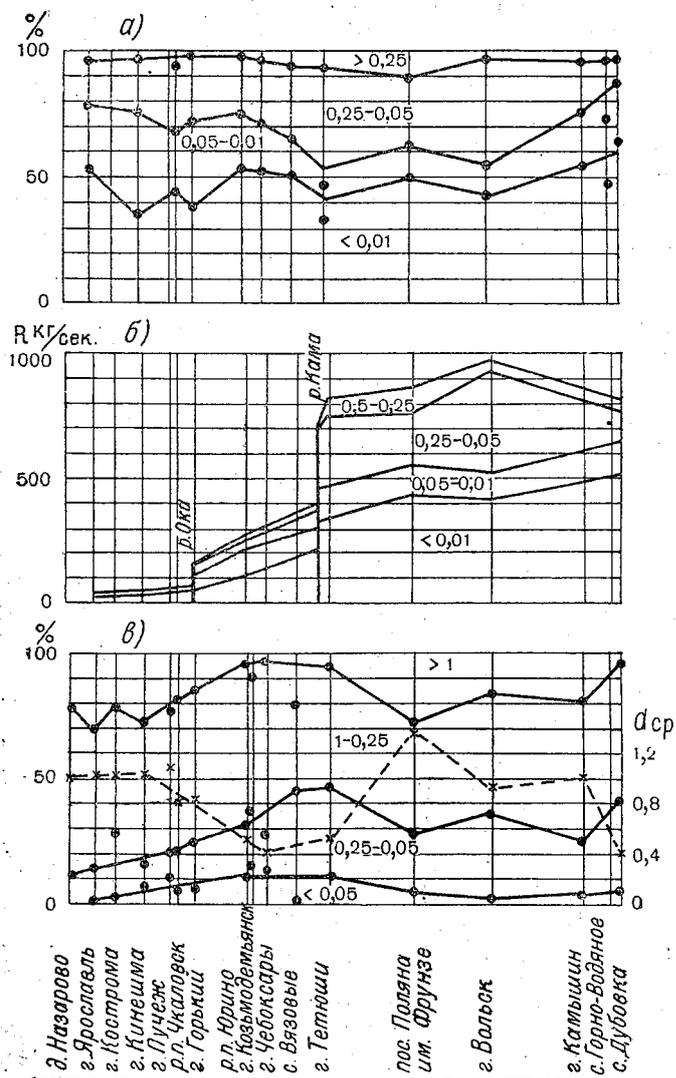


Рис. 68. Графики распределения расходов и состава взвешенных наносов и донных отложений по длине р. Волги.

а — распределение фракционного состава взвешенных наносов,
 б — распределение средних расходов взвешенных наносов по фракциям, в — распределение фракционного состава.

Таблица 31

Годы наблюдений	Наименование величин	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	За год	Средняя многолетняя
р. Волга — г. Ярославль (ш. 57°38'; д. 39°54'; F = 154 000 км²) (до постройки водохранилища)															
1932, 34, 35, 38—40	R	1,29	1,16	1,70	192	83,6	14,8	5,71	4,87	4,60	6,11	12,6	6,90	27,9	—
	Q	238	187	223	2934	2566	766	442	385	352	424	612	478	801	—
	p	5,4	6,2	7,6	65,0	32,4	19,3	12,9	12,6	13,1	14,4	20,6	14,4	34,8	—
р. Волга — г. Ярославль (после постройки водохранилища)															
1942, 47—52	R	6,8	7,1	4,7	21,2	19,5	13,7	13,4	14,7	14,6	20,0	12,7	7,4	13,0	—
	Q	990	1150	890	880	910	905	880	880	890	1000	1030	1060	956	—
	p	6,9	6,2	5,3	24,1	21,4	15,2	15,2	16,7	16,4	20,0	12,3	7,0	13,6	—
р. Волга — г. Кинешма (ш. 57°27'; д. 42°10'; F = 188 000 км²)															
1934, 41, 49—52	R	7,03	6,05	5,02	106	76,0	23,8	18,2	19,3	20,2	27,8	20,8	9,31	28,3	25,5
	Q	998	928	696	2100	2000	1130	929	873	907	1030	1170	1140	1160	1150
	p	7,1	6,5	7,2	50,4	38,0	21,0	19,6	22,1	22,2	27,0	17,8	8,2	24,4	22,2
р. Волга — р. п. Чкаловск (ш. 56°45'; д. 43°17'; F = 228 000 км²)															
1932, 34 38—41	R	3,76	2,19	2,36	195	213	37,6	12,4	6,80	6,55	8,00	21,8	9,72	43,1	—
	Q	395	305	294	3240	5080	1440	745	522	508	565	872	681	1220	1680
	p	9,5	7,2	8,0	60,0	42,0	26,1	16,6	13,1	12,9	14,2	25,0	14,2	35,4	—
р. Волга — р. п. Васильевск (ш. 56°08'; д. 46°00'; F = 559 000 км²)															
1941	R	13,2	6,93	6,51	1040	1470	241	63,7	25,9	15,1	26,7	35,8	16,4	247	—
	Q	1120	910	889	4000	1 3700	4680	2030	1360	1180	1360	1490	1200	2830	—
	p	11,8	7,6	7,3	260	108	51,5	31,4	19,0	12,8	19,7	24,0	13,7	87,2	—

Годы наблюдений	Наименование величин	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	За год	Средняя многолетняя
--------------------	-------------------------	---	----	-----	----	---	----	-----	------	----	---	----	-----	--------	------------------------

р. Волга — с. Вязовые (ш. 55°49'; д. 48°33'; F = 629 000 км²)

1940—42,	R	27,8	30,3	46,0	1160	960	173	89,0	63,5	57,0	64,3	66,2	31,2	231	230
44—47,	Q	1720	1670	1570	6380	11 130	3780	2350	1950	2000	2260	2270	1800	3240	3220
49—52	p	16,2	18,2	29,2	182	86,0	45,6	37,9	32,6	28,5	28,6	29,2	17,3	71,2	71,5

р. Волга — г. Тетюши (ш. 54°57'; д. 48°52'; F = 1 170 000 км²)

1938, 40,	R	13,6	10,1	19,1	2400	3220	1340	301	114	124	114	76,2	29,2	646	735
41, 50, 52	Q	2470	2100	1850	9520	22 640	12 780	5740	3900	3910	4400	3780	2690	6310	6790
	p	5,5	4,8	10,3	252	142	105	52,5	29,2	31,8	25,8	20,2	10,9	102	108

р. Волга — пос. Поляна им. Фрунзе (ш. 53°17'; д. 50°10'; F = 1 210 000 км²)

1931, 32, 35,	R	22,2	16,3	16,7	1770	3760	969	272	120	82,8	141	164	32,0	614	680
38—42,	Q	2540	2270	2060	9310	26 270	14 270	5760	3720	3180	4120	4320	2470	6690	7680
51, 52	p	8,7	7,2	8,1	190	143	67,8	47,3	32,2	26,0	34,2	38,0	12,9	91,7	88,5

р. Волга — Вольская гидрометрическая станция (ш. 51°55'; д. 47°08'; F = 1 310 000 км²)

1938—42,	R	24,8	21,4	28,3	1830	3840	1320	356	172	126	169	140	35,0	672	700
44—47,	Q	3580	2820	2600	8550	24 600	17 800	7350	4650	3900	4310	4060	2620	7240	7100
50—52	p	6,9	7,6	10,9	214	156	74,2	48,5	36,9	32,2	39,2	34,6	13,4	92,9	98,5

р. Волга — г. Камышин (ш. 50°05'; д. 45°26'; F = 1 340 000 км²)

1939—41	R	12,3	9,50	14,9	2222	6260	1930	580	135	74,4	94,0	84,5	28,6	954	—
	Q	2080	1990	1730	6150	22 200	19 300	9650	3700	2700	2820	2820	1840	6420	—
	p	5,9	4,8	8,6	362	282	100	60,0	36,5	27,6	33,3	30,0	15,6	148	—

Годы наблюдений	Наиме- нование величин	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Загод	Средняя многолетняя
--------------------	------------------------------	---	----	-----	----	---	----	-----	------	----	---	----	-----	-------	------------------------

р. Волга — г. Дубовка (ш. 49°04'; д. 44°51'; $F = 1\,350\,000$ км²)

1934, 35,	R	47,0	42,5	77,6	1980	3100	1060	413	185	146	216	299	124	641	890
40, 46,	Q	3000	2900	2660	7270	22500	18300	7520	4630	3970	4770	5270	2800	7130	8160
51, 52	p	15,7	14,7	29,2	272	138	58,0	54,8	40,0	36,8	45,2	56,8	44,3	90,0	108

р. Унка — г. Макарьев (ш. 57°53'; д. 43°50'; $F = 18\,500$ км²)

1934,	R	0,21	0,15	0,13	27,5	27,2	3,30	15,1	3,93	6,25	7,70	4,34	0,26	8,01	—
50—52	Q	26,9	26,3	26,6	351	610	148	191	132	199	272	169	50,3	183	151
	p	8,0	5,8	4,9	78,4	44,7	22,2	79,0	30,0	31,6	28,4	25,7	5,1	44,0	—

р. Ока — д. Новинки (ш. 56°12'; д. 43°52'; $F = 245\,000$ км²)

1939, 41,	R	2,86	2,64	4,58	405	426	30,1	12,7	9,41	9,30	11,9	16,1	5,05	78,0	66,0
42, 44—52	Q	405	385	414	3600	4180	940	565	523	495	569	638	449	1100	1040
	p	7,1	6,8	11,1	113	102	32,2	22,5	18,0	18,8	21,0	25,2	11,5	70,6	63,4

р. Сура — с. Кадьшево (ш. 54°20'; д. 46°44'; $F = 26\,800$ км²)

1941—44,	R	0,63	0,58	6,76	218	69,1	12,8	4,76	3,44	2,49	2,75	1,40	0,81	27,0	11,0
47, 50—52	Q	35,8	36,8	50,7	602	244	98,0	62,4	5,38	48,4	50,9	50,6	44,2	115	98,2
	p	17,6	15,9	134	362	284	130	76,4	64,0	51,5	54,1	27,6	18,3	234	112

р. Кама — с. Соколы Горы (ш. 55°33'; д. 51°31'; $F = 504\,000$ км²)

1934, 35,	R	9,13	3,81	3,40	916	1436	384	99,8	55,0	40,2	64,2	37,0	8,82	255	—
39—52	Q	804	744	766	3220	11690	7260	2530	1770	1670	2280	1730	1110	2960	3830
	p	11,4	5,0	4,4	284	124	53,0	39,4	31,0	24,2	28,2	21,4	7,9	86,5	—

наличии кустарника, способствующего уменьшению скоростей потока.

Приведем некоторые данные, характеризующие разницу в составе взвешенных наносов и в отложениях на пойме и в русле р. Волги.

В табл. 32 приведен фракционный состав взвешенных наносов р. Волги у г. Ярославля проб, взятых автором в 1933 г. в шурфах на пойме при слиянии рр. Мологи и Волги, а также на побочке в пределах того же участка р. Волги.

Таблица 32

Место взятия проб	Диаметр частиц (мм)			Средний диаметр \bar{d}
	0,5—0,25	0,25—0,05	< 0,05	
Взвешенные наносы у г. Ярославля (в %)	4,0	17,4	78,6	0,05
Отложения на пойме (в %)	11,6	76,0	12,40	0,13
Отложения на побочке (в %)	75,5	23,8	0,71	0,30

Согласно табл. 33 $\frac{\bar{d}_{\text{поб}}}{\bar{d}_{\text{пойм}}} = 2,3$, а $\frac{\bar{d}_{\text{пойм}}}{\bar{d}_{\text{взв}}} = 2,6$; разница между

диаметрами частиц наносов на побочке и пойме происходит за счет фракций 0,5—0,25 мм, а между диаметрами взвешенных наносов и наносов в пойме — за счет фракций < 0,05 мм, которые проносятся через пойму транзитом.

По данным Б. А. Аполлова, фракционный состав донных отложений в Камызякском и Бахтемировском рукавах дельты р. Волги выражается величинами, приведенными в табл. 33.

Сопоставляя эти данные с отложениями на вышележащих участках р. Волги, можно заключить, что благодаря осаждению из состава взвешенных наносов мелких фракций, в отложениях процент частиц < 0,25 мм увеличился с 30 до 80—90%.

Таблица 33

Название рукава	Диаметр частиц (мм)			
	> 0,25	0,25—0,05	0,05—0,01	< 0,01
Камызякский	24,6	62,4	7,4	5,6
Бахтемировский	12,5	65,2	14,8	4,8

Реки бассейна р. Днепра и реки Вольно-Подольской возвышенности. Сток наносов на реках указанного района изучен наиболее слабо. В табл. 34 приведены цифровые данные по отдельным пунктам р. Днепра, характеризующие сток наносов и его распределение по месяцам, а также поступление наносов в р. Днепр со стороны основных его притоков.

На р. Днепр средняя годовая мутность изменяется по длине реки в малых пределах, несколько увеличиваясь вниз по течению. Эта мутность (по данным 1952 г.) изменяется следующим образом: у г. Смоленска она равна $28,2 \text{ г/м}^3$, у г. Киева — $31,4 \text{ г/м}^3$, у г. Кременчуга — $47,1 \text{ г/м}^3$, у г. Верхнеднепровска — $46,8 \text{ г/м}^3$, у с. Разумовка — $5,2 \text{ г/м}^3$ и у г. Берислав — $15,8 \text{ г/м}^3$. На уменьшении мутности на участке между г. Верхнеднепровском и г. Бериславом сказалось осветляющее влияние на воды реки водохранилища Днепровской ГЭС им. В. И. Ленина. На незначительное возрастание мутности от г. Смоленска до г. Киева сказалось впадение отличающихся малой мутностью правобережных притоков р. Днепра, в частности р. Припяти.

Наибольшая средняя месячная мутность р. Днепра в период весеннего половодья превышает меженную всего в 3—5 раз, что отчасти связано с недоучетом стока наносов в период подъема половодья. Сток наносов верхних притоков р. Днепра почти не изучен; имеющиеся наблюдения за отдельные годы показывают, что мутность их, в особенности правобережных притоков, незначительна.

Повышение мутности наблюдается в верховьях притоков (рр. Сейм, Псел и др.), берущих начало в пределах Средне-Русской возвышенности, которые нами отнесены к зоне III. Средняя мутность р. Сейм у с. Лебяжье равняется 49 г/м^3 , причем в период половодья мутность увеличивается в 40 раз по сравнению с меженной, что указывает на активность эрозионных процессов в данном районе.

Значительное увеличение средней мутности наблюдается на небольших притоках среднего и нижнего течения р. Днепра. Так, например, мутность р. Рось у г. Корсунь-Шевченковский (с. Карашин) равна 236 г/м^3 ; р. Ворсклы у с. Соколки — 207 г/м^3 ; р. Ингулец у г. Кривой Рог — 172 г/м^3 .

Увеличение мутности объясняется активностью склоновой и овражной эрозии. На смежных левобережных притоках (рр. Орель и Самара) средняя мутность небольшая. В данном случае не исключена возможность, что на подсчете мутности этих рек сказались пропуски наблюдений в период паводков, которые в этом районе отличаются большой интенсивностью.

Для рек этого района характерна исключительно высокая мутность в июне, что связано с выпадением ливневых осадков, вызывающих интенсивный смыв почв.

Таблица 34

Годы наблюдений	Наименование величин	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	За год	Средняя многолетняя
р. Днепр — г. Смоленск (ш. 54°48'; д. 32°05'; F = 13800 км ²)															
1949—54	R	0,09	0,06	0,92	18,7	3,53	0,47	0,69	1,07	0,55	1,69	1,34	0,26	2,44	—
	Q	26,6	24,0	38,6	465	165	48,2	65,8	76,5	66,5	86,5	90,5	57,5	101	—
	p	3,4	2,4	23,9	40,2	21,4	9,7	10,4	14,0	8,3	19,6	14,8	4,6	24,2	—
р. Днепр — г. Киев (ш. 50°27'; д. 30°33'; F = 328 000 км ²)															
1938—39, 40, 51—54	R	14,2	12,8	41,0	228	120	46,0	16,0	10,3	9,04	10,0	14,3	9,70	44,2	—
	Q	645	622	1 010	3 960	3 340	1 360	674	520	506	579	707	544	1 205	—
	p	22,0	20,6	40,5	57,7	36,0	33,8	23,8	19,8	17,8	17,3	20,2	17,9	36,6	—
р. Днепр — г. Кременчуг (ш. 49°03'; д. 33°26'; F = 383 000 км ²)															
1937—40, 49, 51—52	R	7,95	20,0	99,7	224	135	53,0	23,8	15,4	13,4	23,8	39,6	20,4	56,3	68,0
	Q	590	640	1 300	3 760	3 790	1 490	760	614	570	556	710	695	1 290	1 480
	p	13,5	31,2	76,5	59,5	35,6	31,3	25,1	23,5	23,5	42,7	55,6	29,4	43,6	46,0
р. Днепр — г. Берислав (ш. 46°50'; д. 33°25'; F = 482 000 км ²)															
1951—54	R	6,51	1,86	28,6	125	101	34,2	12,6	7,62	4,02	4,32	7,96	7,02	28,8	—
	Q	692	845	1 050	2 360	3 930	2 440	1 110	850	714	662	796	724	1 340	—
	p	9,4	9,3	27,3	53,0	25,8	14,0	11,4	9,0	5,6	6,5	10,0	9,7	21,4	—
р. Припять — г. Мозырь (ш. 52°03'; д. 29°15'; F = 97 200 км ²)															
1952—54	R	1,52	1,72	2,88	14,5	10,0	4,10	2,30	1,47	1,33	1,79	3,23	1,16	3,84	—
	Q	170	130	228	674	402	242	127	93,4	92,2	118	167	168	218	—
	p	8,9	13,2	12,6	21,5	25,0	16,9	18,1	15,7	14,4	15,2	19,3	6,9	17,6	—

Годы наблюдений	Наименование величин	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	За год	Средняя много- летняя
р. Десна — г. Чернигов (ш. 51°29'; д. 31°19'; F = 81 400 км²)															
1935, 38—40, 49—52	R	1,24	1,88	33,2	68,7	38,5	6,47	2,42	2,12	1,57	1,44	4,90	7,65	14,2	18,0
	Q	116	123	280	1 060	703	208	129	117	110	117	163	168	274	322
	p	10,7	15,3	119	64,5	54,5	31,0	18,8	18,1	14,3	12,3	30,0	45,5	52,0	56,0
р. Рось — г. Корсунь-Шевченковский (с. Карашин) (ш. 49°25'; д. 31°17'; F = 10 300 км²)															
1935, 39, 40, 48—52	R	2,76	1,89	17,0	33,8	0,30	0,20	1,09	0,19	0,086	0,12	0,20	0,17	5,23	6,0
	Q	19,3	28,5	59,2	73,5	12,0	9,06	14,6	7,45	6,61	8,79	12,0	13,3	22,0	24,9
	p	143	66,2	287	529	24,8	22,0	75,0	25,8	13,0	13,7	16,6	12,9	236	242
р. Сула — г. Лубны (ш. 50°00'; д. 33°01'; F = 14 200 км²)															
1938—40, 49—52	R	0,14	0,22	1,28	2,17	0,24	0,06	0,03	0,02	0,01	0,02	0,03	0,14	0,37	0,55
	Q	9,32	12,0	47,7	135	33,3	8,75	4,57	3,15	2,52	3,95	10,7	15,1	23,8	30,6
	p	15,0	18,4	26,8	16,1	7,2	6,9	6,6	6,3	4,0	5,1	7,5	9,2	15,4	18,0
р. Псел — с. Запселье (ш. 49°13'; д. 33°34'; F = 22 400 км²)															
1932, 33, 51—52	R	0,28	0,92	3,87	26,5	5,72	1,36	0,54	0,36	0,23	0,21	1,16	0,55	3,47	—
	Q	24,7	20,0	53,0	329	101	50,7	39,7	25,2	18,4	21,1	38,0	39,2	63,2	51,8
	p	11,3	46,0	73,0	80,5	56,6	26,9	13,6	14,3	12,5	10,0	30,6	14,1	54,7	—
р. Ворскла — с. Соколки (ш. 49°01'; д. 34°09'; F = 14 320 км²)															
1935, 39, 40, 51—52	R	0,072	0,61	11,6	37,3	9,92	5,78	2,06	0,13	0,093	0,26	0,58	1,00	5,78	—
	Q	7,93	14,2	54,4	155	30,4	12,1	8,41	6,91	5,72	6,43	14,5	20,4	28,0	31,4
	p	9,1	43,1	214	241	326	479	245	18,7	17,1	40,5	40,0	49,0	207	—

Бассейн р. Дона. Верхняя часть бассейна р. Дона до ст-цы Казанской в отношении стока наносов освещена недостаточно.

Средние годовые расходы наносов, поступающие в р. Дон со стороны главнейших его притоков, приведены в табл. 35.

Таблица 35

Река, пункт	Площадь бассейна (км ²)	Расходы наносов (кг/сек)	Средняя мутность (г/м ³)
р. Хопер — хут. Дундуковский . . .	60 600	10,9	88,5
р. Медведица — хут. Арчединский . . .	33 700	12,5	201
р. Чир — ст-ца Обливская	8 540	3,01	340
р. Северный Донец — пгт. Белая Калитва	80 900	39,5	256

Распределение стока наносов и изменение фракционного состава взвешенных наносов и донных отложений по длине р. Дона представлено на графиках рис. 69.

Согласно рис. 69, в составе взвешенных наносов на верхнем участке р. Дона преобладают фракции $< 0,05$ мм (95%). На последующем участке от ст. Лиски до хут. Хованского крупность наносов увеличивается за счет фракций крупнее 0,05 мм, количество которых на этом участке достигает до 25%. Ниже по течению состав взвешенных наносов снова становится мельче.

По сравнению с р. Волгой, в верхней части р. Дона крупность взвешенных наносов примерно в 2 раза меньше, что объясняется интенсивным смывом мелкозема со склонов бассейна, сильно подверженных эрозии. В устье р. Дона крупность взвешенных наносов аналогична р. Волге в нижнем ее течении. Крупность донных отложений к устью р. Дона уменьшается. Однако у с. Калача происходит резкое увеличение (с 13 до 40%) процентного состава фракций от 0,25 до 0,05 мм за счет снижения фракций от 0,05 до 0,01 мм. Наблюдается также значительное повышение у ст-цы Казанской количества частиц $> 0,05$ мм, которые к устью реки почти исчезают.

Река Дон протекает среди широкой поймы, пересеченной староречьями и озерами; русло изобилует перекатами и скоплениями отложений в устьях притоков. Перекаты и отложившиеся в устьях притоков наносы периодически смываются и передвигаются вниз по течению.

Так, например, наблюдающееся у с. Калач уменьшение в донных отложениях фракций крупностью от 0,05 до 0,01 мм за счет повышения процентного состава наносов от 0,25 до 0,05 мм, несомненно, связано с местными выносами наносов и их скоплением в районе Калачевских перекатов.

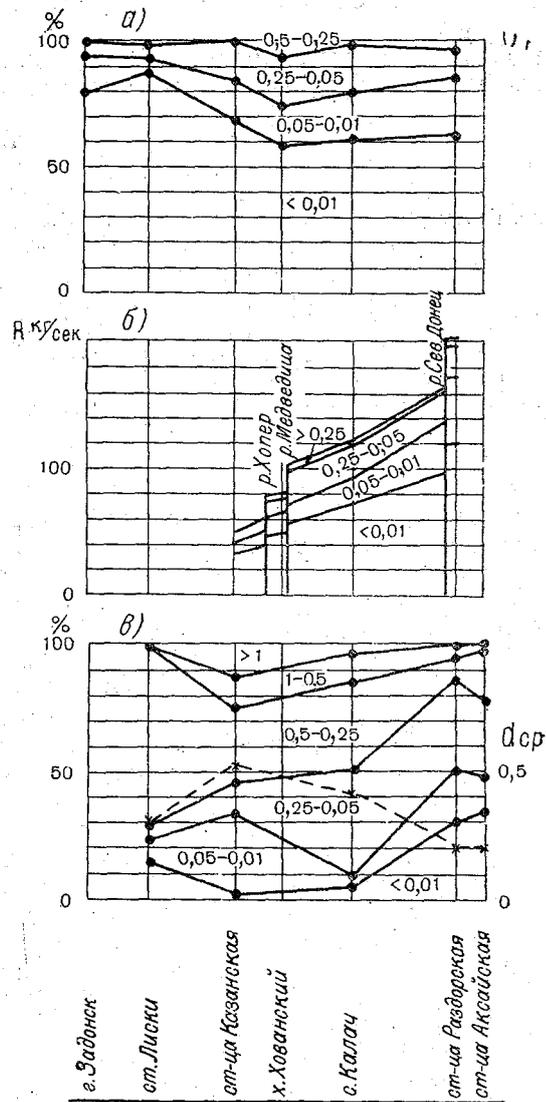


Рис. 69. Графики распределения расходов и состава взвешенных наносов и донных отложений по длине р. Дона.
Усл. обозначения см. рис. 68.

Таблица 36

Годы наблюдений	Наименование величин	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	За год	Средняя многолетняя
р. Дон — ст-ца Казанская (ш. 49°48'; д. 41°08'; F = 102 000 км ²)															
1931, 32,	R	2,86	2,34	44,5	412	39,5	4,05	2,45	1,98	1,50	1,21	2,06	1,75	43,0	48,0
34—40	Q	130	123	290	1 950	581	160	121	110	106	112	125	115	327	332
46—53	p	22,0	19,0	153	211	67,8	25,3	20,2	18,0	14,1	10,8	16,5	15,2	131	144
р. Дон — х. Хованский (ш. 49°35'; д. 42°34'; F = 169 000 км ²)															
1932, 33, 35,	R	4,58	4,12	41,3	548	104	10,4	5,06	4,55	2,83	1,84	2,51	2,18	61,0	77,0
37, 39—41,	Q	174	165	330	2 790	1 450	299	193	161	146	148	163	156	515	534
46—53	p	26,3	25,0	125	196	71,6	34,6	26,2	28,2	19,4	12,4	15,4	14,1	117	144
р. Дон — г. Калач (ш. 48°42'; д. 43°29'; F = 222 000 км ²)															
1931—41,	R	4,45	3,26	61,1	616	252	21,2	10,2	6,70	4,45	4,39	4,55	3,60	82,5	118
47—51	Q	188	193	366	2 360	2 110	439	260	213	191	195	212	177	575	675
	p	23,6	16,9	167	261	119	48,3	39,2	31,5	23,3	22,5	21,5	20,4	144	175
р. Дон — ст-ца Раздорская (ш. 47°31'; д. 40°39'; F = 378 000 км ²)															
1933—40,	R	7,30	17,6	262	797	362	41,0	17,3	12,4	9,55	8,21	10,5	8,00	129	212
44—53	Q	238	302	795	2 160	2 240	586	332	286	259	271	315	288	674	874
	p	30,7	58,2	329	368	161	69,9	52,0	43,2	36,8	30,3	33,3	27,8	191	242

Из сопоставления графиков можно видеть, что влияние донных отложений на состав взвешенных наносов в данном случае выражено более отчетливо, чем на р. Волге.

Так, например, увеличение на участке от ст. Лиски до хут. Хованского в донных отложениях процента фракций крупностью от 0,01 до 0,05 и от 0,05 до 0,25 мм явно сказалось на повышении процента этих фракций во взвешенных наносах за счет снижения фракций $< 0,01$ мм.

Распределение по длине р. Дона средних месячных расходов наносов и мутности показано в табл. 36.

Согласно табл. 36, на участке р. Дона от ст-цы Казанской до ст-цы Раздорская, помимо поступления наносов со стоком основных притоков (Хопер, Медведица, Чир и Северный Донец), происходит дополнительное увеличение расходов наносов на 80 кг/сек, или на 38% от расхода уст-цы Раздорской (212 кг/сек).

Подобное превышение в стоке наносов является результатом выноса наносов со стороны прибрежных оврагов и русловой эрозии, которая в условиях р. Дона протекает исключительно активно.

Крым. Данных по стоку наносов рек Крыма явно недостаточно для построения карты мутности. Реки Крыма подразделяются на реки, стекающие с северных склонов Яйлы, и на реки южного склона. При этом к наиболее мутным рекам северного склона относятся рр. Бельбек, Кача и Алма, а к более осветленным — рр. Салгир, Биюк-Карасу и Черная. Северные склоны Крымских гор более пологи и образуют несколько самостоятельных гряд, пересекаемых долинами рек. Увеличение мутности рр. Бельбека, Качи и Алмы, по сравнению с рр. Салгиром и Черной, объясняется более развитой гидрографической сетью верхних притоков и овражностью склонов, сложенных из сравнительно легко размываемых известняковых, песчано-галечных и меловых пород. Южный склон является более крутым и сложен продуктами выветривания и размыва глинистых сланцев, песчаников, конгломератов и сильно дислоцированных коренных пород; толща наносных отложений доходит до нескольких десятков метров. В отдельных районах южного склона наблюдаются оползневые явления. Долины рек глубоко врезаются в склоны, и русла на верхних участках обычно загромождены обломками горных пород. В устьевых участках рек русла сложены галечниками и песками. К востоку от г. Алушты, включая и бассейн р. Демерджи, склоны рек сложены конгломератами и песчаниками, перекрытыми известняками; реки в этом районе носят балочный характер. Восточная часть побережья Крыма почти не облесена.

Сток воды и наносов в условиях Южного берега Крыма проходит исключительно интенсивно и в короткие периоды времени и учет их полностью не обеспечивается. Можно предположить, что средняя мутность рек Крыма, стекающих с северного склона

Яйлы, относится к зонам III, IV и VI. В зону III (от 50 до 100 г/м³) входят бассейны рр. Черной и Биюк-Карасу; в зону IV (от 100 до 250 г/м³) — рр. Салгир, Алма и Кача; в зону VI (от 500 до 1000 г/м³) — р. Бельбек. Мутность рек Черноморского побережья Крыма изучена весьма слабо; она примерно соответствует зоне V (от 250 до 500 г/м³). Мутность рек степной части Крыма в общем характеризуется зоной IV.

Кавказ. Исключительно высокая мутность рек и широкие пределы ее изменения на территории Кавказа определяются расчлененностью горного рельефа, большим разнообразием пород, слагающих горные массивы и их предгорья, неравномерностью облесенности территории, большими уклонами рек и интенсивностью выпадающих в горах осадков и пр.

В некоторых районах Кавказа речной сток воды и наносов носит селевой характер. К таким рекам относятся притоки р. Агри-чай, стекающие с южного склона восточной части Большого Кавказского хребта, некоторые притоки р. Терека и др.

При картировании мутности в сложных условиях Кавказа анализ распределения зон мутности начат с выделения районов с наибольшей мутностью. Такими районами являются восточная и центральная части Большого Кавказского хребта, где средняя годовая мутность отдельных рек достигает рекордной величины — 8000 г/м³, а при прохождении селей и больше.

Зона мутности IX (> 5000 г/м³) охватывает частично район восточной оконечности Главного Кавказского хребта с бассейнами рр. Геок-чай, Пирсагат, Вельвели-чай, а на северо-востоке — приток р. Терека — р. Гудермес и частично бассейн р. Сулак и некоторые другие реки. Максимальная средняя годовая мутность в пределах этой зоны достигает наивысшей на территории СССР величины 11 700 г/м³ (р. Аксай у с. Чогар-Отар) при максимальной средней месячной мутности 35 000 г/м³.

Зона мутности VIII (от 2500 до 5000 г/м³) включает в себя остальную часть Главного Кавказского хребта с притоками р. Алазани и частично р. Агри-чай, верховья р. Терека, бассейны рр. Аргуни, Сулак, Самур и др.

Процессы выветривания и эрозии нашли свое яркое отражение в рельефе горного ландшафта и широко развитых северо-восточных предгорий, в которые глубоко врезаны в виде узких ущелий и каньонов речные долины.

Высокая мутность многочисленных притоков р. Алазани, стекающих с южного, более облесенного склона Кавказского хребта, в значительной степени связана с ливневым характером речного стока и селевыми выносами наносов, которые в этом районе имеют широкое распространение.

Зона мутности VII (от 1000 до 2500 г/м³). К этой зоне относятся предгорья Главного Кавказского хребта, в частности, бассейн р. Иори. В северной части в эту зону входит бассейн р. Кумы.

Высокая мутность рек восточной (сланцевой) части Большого Кавказского хребта объясняется наличием легко размываемых сланцево-песчаных юрских пород, глинистых сланцев, нижнемеловых отложений, известняков, песчаников и глин. Проявлению активных процессов эрозии способствуют бедность растительного покрова, резко выраженный горный континентальный климат и осадки ливневого характера.

Зона мутности VI (от 500 до 1000 г/м³) распространяется на верховья бассейна р. Терека с притоками примерно в пределах района от г. Нальчика до г. Грозного, включая верховья рр. Подкумка и Кумы; на правобережный приток р. Лабы — р. Чамлык и смежный приток р. Кубани — р. Уруп и частично распространяется на верховья бассейна р. Куры. Кроме того, к этой зоне относятся бассейны рр. Риони и Чорохи, берущих свое начало на западном склоне гор между Большим и Малым Кавказским хребтами, а на юго-востоке притоки р. Аракс — рр. Каркала-чай и Келан-чай. Увеличение мутности р. Риони объясняется наличием менее устойчивых пород, песчаников и глин, среди которых встречаются также мелкие конгломераты, а по склонам — мощные отложения речных наносов. Наибольшей мутностью рек Черноморского побережья отличается р. Чорохи в районе г. Батуми (1250 г/м³).

Зона мутности V (от 250 до 500 г/м³). К зоне V относятся в западной конечной части Главного Кавказского хребта нижние притоки р. Кубани, включая бассейн р. Лабы (без притока — р. Чалмык), бассейны рр. Большой и Малой Зеленчук и верховья рр. Кубани и Кумы. К этой же зоне относятся притоки р. Куры в районе г. Сталинири и правобережные ее притоки — рр. Храми, Шамхор, Курах-чай, Терттер, стекающие со склонов Армянского плато, и, наконец, реки района Ленкорани. Относя склоны Армянского плато к зоне V, необходимо иметь в виду, что для некоторых рек здесь возможно резкое увеличение мутности, вызванное прохождением селевых паводков, как, например, это имело место в 1946 г. на р. Чедер в районе г. Ереван.

Зона мутности IV (от 100 до 250 г/м³) включает верховья рр. Лабы и Белой (притоки р. Кубани), реки Черноморского побережья — Шахе и Мзымта; правобережные притоки р. Куры, включая бассейны рр. Дебеда-чай и Дзегам-чай; верховья р. Иори и, наконец, притоки р. Аракс на участке от г. Ленинка до г. Степанакерт.

К зонам мутности V и IV относится район западной части Большого Кавказского хребта, представляющий сравнительно невысокие расчлененные эрозией хребты, сложенные породами весьма пестрого состава: мергелями, известняками, песчаниками и сланцами. Понижение мутности некоторых рек западного склона несомненно связано с облесенностью склонов и преобладанием известняковых пород, в которых глубоко врезаны долины рек.

Зона мутности III (от 50 до 100 г/м³) относится к бассейнам рек Черноморского побережья — Бзыбь, Кодор, Ингури и др. до бассейна р. Риони, а также к рекам между бассейнами рр. Риони и Чорохи. Кроме того, этой зоной охватывается водораздел горного хребта от верховьев р. Лабы до р. Ардон и Армянское плато с верховьями рр. Куры, Занги, Арпа-чай, Базарчай, Акера, Тертер и притоками оз. Севан. Небольшая мутность рек Армянского плато объясняется наличием трудно размываемых горных пород — гранитов, известняков и туфогенных толщ. Что касается небольшой мутности рек Черноморского побережья Кавказа, то она обусловлена наличием твердых пород — гранитов, гнейсов и др., в которые глубоко врезаны русла рек, а также облесенностью горных массивов и их склонов.

Выделить на территории Кавказа II и I зоны мутности не представляется возможным, тем не менее в отдельных пунктах рек наблюдается мутность менее 50 г/м³.

Карта распределения зон мутности рек на территории Кавказа представлена на рис. 70.

В заключение необходимо подчеркнуть, что произведенное картирование мутности рек Кавказа нужно рассматривать как схематическое, поскольку на очень ограниченной площади мутность рек резко меняется; величина мутности зависит не только от физико-географических условий местности, но отчасти также от точности наблюдений и возможных пропусков измерений наносов в период паводков.

Кроме того, нужно иметь в виду, что в пределах Кавказа зарегистрировано около 100 рек с селевыми лаводками, которые, как правило, не измеряются, что необходимо учитывать при использовании приведенных здесь материалов. Необходимо также учитывать, что сток донных наносов в отдельных случаях может достигать значительной величины и иметь решающее значение на занесение наносами водохранилищ.

Ввиду мелкого масштаба сводной карты мутности на рис. 70 представлена схематическая карта средней мутности рек Кавказа.

Остановимся на характеристике стока наносов рек Кавказа.

Река Кубань берет свое начало в центральной части Большого Кавказского хребта среди устойчивых горных пород и облесенных склонов. Вследствие этих условий мутность воды в верховье р. Кубани относительно невелика.

Распределение расходов взвешенных наносов по фракционному составу на протяжении р. Кубани показано на рис. 71.

Благодаря значительным скоростям течений в составе взвешенных наносов количество крупных фракций более 0,05 мм составляет 35%.

После впадения рр. Большого Зеленчука и Урупа количество фракций меньше 0,05 мм увеличивается с 65 до 95%.

Необходимо отметить большую мутность р. Уруп (1200 г/м^3) по сравнению со смежными реками Большой Зеленчук

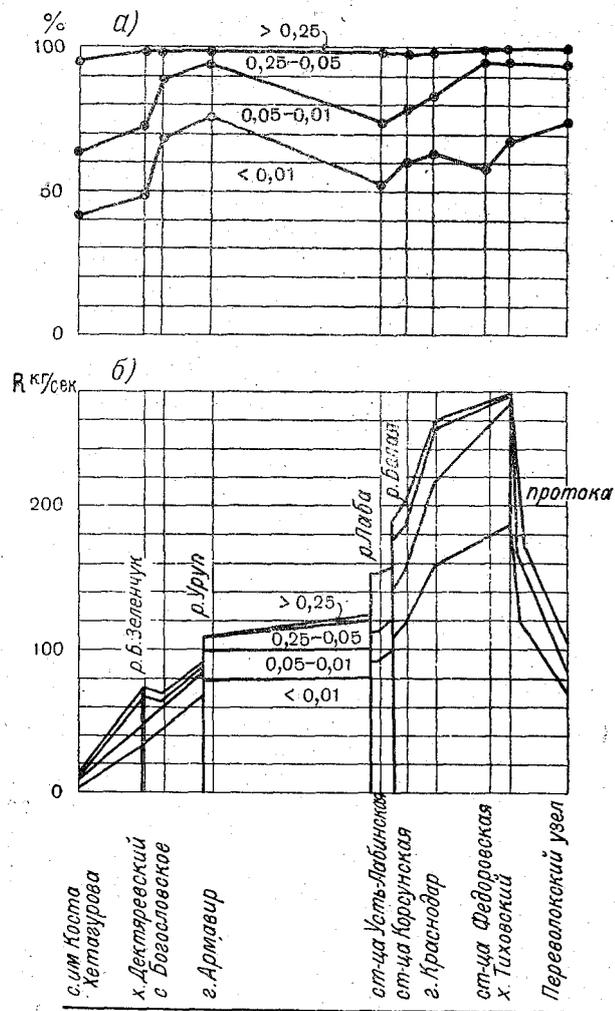


Рис. 71. Графики распределения расходов и состава взвешенных наносов по длине р. Кубани.

Усл. обозначения см. рис. 68.

(222 г/м^3) и Лабы (346 г/м^3). Взвешенные наносы р. Уруп содержат фракций $< 0,01 \text{ мм}$ до 70%.

На участке от р. Уруп до впадения р. Лабы р. Кубань не имеет крупных притоков, в результате чего пополнение взвешен-

ных наносов происходит главным образом за счет русловой эрозии. В связи с этим состав взвешенных наносов к ст-це Усть-Лабинской укрупняется с соответствующим уменьшением количества частиц $< 0,05$ мм примерно на 20%. После впадения ряда притоков, стекающих с предгорий Кавказского хребта, и уменьшения скоростей течения р. Кубани крупность взвешенных наносов уменьшается; в устье количество фракций $> 0,05$ мм составляет всего около 5%.

Ниже хут. Тиховского течение потока р. Кубани разделяется на отдельные рукава, в которых наносы полностью не учитываются, чем и вызывается снижение расходов наносов, показанное на графике (рис. 71).

Мутность воды по длине р. Кубани сильно меняется, что объясняется большим количеством впадающих в нее притоков и наличием водораспределительных сооружений.

Средние месячные значения расходов наносов и мутности воды р. Кубани и некоторых притоков приведены в табл. 37

Река Терек, как и река Кубань, берет свое начало в центральной части Большого Кавказского хребта в районе Казбека; при выходе из Дарьяльского ущелья у г. Дзауджикау мутность реки составляет 1720 г/м^3 . Повышенная мутность верховий р. Терека объясняется крутизной склонов и ливневыми выносами наносов со стороны притоков, имеющих большие уклоны. Особенно сильно повышается мутность р. Терек после впадения рр. Сунжи, Ассы, Аргуни, Гудермеса и др., вытекающих из северных предгорий Дагестана. Мутность р. Терек у с. Степное (с. Амираджи-Юрт) равняется 2140 г/м^3 .

Распределение по длине р. Терек расходов взвешенных наносов и их состава представлено на рис. 72.

Из графика можно видеть, что в верховьях этой реки, в противоположность р. Кубани, преобладают более мелкие фракции

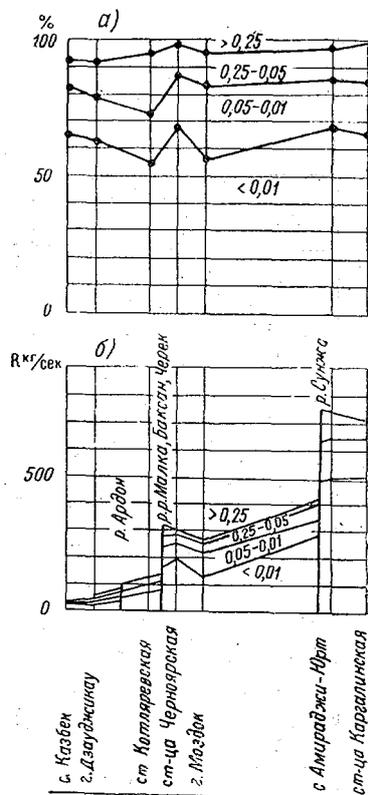


Рис. 72. Графики распределения расходов и состава взвешенных наносов по длине р. Терека.

Усл. обозначения см. рис. 68.

Таблица 37

Годы наблюдений	Наименование величин	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	За год	Средняя многолетняя
р. Кубань — с. им. Коста Хетагурова (ш. 43°38'; д. 41°55'; F = 3800 км²)															
1932—39, 47—53	R	0,15	0,090	0,89	4,24	19,3	50,0	102	52,7	11,4	2,16	0,77	0,29	20,3	15,0
	Q	15,9	14,1	16,7	41,2	109	173	188	149	86,7	53,8	31,6	21,0	75,0	72,8
	p	9,4	6,4	53,2	102	177	289	543	353	131	40,2	24,4	13,8	270	206
р. Кубань — х. Дегтяревский (ш. 44°33'; д. 41°56'; F = 7590 км²)															
1932—37, 39—41, 46—53	R	0,66	1,80	4,37	16,2	85,6	172	187	105	17,9	10,6	2,60	0,50	50,2	—
	Q	20,0	21,9	26,8	62,0	189	245	249	196	113	69,7	43,6	26,4	103	103
	p	33,0	82,2	163	261	539	702	750	535	158	152	59,5	18,9	487	—
р. Кубань — г. Армавир (ш. 45°00'; д. 41°09'; F = 16900 км²)															
1937, 39—41, 45—53	R	0,79	6,80	36,0	60,5	294	420	252	140	35,2	19,0	8,87	1,02	106	—
	Q	31,0	35,2	52,5	103	256	370	332	242	146	97,0	68,0	30,4	147	—
	p	25,4	193	685	586	1150	1130	760	580	241	196	130	33,6	721	—
р. Кубань — ст-ца Усть-Лабинская (ш. 45°12'; д. 39°41'; F = 34300 км²)															
1933—41, 51—53	R	3,80	13,6	34,4	76,5	348	490	466	232	66,0	57,6	17,6	5,20	151	172
	Q	61,5	91,3	110	207	430	548	522	369	216	181	131	96,7	247	256
	p	61,9	149	312	371	810	895	893	629	306	318	134	53,8	610	670
р. Кубань — г. Краснодар (ш. 45°01'; д. 38°59'; F = 45900 км²)															
1933—37, 39—41, 45—53	R	101	173	168	236	574	704	505	262	105	171	142	160	275	270
	Q	231	332	346	428	685	779	625	434	281	289	290	238	414	411
	p	438	521	486	540	839	904	803	605	374	592	490	620	665	660

Годы наблюдений	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	За год	Средняя многолетняя
-----------------	---	----	-----	----	---	----	-----	------	----	---	----	-----	--------	---------------------

р. Теберда — курорт Теберда (ш. 43°27'; д. 41°44'; F = 480 км²)

1933, 34,	R	0,040	0,045	0,075	0,56	2,42	5,05	17,7	14,2	2,76	0,77	0,78	0,055	3,70	—
36—41,	Q	5,97	4,78	4,57	14,0	39,5	58,1	76,5	58,6	32,9	20,8	13,6	8,60	28,1	27,5
52—53	p	6,7	9,4	16,4	40	61,0	87,0	232	244	84,0	37,0	57,4	6,4	130	—

р. Большой Зеленчук — ст-ца Исправная (ш. 44°03'; д. 41°35'; F = 2 040 км²)

1931—41,	R	0,067	0,11	1,09	7,22	29,2	26,2	19,1	7,65	3,94	1,25	0,68	0,086	8,05	8,70
47—53	Q	8,95	8,56	14,3	37,3	79,5	98,0	86,7	57,2	39,0	28,6	22,3	13,1	41,1	39,1
	p	7,5	12,7	76,3	194	368	268	221	134	101	43,6	30,6	6,57	196	222

р. Уруп — г. Армавир (ж-д. мост) (ш. 44°58'; д. 41°10'; F = 3 970 км²)

1933,	R	0,081	2,55	4,93	21,6	52,9	60,6	33,3	21,6	2,55	8,80	2,17	0,16	17,6	20,0
35—40	Q	4,08	7,90	9,32	20,9	32,1	33,4	22,5	14,8	8,52	12,4	9,65	6,89	15,2	16,6
	p	20,0	324	527	1 040	1 650	1 820	1 480	1 460	300	710	225	23,2	1 160	1 200

р. Белая—ст-ца Тульская (гм. ст. Майкоп) (ш. 44°32'; д. 40°09'; F = 2 300 км²)

1931—40,	R	4,60	5,32	17,4	41,8	67,6	47,8	22,6	9,76	7,16	19,6	28,8	14,7	23,9	—
45—53	Q	23,0	26,0	42,8	88,5	130	102	61,2	38,0	29,0	45,3	46,8	34,4	55,6	—
	p	200	204	407	472	520	468	370	258	247	433	615	428	430	—

наносов ($< 0,05$ мм), составляющие 80%. Это объясняется тем, что р. Терек имеет большую мутность воды, вызванную смывом со склонов более мелких частиц грунта и наблюдающимися в верховьях Терека селевыми паводками. К ст. Котляревской в результате истирания донных наносов и размыва русла, а также поступления наносов со стороны многочисленных притоков наблюдается увеличение процента фракций крупностью от 0,25 до 0,05 мм за счет снижения частиц $< 0,01$ мм. После впадения рр. Черека, Баксана и Малки с большими расходами наносов, состоящими из мелких фракций, крупность наносов р. Терек у ст-цы Черноярской сильно снижается главным образом за счет увеличения фракций $< 0,01$ мм; у г. Моздока процент этих фракций снова падает до прежней величины. Это уменьшение как раз совпадает с понижением расходов взвешенных наносов на участке от ст-цы Черноярской до г. Моздока, вызванным забором воды р. Терек на орошение. На последующем бесприточном участке от г. Моздока до устья р. Сунжи крупность наносов меняется незначительно.

Река Сунжа и нижележащие притоки выносят огромное количество взвешенных наносов, содержащих около 80% частиц $< 0,01$ мм, в результате чего расходы наносов р. Терек увеличиваются у с. Степное (с. Амираджи-Юрт) в три раза по сравнению с расходом наносов у г. Моздока, тогда как количество фракций $< 0,01$ мм повышается всего на 10%.

У ст-цы Каргалинской наблюдается некоторое снижение расходов наносов в результате осаждения более крупных частиц по выходе р. Терек из предгорий в степную часть.

В табл. 38 приведены средние месячные расходы наносов и мутности воды р. Терек и его основных притоков.

Река Кура в верховье протекает в устойчивых меловых известняках и кристаллических породах, поэтому мутность ее относительно невелика; у с. Хертвиси мутность реки равняется 102 г/м³, а у головы канала Доглаурисвели 570 г/м³. К г. Тбилиси мутность увеличивается до 1600 г/м³ благодаря левобережным притокам, дающим значительный вынос наносов. У г. Мингечаура после впадения рр. Иори и Алазани мутность достигает 206 г/м³, а у г. Сабирабада — 1910 г/м³, т. е. почти не увеличивается.

Распределение по длине р. Куры расходов взвешенных наносов и состава взвешенных наносов и донных отложений представлено графиками (рис. 73).

Мутность и состав наносов в верхней части р. Куры аналогичны р. Кубани, т. е. состоят из значительного количества фракций $> 0,05$ мм.

Это объясняется теми же причинами, а именно наличием весьма плотных пород, крупностью слагающих русло наносов, большими скоростями течения потока и слабым смывом грунтов со склонов бассейна.

К г. Тбилиси содержание фракций $< 0,05$ мм увеличивается с 50 до 65% за счет уменьшения крупных фракций (от 0,25 до 0,05 мм). Расход взвешенных наносов у г. Тбилиси также достигает значительной величины (321 кг/сек); к г. Мингечауру расходы наносов увеличиваются более чем в два раза (806 кг/сек)

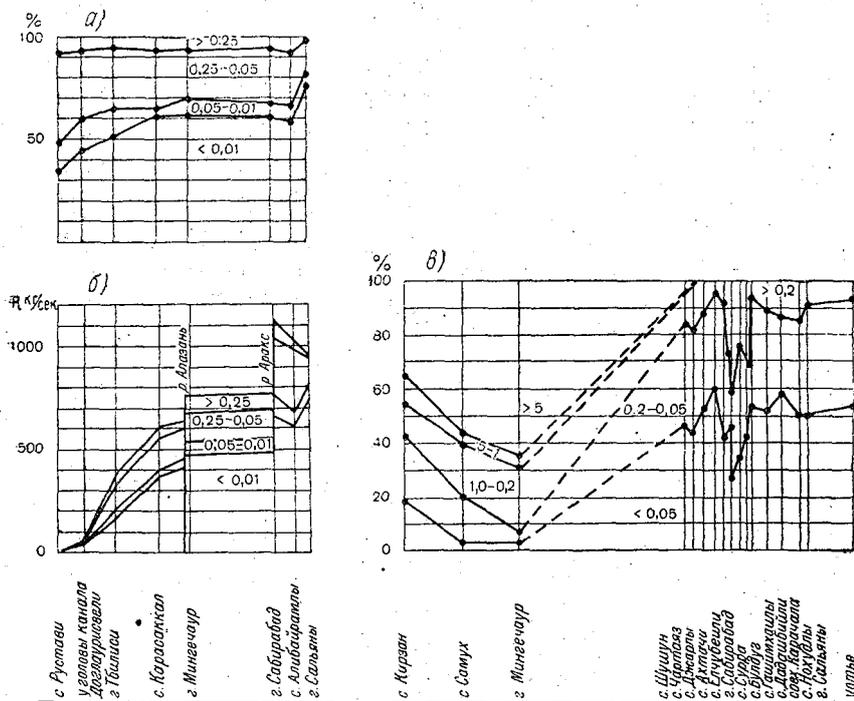


Рис. 73. Графики распределения расходов и состава взвешенных наносов и донных отложений по длине р. Куры.

Усл. обозначения см. рис. 68.

в основном за счет выноса наносов со стороны р. Алазани, а также вследствие размыва отложений наносов в русле. На участке от устья р. Алазани до впадения р. Аракса, несмотря на мелкозернистость донных отложений и интенсивность происходящих деформаций русла и размывов берегов, состав взвешенных наносов сохраняется постоянным.

Устойчивость фракционного состава наносов объясняется однообразием грунтов, слагающих русло, и активным обменом на протяжении всего участка между взвешенными и донными наносами.

Примерно аналогичная картина, как увидим ниже, наблюдается в среднем течении р. Аму-Дарьи, где перемывание русловых отложений происходит еще более активно, чем на р. Куре.

Таблица 38

Годы наблюдений	Наименование величин	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	За год	Средняя многолетняя
р. Терек — с. Казбег (ш. 42°40'; д. 44°39'; F = 855 км ²)															
1928, 30—40	R	0,27	0,26	0,30	3,18	19,8	58,5	85,1	98,0	19,0	1,46	0,31	0,34	23,9	23,9
	Q	8,32	7,68	7,63	14,7	31,4	51,8	55,0	43,0	27,1	18,0	12,8	9,80	23,9	23,9
	p	32,4	33,8	39,2	216	632	1130	1550	2280	702	81,0	24,1	34,7	1000	1000
р. Терек — г. Орджоникидзе (ш. 43°02'; д. 44°41'; F = 1570 км ²)															
1928, 31—40, 44—53	R	0,47	0,45	0,82	6,97	74,4	107	215	283	39,6	5,66	1,45	0,66	61,3	60,0
	Q	12,0	11,0	11,7	19,6	43,2	70,9	82,4	66,4	44,7	28,5	19,6	14,8	35,4	34,9
	p	39,4	41,1	70,0	355	1720	1510	2610	4260	885	199	73,9	44,6	1730	1720
р. Терек — ст-ца Черноярская (ш. 43°41'; д. 44°22'; F = 20310 км ²)															
1926, 28, 30—39	R	11,4	6,72	55,2	113	287	772	1176	1087	306	49,3	27,5	14,1	326	326
	Q	97,2	94,2	116	165	259	405	518	503	310	190	148	118	244	244
	p	117	71,2	478	685	1110	1910	2260	2160	985	260	186	119	1340	1340
р. Терек — г. Моздок (ш. 43°43'; д. 44°39'; F = 21500 км ²)															
1933—53	R	13,7	16,6	26,4	81,9	272	682	1040	1050	283	88,0	37,2	21,1	301	340
	Q	103	102	114	159	238	378	485	461	290	189	148	119	232	237
	p	133	163	232	515	1140	1800	2140	2270	977	465	250	177	1300	1430

Годы наблюдений	Наименование величин	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	IX	XII	За год	Средняя многолетняя
р. Терек — с. Степное (ш. 43°25'; д. 46°14'; F = 36700 км²)															
1925—27, 30—41, 46— 53	R	46,7	55,7	208	412	1060	1760	1750	1580	591	165	110	59,5	650	700
	Q	147	100	177	229	338	531	651	590	466	254	211	174	322	328
	p	318	557	1170	1800	3120	3300	2680	2680	1270	650	520	342	2030	2140
р. Баксан — с. Заюково (ш. 43°36'; д. 43°18'; F = 2180 км²)															
1932—40, 50—53	R	0,65	1,05	1,70	7,75	19,0	49,0	94,3	111	25,5	5,70	1,58	0,89	26,5	26,6
	Q	10,4	9,43	9,57	13,8	27,7	56,5	91,0	91,0	48,7	25,2	16,7	12,5	34,4	33,8
	p	62,3	111	177	561	635	865	1040	1220	522	226	94,5	71,2	770	760
р. Сунжа — г. Грозный (ш. 43°18'; д. 45°40'; F = 4750 км²)															
1929—41, 1944—53	R	2,6	4,2	33,8	77,0	173	338	137	78,5	27,6	15,5	6,30	3,88	74,8	82,0
	Q	17,4	17,9	25,6	34,4	45,5	60,0	48,0	37,2	30,6	26,8	24,2	19,8	32,2	33,2
	p	149	234	1320	2240	3820	5620	2860	2100	900	580	260	196	2320	2460
р. Аргун (Чанты-Аргунг) — с. Советское (Шагд) (ш. 42°53'; д. 45°41'; F = 1700 км²)															
1929—41	R	0,40	0,96	6,47	31,9	103	281	314	198	85,5	13,0	4,16	1,84	86,8	109
	Q	10,6	9,46	10,8	20,1	38,0	59,9	60,3	31,4	33,3	23,6	16,8	12,6	27,2	27,8
	p	37,8	101	598	1590	2710	4700	5240	630	2570	550	247	146	3180	3920
р. Гудермес — г. Гудермес (ш. 43°21'; д. 46°05'; F = 1290 км²)															
1935—40, 51—53	R	0,31	6,13	50,8	36,6	175	143	49,2	12,3	3,26	2,60	19,0	1,90	41,6	—
	Q	2,14	2,67	5,40	5,30	7,85	7,50	3,61	2,86	2,64	2,38	2,84	2,50	3,98	5,02
	p	144	2300	9400	6900	22400	19000	13600	4300	1230	1090	6700	760	10400	—

К устью р. Куры расход наносов уменьшается в основном за счет осаждения крупных фракций, превышающих 0,05 мм.

Нужно также отметить, что выносы наносов со стороны р. Аракса сильно отражаются на увеличении крупности донных отложений р. Куры на участке впадения р. Аракса.

Данные по средним месячным расходам наносов и мутности рр. Куры и Аракса помещены в табл. 39.

Река Аракс в верхней своей части протекает среди горных массивов, где русло реки сложено галькой, песком и илом; склоны ущелий содержат в себе размываемые пластины глины. В пределах Ереванской долины река протекает с большими уклонами, по легко поддающимся размыву породам, что способствует насыщению ее наносами.

При выходе р. Аракса в пределы Мильской степи наносы частично отлагаются, образуя многочисленные острова и мели, перемываемые в период половодья. Средняя мутность р. Аракс у с. Карадонлы 1840 г/м³.

Урал, Сибирь, Дальний Восток и Северный Казахстан. Уральский горный хребет является рубежом между Европейской равниной и Сибирью, имеет широко развитые западные склоны и, наоборот, уступами граничит с плоской Западно-Сибирской низменностью. Уральский хребет возник в результате складчатой тектоники, нарушенной многочисленными разрывами, сбросами и сдвигами. В строении гор преобладают мощные толщи метаморфизированных пород, состоящих из кристаллических сланцев и кварцев, а также осадочных отложений в виде глинистых сланцев, кварцитов, песчаников, известняков и доломитов. Для Урала характерно нагромождение на вершинах и склонах высоких горных хребтов крупных каменных глыб и их обломков, а на пониженных склонах — щебенчатых образований.

Долины рек в пределах Урала представляют собой глубокие продольные и поперечные низины и ущелья, пересекающие горные хребты; в его южной части скалистые ущелья сменяются слабо врезанными долинами или узкими каньонами, сопровождающимися аккумулятивными террасами и террасами размыва (р. Сакмара). Благодаря глубоко врезанным в устойчивые коренные породы речным долинам мутность рек, стекающих как с западных, так и восточных склонов Урала, незначительна; она заметно увеличивается с севера на юг и достигает максимума в бассейне р. Урала. На относительно небольшой мутности рек сказывается также облесенность Урала, которая сменяется в южной его части лесостепью и степью.

Мутность на верхних участках рек в условиях Урала, как правило, меньше, чем на нижних участках, поэтому границы зон мутности, пересекающие Урал в пределах его высокогорной части, заметно отклоняются на юг, что хорошо выражено на рис. 67.

Сток наносов рек Сибири и Дальнего Востока в северной

Таблица 30

Годы наблюдений	Наименование величин	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	За год	Средняя многолетняя
р. Кура — с. Дзегви (ш. 41°51'; д. 44°37'; F = 18 000 км²)															
1928—30, 41, 43, 45— 52	R	19,8	42,5	94,5	1 010	729	282	76,4	37,9	25,1	52,8	95,6	13,9	206	—
	Q	60,5	79,5	123	425	451	254	107	63,0	61,4	92,8	96,4	66,1	157	
	p	328	535	768	2 380	1 610	1 110	713	601	409	568	992	210	1 310	
р. Кура — г. Тбилиси (ш. 41°44'; д. 44°47'; F = 21 100 км²)															
1914, 16, 28—35, 39, 41, 43, 46, 46, 48, 52	R	11,8	29,5	178	1 090	Г250	763	221	108	46,4	82,3	71,3	13,4	321	—
	Q	84,2	86,2	158	448	558	360	186	108	98,2	118	115	89,3	201	
	p	140	342	1 130	2 420	2 240	2 120	1 190	1 000	472	695	617	500	1 600	
р. Кура — г. Мингеаур (ш. 40°46'; д. 47°02'; F = 62 600 км²)															
1913, 14, 30—32, 34, 35, 38—42, 44, 47—52	R	43,0	83,0	322	1 900	3 020	2 060	775	304	431	432	244	52,4	806	—
	Q	202	219	332	716	955	701	388	214	217	274	272	212	392	
	p	213	380	970	2 640	3 180	2 940	2 000	1 420	1 990	1 580	895	246	2 060	
р. Кура — с. Сурра (гм. ст. Сабирабад) (ш. 40°04'; 48°32'; F = 178 000 км²)															
1931, 33—35, 33—46, 49 52	R	128	212	541	2 900	3 740	2 540	1 020	365	503	875	442	154	1 120	—
	Q	315	336	519	1 040	1 550	1 080	528	263	269	390	387	367	587	
	p	407	630	1 040	2 790	2 410	2 360	1 930	1 390	1 870	2 240	1 140	420	1 910	
р. Аракс — с. Карадонлы (ш. 39°49'; д. 48°02'; F = 97 600 км²)															
1913—14, 34—35	R	80,0	168	422	1 740	1 850	685	177	19,7	42,2	124	81,8	43,2	453	—
	Q	184	201	250	566	659	325	128	52,0	84,0	150	173	182	246	
	p	435	835	1 680	3 080	2 810	2 110	1 380	378	503	827	474	238	1 840	

части территории изучен очень слабо, поэтому картирование мутности рек произведено приближенно и основано главным образом на общих физико-географических условиях и имеющихся данных по току наносов основных рек Сибири и Дальнего Востока. Мутность этих рек весьма незначительна и отвечает зонам I, II и III. Исключением являются горная часть Алтая, откуда берут свое начало рр. Ишим, Иртыш и Обь, небольшой район Южного Приморья и бассейны рр. Яны и Индигирки. Мутность рек этих районов отнесена к зоне VI, а мутность рек бассейнов Яны и Индигирки — к зонам IV и V.

Основными факторами, определяющими незначительную мутность рек на территории Сибири и Дальнего Востока, являются: 1) сильная облесенность территории, 2) опрощенные заболоченные пространства Западно-Сибирской низменности и районов тундры, 3) устойчивость пород, слагающих Западно-Сибирское плоскогорье, и, наконец, 4) распространение по территории вечной мерзлоты.

В то же время наличие горных районов определяет большие скорости течения рек и передвижение речных отложений, образующихся в результате морозного выветривания горных пород. По выходе рек из гор наблюдаются интенсивные разрушения берегов, особенно в период ледохода, который здесь проходит бурно и сопровождается заторами. В результате боковой русловой эрозии таежных рек происходит блуждание потока по широкому и плоскому дну долины и образование местных размылов и намывов русла, чему сильно способствует завал русла подмытыми с берегов деревьями.

Реки, протекающие в твердых коренных породах, нередко образуют пороги и стремнины, благодаря которым сильно активизируется передвижение донных наносов и их истирание. На некоторое увеличение мутности сибирских рек влияет также чисто местное явление склоновой денудации — сползание оттаявших слоев почв по промерзшему прунту.

Сибирские реки благодаря их многоводности и значительным скоростям течения обладают огромной транспортирующей способностью, в результате чего, несмотря на относительно небольшую мутность, в устьях рек образуются мощные наносные отложения в виде дельт.

Границы зон мутности на территории Урала, Сибири, Дальнего Востока и Северного Казахстана из-за недостаточности данных наблюдений приведены ориентировочно, сообразуясь с физико-географическими особенностями того или иного района.

Зона мутности I ($< 25 \text{ г/м}^3$), несмотря на крайне ограниченное количество пунктов наблюдений, ориентировочно намечена в следующих границах. В пределах Урала эта зона включает верховья рр. Печоры и Вишеры, затем, спускаясь в Западно-Сибирскую низменность и окаймляя бассейн р. Конды у г. Ханты-Мансийска, граница зоны пересекает р. Обь и по ее правому

берегу спускается в юго-восточном направлении до бассейна р. Кеть; ниже устья р. Подкаменной Тунгуски она пересекает р. Енисей.

От р. Енисей зона I граничит на севере с бассейном р. Подкаменной Тунгуски, далее включает бассейн р. Нижней Тунгуски и по левобережью р. Лены простирается до г. Якутска, после чего, охватывая бассейн р. Алдана, простирается в восточном направлении до побережья Охотского моря.

В геоморфологическом отношении зона включает в себя Западно-Сибирскую низменность, Средне-Сибирское плоскогорье, Центрально-Якутскую низменность и, наконец, северо-восточный горный район. Почвы на севере Западно-Сибирской низменности подзолистые, супесчаные и песчаные, к югу переходящие к глинистым и суглинистым, а затем к черноземно-луговым и солонцеватым. Вся территория Западно-Сибирской низменности облесена и сильно заболочена. Течение рек в пределах низменности весьма медленное.

Почвы Средне-Сибирского плоскогорья в пределах горной тундры каменистые и горно-лесные, к югу — подзолистые, валуно-каменистые, глинистые и суглинистые, в большинстве случаев на элювии плотных пород; почвы Вилюйской впадины подзолистые, глинистые и суглинистые, местами супесчаные, песчаные и солонцеватые (якутские атласы).

Реки в пределах Средне-Сибирского плоскогорья, в противоположность Западно-Сибирской низменности, имеют большие скорости, хорошо разработанные широкие каменистые русла с плоским ложем. Коренные породы, в которых протекают реки, состоят из твердых изверженных пород (трапы) или загромождены галечными и валунными россыпями, образовавшимися в результате морозного выветривания коренных пород. На некоторых реках (Нижняя Тунгуска и др.) на повышении мутности воды особенно сказывается ледоход.

В пределах Вилюйской впадины слабая пересеченность местности, наличие озер, малые уклоны рек, а также суровый климат с небольшим количеством осадков, глубокое промерзание почв и перемерзание многих рек способствуют уменьшению мутности, в частности р. Вилюй, хотя имеющиеся рыхлые прунты и являются, вообще говоря, благоприятными для проявления в этом районе эрозионных процессов.

Итак, малая мутность рек объясняется облесенностью и заболоченностью территории в пределах Западно-Сибирской низменности, прочностью изверженных пород, слагающих Средне-Сибирское плоскогорье, и, наконец, промерзаемостью грунтов в районах вечной мерзлоты.

В пределах данной зоны выделяется горный район с бассейном р. Яны и частично рр. Индигирки и Колымы. Мутность бассейна р. Яны отнесена к V зоне (250—500 г/м³), мутность верхней части бассейна р. Индигирки — к IV зоне (100—250 г/м³).

и верхней части бассейна р. Колымы — к III зоне (50—100 г/м³). Столь высокая мутность рек данного района объясняется наличием в горах осадочных пород, относительно небольшой лесистостью и большими уклонами рек.

К зоне I относятся также верховья рр. Оки, Ии и Бирюсы, берущих свое начало на северном склоне Восточных Саян. Небольшая мутность этих рек объясняется наличием твердых горных пород и облесенностью склонов.

Зона мутности II (от 25 до 50 г/м³) относится в западной части Сибири к переходной зоне от тайги к лесостепи, а также к юго-восточным горным районам Сибири и Дальнего Востока. В пределах Урала граница зоны спускается до г. Свердловска, затем, с севера огибая бассейн р. Туры, проходит вблизи г. Тобольска. Далее зона проходит в юго-восточном направлении, охватывая левобережные притоки р. Оби — рр. Большой Юган, Васюган и Чая. В устье р. Кеть граница зоны II пересекает р. Обь, за которой эта зона включает бассейн р. Кеть, часть бассейна р. Енисея с притоками (рр. Подкаменная Тунгуска и Верхняя Тунгуска), бассейн р. Лены, притоки оз. Байкал (рр. Верхнюю Анггару, Баргузин) и, наконец, притоки р. Амура (рр. Зею, Бурею, Урми и Уссури).

Зона мутности III (от 50 до 100 г/м³) относится в западной части Сибири к лесостепной зоне и на юго-востоке Сибири — к горным районам.

В пределах Урала граница зоны проходит от г. Уфы до г. Челябинска, затем идет параллельно границе зоны II в юго-восточном направлении до оз. Чаны, охватывая устьевые участки рр. Тобола (с притоком — р. Турой) и Ишима, бассейн р. Омь (приток р. Иртыша), частично правобережный приток р. Оки — р. Кия и бассейн р. Абакан (приток р. Енисея). К зоне III относятся также северные притоки оз. Балхаш — рр. Токра и Аягуз (Северный Казахстан).

Зона мутности IV (100—250 г/м³) в пределах Урала включает верховья рр. Белой и Урала; далее эта зона охватывает бассейн р. Тобола, степную зону Северного Казахстана с бассейнами рр. Тургая, Ишима, Селеты, Нуры, верховья рр. Сары-Су, Иртыша и Оби; остальная часть бассейна р. Сары-Су, а также притоки оз. Тенгиз отнесены к зоне II (25—50 г/м³), а верховья р. Тургая — к зоне III. Реки Ишим, Селеты, Нура и Сары-Су протекают в пределах Казахской складчатой страны, представляющей собой нечто среднее между горной страной и мелкосопочником с пологими склонами, состоящими из элювиальных и делювиальных песчано-глинистых и щебенчатых образований. Скорости течения указанных рек в паводок настолько значительны, что передвигают галечник и местами крупные камни, которыми заполнены верхние и средние участки русла. Однако наличие твердых пород в горной части района и пологих склонов в пределах сопок, а также кратковременность интенсивного

стока воды не создают особо благоприятных условий для повышения средней годовой мутности рек. Так, например, мутность р. Ишима (г. Акмолинск) 110 г/м^3 , р. Нуры (с. Сергиопольское) 104 г/м^3 , р. Джаксы Сары-Су (с. Сары-Су) 160 г/м^3 и р. Селеты (с. Ильинское) 326 г/м^3 .

С северо-востока к Казахской складчатой стране примыкают Кулундинская степь, Приобское плато, горная цепь Алтая и Кузнецкий Алатау. Эти районы отнесены к зоне мутности VI ($500—1000 \text{ г/м}^3$). Реки Приобского плато протекают параллельно в северо-восточном направлении в глубоких долинах среди остаточных, вытянутых вдоль ложбин озер. Само плато представляет собой довольно возвышенную наклонную поверхность, сложенную песчано-глинистыми слоистыми отложениями, покрытыми лёссовидными суглинками. Мутность рек этих районов изучена слабо и отличается большим разнообразием. Так, например, мутность р. Барнаулки (г. Барнаул) составляет 980 г/м^3 , а смежных — рр. Бурлы и Кулунды — порядка $30—40 \text{ г/м}^3$.

Горы Алтая отличаются большим разнообразием рельефа и пород, слагающих массивы и склоны широких, глубоко врезанных долин. Благодаря относительно твердым изверженным породам мутность рек, берущих свое начало в пределах Алтая, в среднем не превышает 1000 г/м^3 , при этом наибольшей мутностью отличаются р. Алей — 945 г/м^3 и р. Чумыш — 755 г/м^3 , а наименьшей р. Бия — $95,8 \text{ г/м}^3$, берущая свое начало из озера. Ввиду ограниченного количества наблюдений и большого разнообразия физико-географических условий этого района мутность отдельных рек выходит за пределы зоны IV.

К зоне IV относятся также притоки юго-западной части оз. Байкал (р. Селенга и др.) и реки в районе г. Владивостока и о. Сахалин.

Зона мутности V (от 250 до 500 г/м^3) относится к степной зоне, включающей среднюю часть бассейна р. Урала — бассейны рр. Эмбы и Иргиза, а также районы, примыкающие с запада и востока к бассейну р. Сары-Су.

Распределение зон мутности на территории Урала, Сибири, Дальнего Востока и Северного Казахстана представлено на сводной карте (рис. 74).

Приведем краткие сведения о стоке наносов главнейших рек Урала, Сибири и Дальнего Востока.

Бассейн р. Урала. Средняя годовая мутность р. Урала изменяется по длине реки в различной степени. По наблюдениям 1953 г., она составляла у г. Верхнеуральска 51 г/м^3 , у г. Уральска 124 г/м^3 , у г. Оренбурга 312 г/м^3 , у г. Кушума 376 г/м^3 и у г. Тополи 412 г/м^3 . Мутность же его притоков — р. Сакмары у с. Сакмара — достигает 420 г/м^3 и р. Илек у г. Актюбинска 760 г/м^3 .

Распределение средних месячных расходов и мутности наносов р. Урала представлено в табл. 40.

Годы наблюдений	Наимено- вание величин	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	За год	Средняя много- летняя
р. Урал — г. Верхнеуральск (ш. 53°52'; д. 59°13'; F = 2 720 км²)															
1946, 48—53	R	0,005	0,006	0,025	2,75	1,33	0,25	0,12	0,12	0,041	0,12	0,040	0,018	0,40	0,56
	Q	1,01	0,93	0,96	32,3	28,3	9,04	5,77	5,19	2,96	5,50	2,63	1,41	8,00	10,1
	p	5,0	6,5	26,1	85,1	47,0	27,8	21,7	23,2	13,9	21,9	15,2	12,8	50,0	55,5
р. Урал — г. Оренбург (ш. 51°45'; д. 55°07'; F = 82 300 км²)															
1943, 44, 47—53	R	0,28	0,26	5,12	247	80,9	6,67	2,13	1,00	0,45	0,27	0,24	0,21	28,7	—
	Q	17,9	14,2	36,0	580	345	96,2	55,7	36,1	28,3	24,9	20,6	14,5	106	—
	p	15,4	18,3	142	426	235	69,4	38,3	27,8	15,8	10,8	11,8	14,3	272	—
р. Урал — с. Кушум (ш. 50°52'; д. 51°10'; F = 180 000 км²)															
1942—45, 48—51, 53	R	1,95	1,15	1,44	277	500	92,0	22,3	11,5	5,85	5,05	2,76	1,15	76,5	—
	Q	67,3	56,6	54,0	627	1 670	513	221	138	106	96,7	77,0	51,2	306	—
	p	29,0	20,3	26,6	442	300	180	101	83,4	55,2	52,2	36,0	22,4	250	—
р. Сакмара — с. Сакмара (ш. 51°58'; д. 55°21'; F = 28 700 км²)															
1940, 41, 45, 50, 51	R	0,18	0,15	3,82	312	145	14,9	4,00	0,96	0,51	0,94	1,04	0,51	40,3	—
	Q	14,8	14,8	23,2	423	346	122	60,7	38,3	28,6	33,2	29,4	22,9	96,4	—
	p	12,4	10,4	164	739	419	122	65,9	25,1	17,8	28,3	35,4	22,4	420	—

Таблица 41

Годы наблюдений	Наимено- вание величин	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	За год	Средняя много- летняя
р. Обь — г. Барнаул (ш. 53°19'; д. 83°49'; F = 166 000 км²)															
1936—43, 45—47	R	13,4	9,92	11,8	600	957	855	410	245	207	126	48,6	15,2	292	240
	Q	338	298	302	2 070	3 580	3 870	2 600	1 810	1 390	1 100	722	415	1 540	1 430
	p	39,6	33,3	39,1	290	268	220	157	136	149	115	67,2	36,6	190	168
р. Обь — г. Новосибирск (ш. 55°00'; д. 82°57'; F = 246 000 км²)															
1936 39—45	R	6,10	3,54	4,54	993	2 460	950	442	163	65,1	51,7	20,5	10,1	431	430
	Q	439	353	339	2 200	5 130	4 030	3 080	2 070	1 420	1 150	670	501	1 780	1 760
	p	13,9	10,0	13,4	451	480	236	143	78,9	45,9	45,0	30,6	20,2	244	244
р. Обь — г. Колпашев (ш. 58°18'; д. 82°53'; F = 481 000 км²)															
1942—52	R	30,2	19,9	14,8	635	3 000	1 430	560	234	154	132	60,5	50,2	526	560
	Q	1 160	1 000	877	3 650	13 500	10 400	6 080	4 140	3 360	3 130	1 740	1 360	4 200	4 270
	p	26,0	19,9	16,9	174	221	140	92,0	56,5	45,9	42,3	34,8	36,8	124	131
р. Обь — г. Белогорье (ш. 61°04'; д. 68°36'; F = 2 180 000 км²)															
1941, 44—45, 48—52, 54	R	61,7	55,0	45,6	105	1 770	2 210	1 210	638	367	325	145	74,8	584	—
	Q	3 390	2 930	2 550	3 150	16 500	27 500	26 200	16 000	9 820	8 740	5 720	4 363	10 570	10 600
	p	18,2	18,8	17,9	33,4	107	80,4	46,1	39,9	37,4	37,2	25,8	17,2	55,0	—

Годы наблюдений	Наимено- вание величин	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	За год	Средняя много- летняя
р. Обь — г. Салехард (ш. 66°38'; д. 66°36'; F = 2 450 000 км²)															
1941—44	R	28,5	19,4	16,0	20,6	733	1 850	1 550	866	509	301	102	55,1	504	—
	Q	4 320	3 530	2 980	3 220	15 900	30 400	28 400	22 800	15 800	11 700	6 220	5 120	12 500	—
	p	6,6	5,5	5,4	6,4	46,0	60,9	54,7	38,0	32,3	25,7	16,4	10,8	40,2	—
р. Иртыш — г. Омск (ш. 55°00'; д. 73°21'; F = 303 000 км²)															
1938, 41—42, 45—52	R	11,8	10,6	8,54	159	616	354	233	106	92,2	71,2	43,3	18,1	144	—
	Q	367	338	301	782	2 380	2 480	1 740	1 120	909	903	612	364	1 020	938
	p	32,2	31,4	28,6	203	259	143	134	94,7	102	78,7	70,6	49,8	141	—
р. Иртыш — г. Тобольск (ш. 58°12'; д. 68°14'; F = 956 000 км²)															
1938—47, 49—51	R	12,7	8,28	6,97	319	1 550	889	572	359	206	183	68,0	20,0	349	—
	Q	640	572	518	1 780	5 760	6 060	4 230	2 690	1 960	1 920	1 930	850	2 410	2 320
	p	19,8	14,4	13,5	178	268	146	135	134	105	95,4	35,2	23,4	148	—
р. Тобол — с. Липовка (ш. 57°49'; д. 67°24'; F = 392 000 км²)															
1939—42, 44—46, 49	R	2,54	1,73	1,51	78,0	410	137	67,3	28,8	15,3	18,4	24,5	4,10	65,8	—
	Q	121	102	94,2	595	2 610	2 640	1 480	666	391	456	342	216	810	855
	p	21,0	16,9	16,0	131	157	52,0	45,4	43,2	39,2	40,2	71,6	19,0	81,4	—
р. Северная Сосьва — Сосьвинская культбаза (ш. 63°39'; д. 62°05'; F = 70 800 км²)															
1939, 1941—45, 47—54	R	0,28	0,20	0,26	4,24	56,4	47,5	10,4	7,4	6,4	2,8	0,67	0,30	11,4	—
	Q	70,8	56,0	49,0	208	1 610	1 980	916	769	745	551	224	112	608	—
	p	3,2	3,6	5,3	20,4	35,0	24,0	11,4	9,6	8,6	5,1	3,0	2,7	18,8	—

Более значительное увеличение стока наносов на участке от г. Оренбурга до пос. Кушумского происходит за счет притока р. Сакмары.

Бассейн р. Оби охватывает огромную территорию, дренируемую такими крупными реками, как Томь, Чумыш, Иртыш с притоками Ишим, Тобол и целым рядом более мелких рек.

Средние месячные расходы наносов и мутности по длине р. Оби и ее основных притоков представлены в табл. 41.

Из табл. 41 видим, что средняя годовая мутность р. Оби по длине реки убывает: у г. Новосибирска мутность 244 г/м^3 , несколько ниже устья р. Иртыша 60 г/м^3 и, наконец, у г. Салехарда 34 г/м^3 . Река Иртыш принимает рр. Ишим и Тобол. Средний годовой расход наносов р. Ишим у г. Петропавловска составляет всего $14,8 \text{ кг/сек}$ при средней мутности в 256 г/м^3 .

Река Тобол, которая берет свое начало в пределах юго-восточной части Урала, в своем верховье у г. Кустаная имеет среднюю годовую мутность 250 г/м^3 ; у г. Кургана мутность уменьшается до 116 г/м^3 и, наконец, у с. Липовское она равняется всего $81,4 \text{ г/м}^3$. Подобное уменьшение мутности объясняется впадением на участке от г. Кургана до с. Липовска многоводных притоков (рр. Исеть, Тура и др.) с незначительной мутностью воды. Мутность р. Иртыша у г. Омска равняется 141 г/м^3 .

Нижний приток р. Оби — р. Северная Сосьва — характеризует величину мутности рек крайней северной части восточного склона Урала. Мутность р. Северная Сосьва 22 г/м^3 .

Река Енисей является границей перехода от Западно-Сибирской низменности к Средне-Сибирскому плоскогорью, в пределах которого протекают основные его притоки: рр. Ангара, Подкаменная Тунгуска, Нижняя Тунгуска и др.

Верховья р. Енисея и его притоков являются типичными горными реками, протекающими в твердых скалистых породах с облесенными склонами и в каменистых руслах, благодаря чему мутность их относительно невелика.

Средняя мутность р. Енисея у г. Красноярска (с. Базаиха) составляет 85 г/м^3 , у впадения р. Подкаменной Тунгуски — 42 г/м^3 и в устье (г. Игарка) — 25 г/м^3 .

Крупным притоком р. Енисея является р. Ангара, вытекающая из оз. Байкал и протекающая вначале в твердых породах, на отдельных участках, сменяющихся толщей песчаников.

Русло реки в основном заполнено галечником и песками.

Средняя мутность р. Ангары очень мала, всего 25 г/м^3 , и сток наносов в основном проходит в период с апреля по август; в остальное время мутность не превышает 10 г/м^3 . Сведений о стоке наносов на притоках среднего и нижнего течения р. Енисея не имеется.

В табл. 42 даны средние месячные расходы наносов и мутности рр. Енисея и Ангары.

Таблица 42

Годы наблюдений	Наимено- вание величин	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	XI	X	XI	XII	За год	Средняя много- летняя
р. Енисей — пос. Базиха (ш. 55°59'; д. 92°48'; F = 299 000 км²)															
1940—42, 48, 49	R	4,04	2,97	4,12	39,4	496	1 940	378	90	51,6	24,2	6,48	4,05	254	—
	Q	671	578	526	1 656	5 830	9 760	6 140	4 030	3 170	2 110	835	634	2 990	2 890
	p	6,0	5,1	7,8	23,8	85,1	199	61,6	22,3	16,7	11,5	7,8	6,4	84,9	—
р. Енисей — д. Подкаменная Тунгуска (ш. 61°34'; д. 90°18'; F = 1 790 000 км²)															
1941—43	R	15,8	14,3	11,2	23,2	1 820	2 460	436	274	210	92,3	24,2	17,0	450	460
	Q	4 230	4 000	3 680	4 260	26 600	28 600	16 700	13 400	11 200	8 750	3 860	3 580	10 700	10 800
	p	3,7	3,6	3,1	5,4	68,0	86,0	26,1	20,4	18,7	10,5	6,3	4,8	42,0	42,6
р. Енисей — г. Игарка (ш. 67°26'; д. 86°29'; F = 2 470 000 км²)															
1941—43, 51	R	7,78	7,32	6,41	5,75	1 280	3 360	320	128	150	103	26,2	9,75	450	380
	Q	4 860	4 440	4 090	3 900	35 400	75 000	28 800	19 200	19 100	14 700	5 720	4 200	18 250	18 000
	p	1,6	1,6	1,6	1,5	36,3	44,8	11,1	6,7	7,9	7,0	4,6	2,3	24,6	21,1
р. Ангара — с. Буреть 1-я (ш. 52°58'; д. 103°32'; F = 644 000 км²)															
1940—46	R	14,5	10,4	9,10	35,7	69,5	116	228	129	48,2	28,4	18,1	17,7	60,4	—
	Q	1 670	1 620	1 420	1 660	2 000	2 680	3 470	3 620	3 580	3 040	2 440	1 940	2 430	2 520
	p	8,7	6,4	6,4	21,5	34,8	43,4	65,7	35,7	13,5	9,3	7,4	9,1	24,8	—
р. Ангара — пгт. Братск (ш. 56°04'; д. 101°50'; F = 757 000 км²)															
1942, 46—52	R	7,42	6,29	3,40	20,5	208	182	259	165	54,8	21,5	15,5	10,7	79,5	—
	Q	2 040	1 930	1 690	2 010	3 180	3 840	5 040	5 220	4 690	3 820	2 820	2 120	3 200	2 980
	p	3,6	3,2	2,0	10,2	65,4	47,3	51,3	31,6	11,6	5,6	5,5	5,0	24,8	—

Река Лена протекает в устойчивых породах, состоящих в основном из известняков, реже конгломератов и сланцев. Русло реки правелистое, местами песчаное; встречается много порогов, перекатов и песчаных островов. Мутность реки незначительна; по имеющимся весьма ограниченными данным наблюдений средняя мутность реки у д. Грузновки равняется $36,5 \text{ г/м}^3$, а в нижнем течении у с. Кюсюр всего около 20 г/м^3 . Незначительная мутность р. Лены у с. Кюсюр, по-видимому, объясняется тем, что русло реки в этом месте проходит среди гор, имея относительно небольшую ширину по сравнению с вышележащими участками, где долина расширяется до нескольких десятков километров, создавая благоприятные условия для отложения более крупных частиц наносов. Следует также отметить, что почти на всех реках Сибири в нижних участках наблюдаются значительные отложения наносов в протоках и на пойме, которые при благоприятных условиях смываются и отлагаются уже в пределах дельт. Основной сток наносов р. Лены у с. Кюсюр проходит в период с мая по октябрь, а остальное время вода почти совершенно свободна от наносов. Примерно аналогичное положение наблюдается на р. Лене у д. Змеинова, где в период половодья (май — июль) проходит до 97% годового стока наносов.

Средняя годовая мутность основного притока р. Лены — р. Алдана — 19 г/м^3 .

Средние месячные расходы наносов и мутности р. Лены и ее притока р. Алдана приведены в табл. 43.

Южный Казахстан и Средняя Азия. В географическом отношении Южный Казахстан и Средняя Азия представляют собой обширную территорию, занятую пустынями, полупустынями и горами. Истоки рек, протекающих здесь, расположены на севере — в Казахской складчатой стране, на юго-востоке — в высочайших горных хребтах Тянь-Шаня и Памира и их многочисленных отрогах с вечными снегами и ледниками и на юге — в горных хребтах Копет-Дага.

Горные хребты сложены изверженными породами, кристаллическими сланцами, мощными известняками и грубозернистыми конгломератами.

Водоразделами рек в пределах предгорий служат отдельные или связанные между собой горные хребты в виде дуг, в значительной своей части перекрытые мощными толщами щебенчатых осей; прорезывающие склоны гор ущелья и речные русла загромаждены выносами наносов. Растительный покров в пределах склонов гор к югу постепенно исчезает.

Интенсивному проявлению эрозионных и денудационных процессов сильно способствуют ледники и резкость континентального климата, а также частые землетрясения, вызывающие передвижки горных массивов, трещиноватость и обрушение скал (районы Заилийского Алатау, Копет-Дага и др.).

Таблица 43

Годы наблюдений	Наименование величин	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	За год	Средняя много- летняя	
1940—42, 44—50	р. Лена — д. Грузновка (ш. 55°08'; д. 105°14'; F = 43 500 км ²)															
	R	0,26	0,20	0,18	5,01	35,1	22,9	22,3	6,18	2,37	0,93	0,39	0,28	8,00	—	
	Q	75,3	62,8	58,9	171	506	347	376	314	308	209	105	95,5	219	188	
	p	3,4	3,1	3,0	29,3	69,3	66,0	59,4	19,7	7,70	4,4	3,8	3,0	36,5	—	
1941—42, 48—50	р. Лена — д. Зменова (ш. 57°47'; д. 108°19'; F = 144 000 км ²)															
	R	0,56	0,42	0,37	1,40	248	212	58,7	13,9	7,66	2,55	0,95	0,78	45,6	—	
	Q	385	333	306	372	2 860	3 390	2 120	1 380	1 290	823	398	464	1 180	1 110	
	p	1,5	1,3	1,2	3,8	86,8	62,6	27,8	10,1	5,9	3,1	2,4	1,7	38,6	—	
1942, 44	р. Лена — с. Табага (ш. 61°48'; д. 129°40'; F = 913 000 км ²)															
	R	4,83	3,91	3,79	3,80	541	940	336	279	123	60,2	4,23	3,97	192	—	
	Q	1 210	964	838	799	9 580	22 100	13 200	10 800	7 560	5 000	1 120	1 760	6 240	6 420	
	p	4,0	4,1	4,5	4,8	56,7	42,6	25,4	25,8	16,1	12,0	3,8	2,3	30,9	—	
1943—45	р. Алдан — г. Томмот (ш. 58°58'; д. 126°17'; F = 46 600 км ²)															
	R	1,36	1,24	1,22	1,65	46,6	14,1	10,3	12,2	7,70	5,07	1,58	1,43	8,72	—	
	Q	102	76,5	69,6	119	1 900	1 060	850	747	585	380	158	117	513	502	
	p	13,3	16,2	17,5	13,9	24,6	13,3	12,1	16,3	13,2	13,4	10,0	12,2	17,0	—	
1943, 45	р. Алдан — с. Охотский Перевоз (ш. 61°52'; д. 135°30'; F = 497 000 км ²)															
	R	0,68	0,39	0,26	0,29	344	249	107	74,0	72,5	51,0	2,68	3,05	75,5	—	
	Q	405	258	195	189	10 600	12 000	8 150	6 180	5 070	3 620	653	686	4 010	4 100	
	p	1,7	1,5	1,3	1,5	32,3	20,7	13,1	12,0	14,3	14,1	4,1	4,4	18,8	—	

Смыв образовавшихся на склонах и в русле рек продуктов выветривания, морен и осей и передвижение их в виде речных наносов происходит в результате воздействия бурно стекающих горных потоков, образующихся вследствие таяния снегов и ледников, а также выпадающих в горах интенсивных ливней. Сливнями связано образование разрушительных по своей мощности селевых потоков, особенно часто наблюдающихся в районах Заилийского Алатау, Чаткальского хребта, Ферганской долины.

Эрозионные процессы, способствующие повышению мутности рек, протекают особенно активно в предгорных районах, лишенных (на юге) растительного покрова и носящих пустынный характер, со щебенчатыми или рыхлыми с зернистой структурой грунтами.

Повышению мутности воды способствует также русловая эрозия и истирание движущихся в реках щебенчатых донных наносов (рр. Чирчик, Нарын, Зеравшан и др.).

При выходе из предгорий реки протекают в малоустойчивых размыву лёссовых и песчаных грунтах. Благодаря большим скоростям течения, которые наблюдаются в среднеазиатских реках почти на всем их протяжении, размывы русел и берегов протекают настолько активно, что не только размываются откосы берегов, но и смываются значительные прибрежные площади, изменяя направление течения рек.

В связи с забором речных вод на орошение и опромными потерями на испарение реки в пределах засушливых песчаных степей заканчиваются или сухими дельтами, образованными из вынесенных ими же наносов (рр. Мургаб, Теджен, Кашка-Дарья и др.), либо веерообразной сетью оросительных каналов (рр. Сох, Исфара, Зеравшан и др.), или небольшими степными озерами (рр. Чу, Сары-Су и др.). Только наиболее многоводные и мощные реки, например рр. Аму-Дарья, Сыр-Дарья и Или, пересекая бесплодные пустыни и отдавая значительные расходы воды на орошение, достигают крупных водоемов — Аральского моря и оз. Балхаш.

Вследствие разветвленной цепи гор, разграничивающих бассейны не только крупных рек, но и их многочисленных притоков, и разнообразия физико-географических условий, влияющих на изменение мутности рек, возникает затруднение в районировании мутности в пределах рассматриваемой территории. На перераспределении мутности в пределах отдельных рек сказываются также заборы воды на орошение и снос песка с прибрежных пустынь.

На территории Средней Азии, как и в других горных районах СССР, приходится допускать возможность отклонения мутности за пределы очерченных зон и зачастую проводить их границы ориентировочно, в особенности в тех случаях, когда наблюдений недостаточно или они малонадежны. Необходимо также учитывать, что для большинства пунктов наблюдений Средней Азии

надежных связей для получения средних многолетних значений стока наносов не имеется.

Нанесенные на карту значения мутности основных рек показывают общую тенденцию убывания ее с юга на север, что несомненно связано с изменением климатических условий и с увеличением травяного покрова и облесенности склонов гор.

Наблюдающееся убывание мутности с юго-запада на северо-восток и север является результатом влияния наиболее активных процессов эрозии в пределах степей и предгорий по сравнению с высокогорными районами, в особенности в тех случаях, когда горные породы являются устойчивыми в отношении выветривания, денудации, эрозии и ледниковой коррозии.

Мутность рек на территории Средней Азии и Южного Казахстана колеблется в пределах от 50 до $> 5000 \text{ г/м}^3$.

Зона мутности IX ($> 5000 \text{ г/м}^3$) имеет место в бассейнах рр. Теджен и Атрек, стекающих со склонов Копет-Дага.

К зоне мутности VIII ($2500\text{—}5000 \text{ г/м}^3$) относятся нижние притоки р. Пяндж, притоки р. Аму-Дарья — рр. Вахш и Шарихбад.

Зона мутности VII (от 1000 до 2500 г/м^3) включает бассейн р. Кашка-Дарья, приток р. Аму-Дарья — р. Кафирниган и бассейн р. Мургаб.

К зоне мутности VI (от 500 до 1000 г/м^3) относятся притоки оз. Балхаш — рр. Баскан и Лепса, правобережные притоки р. Или, берущие свое начало в горах Заилийского Алатау; бассейн р. Сыр-Дарья, за исключением верхней части бассейна р. Нарын и других рек, ранее отнесенных к зонам с меньшей мутностью; бассейн р. Зеравшан и, наконец, притоки р. Пяндж — рр. Бартанг, Язгулем и Ванч.

К зоне мутности V (от 250 до 500 г/м^3) относится верхний приток р. Или — р. Чарын и нижние течения рр. Чирчик, Келес и Арысь.

Зона мутности IV (от 100 до 250 г/м^3) охватывает бассейн р. Кара-Тал (приток оз. Балхаш), среднее течение нижних притоков р. Сыр-Дарья — рр. Чирчик, Келес, Арысь и Бургунь, верхние притоки рр. Чу и Нарына (мутность самой р. Нарын у г. Нарына составляет 295 г/м^3), левобережные притоки р. Сыр-Дарья на участке от г. Ферганы до г. Ош; верховья притоков р. Аму-Дарья — рр. Кафирниган, Сурхан-Дарья и Кашка-Дарья и верхние притоки р. Пяндж; данных наблюдений по самой р. Пяндж не имеется.

Зона мутности III (от 50 до 100 г/м^3) относится в пределах Южного Казахстана к притокам оз. Сасык-Куль, к верховьям притоков оз. Балхаш — рр. Лепсы и Ак-Су, к правобережным притокам р. Или и левобережному ее притоку — р. Чилик, к притокам оз. Иссык-Куль, к бассейну р. Талас и, наконец, к нижним притокам р. Чу, примерно до г. Фрунзе.

На территории Средней Азии зона III включает верховья

нижних притоков р. Сыр-Дарьи, стекающих с южного склона горного хребта Каратау, и бассейн р. Ангрен (приток р. Сыр-Дарьи).

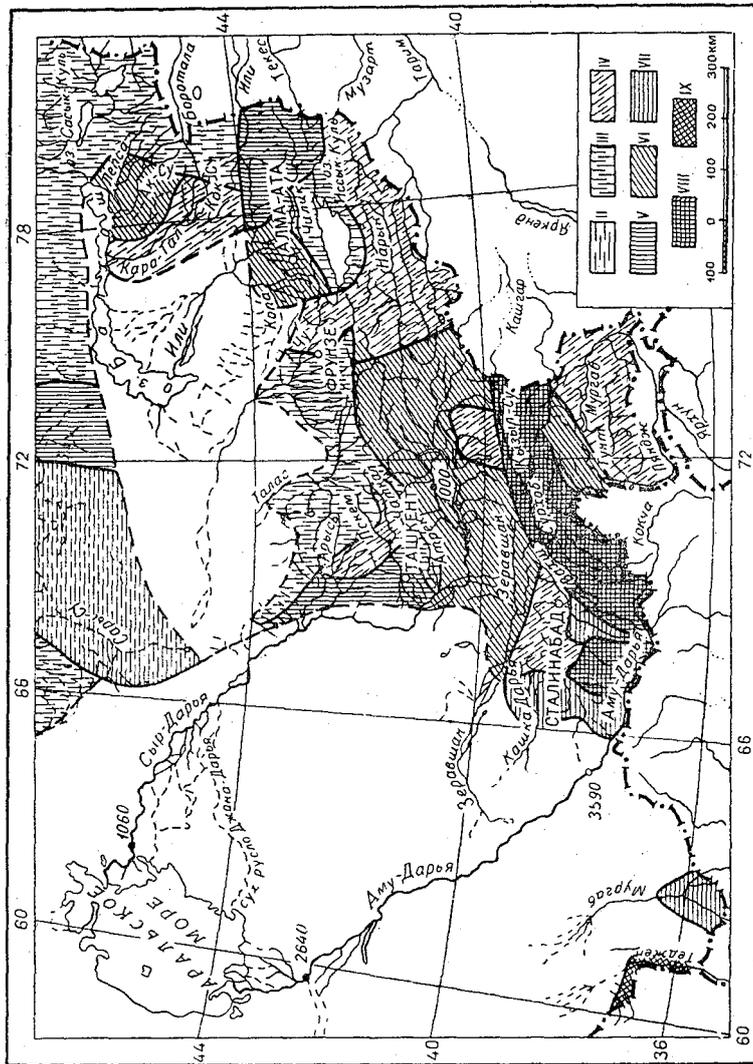


Рис. 75. Карта средней мутности рек Средней Азии и Южного Казахстана.
 I зона — 25—50 г/м²; II зона — 50—100 г/м²; III зона — 100—250 г/м²; IV зона — 250—500 г/м²; V зона — 500—1000 г/м²; VI зона — 1000—2500 г/м²; VII зона — 2500—5000 г/м²; VIII зона — 5000 г/м²; IX зона — > 5000 г/м².

Распределение зон мутности на территории Средней Азии и Южного Казахстана представлено на карте (рис. 75).

Остановимся кратко на характеристике режима наносов отдельных рек.

Бассейн р. Аму-Дарьи в верхней своей части относится к склонам Памирских хребтов, сложенных из гранита, кристаллических и глинистых сланцев и песчаников, образовавшихся в результате выветривания и размыва порных пород. Поверхность предгорий представляет собой лишенную растительности пустыню с сильно подверженными размывам поверхностными отложениями. Образующие р. Аму-Дарью рр. Пяндж и Вахш по мутности воды значительно отличаются одна от другой.

Наблюдения над наносами на пограничной р. Пяндж не производились, однако, по сведениям П. С. Макеева, мутность ее много меньше мутности р. Вахш. По неполным данным, мутность притоков р. Пяндж (рр. Гунт, Бартанг, Язгулем и Ванч) наблюдается в пределах от 150 до 1530 г/м³, в связи с чем данный бассейн отнесен (условно) к зонам IV, VI и VIII. Средняя мутность р. Вахш у головного сооружения канала им. Сталина равна 4000 г/м³.

Относительно пониженная мутность р. Пяндж объясняется наличием в этом районе твердых изверженных пород, кристаллических сланцев и плотных известняков. В бассейне р. Вахш, наоборот, широко распространены третичные меловые отложения, легко поддающиеся выветриванию. Так, например, нижние притоки р. Вахш, как и другие притоки самой р. Аму-Дарьи (рр. Сурхан-Дарья, Варзоб, Кафирниган), протекают в легко размываемых песчаниках и глинах.

На величину мутности отдельных притоков р. Аму-Дарьи в значительной степени сказывается коррозия — механическое воздействие на коренные породы ледников и передвигаемых ими морен.

После принятия обогащенных наносами притоков р. Аму-Дарья выходит на покатую низменность, где эрозионные процессы в основном происходят в пределах русла и выражаются в размывах берегов и деформации ложа реки, которые, как уже отмечалось, в условиях р. Аму-Дарьи протекают исключительно активно. Средняя мутность р. Аму-Дарьи изменяется от 3600 г/м³ у г. Керки до 2600 г/м³ у кишл. Чатлы.

Изменения расходов наносов и их фракционного состава на протяжении р. Аму-Дарьи приведены на графиках (рис. 76). Наиболее крупными взвешенными наносами, как видно из графика, отличается р. Вахш; значительная крупность наносов наблюдается также и на других притоках р. Аму-Дарьи. При выходе р. Аму-Дарьи из предгорий ее наносы становятся мельче в результате отложений частиц крупностью от 0,25 до 0,05 мм. Однако у г. Чарджоу процент этих фракций снова увеличивается, по-видимому, за счет размыва берегов и перемывания донных отложений. Далее к кишл. Чатлы количество фракций крупностью > 0,05 мм доходит до 85% при относительно устойчивом проценте наносов < 0,01 мм.

Таблица 44

Годы наблюдений	Наименование величин	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	За год	Средняя многолетняя
р. Аму-Дарья — г. Керки (ш. 37°50'; д. 65°14'; F = 227 000 км²)															
1911-14,	R	837	1 020	2 470	8 380	16 520	18 640	17 890	12 100	5 090	1 920	1 240	912	7 250	—
28-30,	Q	780	794	921	1 630	2 860	4 020	4 540	3 640	2 220	1 130	933	779	2 020	—
37-38	p	1 070	1 280	2 680	5 140	5 780	4 620	3 940	3 320	2 290	1 700	1 330	1 170	3 590	—
р. Аму-Дарья — кишл. Чатлы (ш. 42°23'; д. 59°36';)															
1938, 39,	R	605	455	679	2 860	8 230	8 700	10 300	8 500	3 760	1 500	1 030	632	3 940	4 050
41-52	Q	621	562	625	990	2 040	2 550	3 190	2 910	1 750	1 070	867	710	1 490	1 530
	p	974	810	1 090	2 890	4 040	3 410	3 220	2 920	2 150	1 400	1 190	890	2 640	2 640
р. Вахш — головное сооружение канала им. Сталина (ш. 37°53'; д. 68°56'; F = 32 200 км²)															
1943-44,	Q	63,5	92,0	276	2 740	6 220	3 760	8 580	8 550	2 070	361	204	172	2 760	—
47-52	R	220	212	243	490	885	1 150	1 760	1 610	790	374	276	230	685	—
	p	289	434	1 180	5 580	7 040	3 270	4 880	5 310	2 600	965	738	746	4 030	—
р. Сурхан-Дарья — кишл. Мангузар (ш. 37°14'; д. 67°20'; F = 13 600 км²)															
1936-38,	Q	23,6	24,3	132	464	794	402	94,5	4,72	0,30	3,30	9,85	12,3	164	—
41, 43,	R	42,1	44,9	63,5	126	170	130	64,0	10,7	3,62	15,0	26,4	31,8	60,6	67,6
45-51	p	560	541	2 080	3 680	4 660	3 090	1 480	441	83,0	220	374	386	2 700	—

Средний многолетний расход взвешенных наносов на р. Аму-Дарье у г. Керки равен 725 кг/сек; у с. Таш-Сака он равен 6000 кг/сек; к устью, у кишл. Чатлы, расход наносов падает до 3940 кг/сек в результате отложений их в русле.

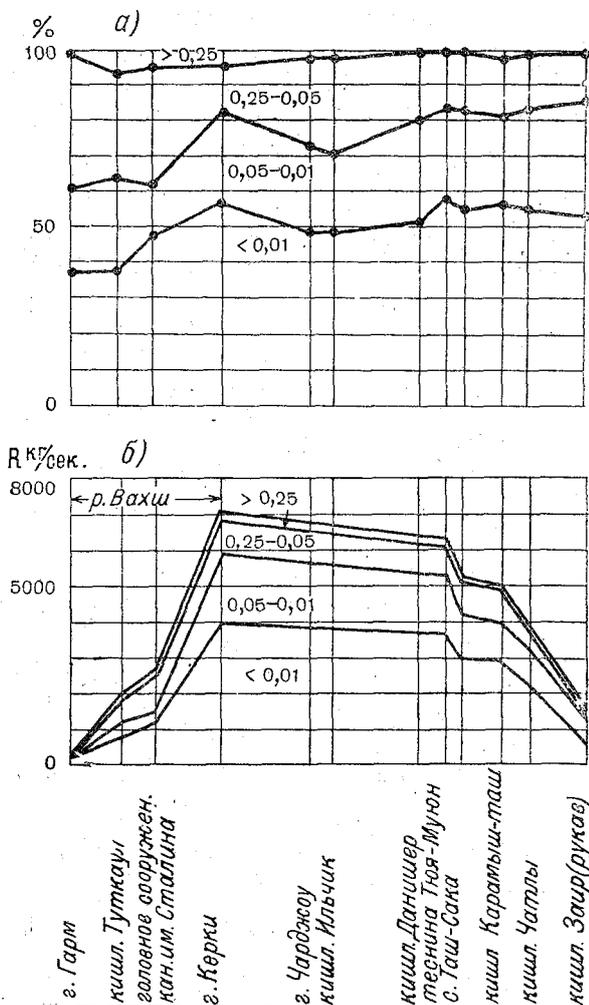


Рис. 76 Графики распределения расходов и состава взвешенных наносов по длине р. Аму-Дарьи.

Усл. обозначения см. рис. 68.

В табл. 44 приведены средние месячные расходы наносов и мутности р. Аму-Дарьи и ее основных притоков.

Бассейн р. Зеравшан отличается большим разнообразием горных пород, которые в той или иной степени отражаются на

Таблица 45

Годы наблюдений	Наименование величин	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	За год	Средняя много- летняя
--------------------	-------------------------	---	----	-----	----	---	----	-----	------	----	---	----	-----	--------	-----------------------------

р. Кашка-Дарья — с. Чиракчи (ш. 39°03'; д. 66°37'; F=2610 км²)

1989, 47—52	R	8,71	11,8	66,1	208	172	52,0	16,5	2,07	0,54	6,75	5,35	4,21	46,0	—
	Q	17,8	22,0	34,7	57,1	51,0	32,1	16,8	3,58	4,37	11,1	15,9	16,2	23,8	—
	P	490	536	1910	3640	3370	1620	980	577	124	609	336	260	1930	—

р. Зеравшан — мост Дупули (ш. 39°29'; д. 67°48'; F = 10200 км²)

1936—39, 41, 42, 46—52	Q	1,43	1,28	1,99	14,3	143	276	615	450	83,6	8,65	2,32	1,49	133	—
	R	38,4	35,4	34,0	54,0	171	346	464	361	183	86,5	57,6	44,5	156	155
	P	37,2	36,2	58,7	266	836	800	1320	1250	458	100	40,4	33,5	850	—

р. Магиан-Дарья — кишла. Суджи (ш. 39°29'; д. 67°43'; F = 1100 км²)

1937, 38, 40, 42	R	0,16	0,18	0,90	4,30	8,36	10,2	12,3	3,75	0,91	0,32	0,24	0,20	3,48	3,55
	Q	3,63	3,46	2,02	5,15	8,23	15,4	20,6	15,3	10,4	5,70	6,01	4,26	8,30	8,54
	P	44,1	52,0	446	835	1020	662	597	245	87,5	56,1	39,9	46,9	418	415

величине мутности отдельных его притоков. Относительно невысокая мутность верхних притоков р. Зеравшан (р. Кштут — 140 г/м^3 , р. Магиан-Дарья — 415 г/м^3 и др.) объясняется наличием в бассейне этих рек метаморфизированных сланцев, не дающих мелкозернистых продуктов выветривания. Значительное повышение мутности притока — р. Кашка-Дарья — до 1930 г/м^3 связано с наличием в бассейне меловых и третичных отложений, представленных глинами, мощными толщами мергелей и глинистых песчаников. Река Зеравшан протекает в пределах террас, сложенных отложениями ледниковых морен, легко поддающихся размыву. Передвижение речным потоком каменистых наносов вызывает их истирание и тем самым увеличение количества взвешенных наносов. Мутность р. Зеравшан у кишл. Сангистан 1385 г/м^3 , а у моста Дупули 1030 г/м^3 .

Средние месячные расходы наносов и данные мутности р. Зеравшан и ее основных притоков помещены в табл. 45.

Река Сыр-Дарья образуется слиянием двух крупных притоков — рр. Нарына и Кара-Дарья, при этом основная масса наносов в р. Сыр-Дарью поступает со стороны р. Кара-Дарья, средняя мутность которой у с. Кампыр-Рават равна 1850 г/м^3 . Мутность р. Нарына у г. Уч-Кургана 1170 г/м^3 , а на верхнем его участке, у г. Нарына, всего 295 г/м^3 . Столь незначительная мутность в верховьях р. Нарына обуславливается наличием плотных метаморфизированных известняков и изверженных пород, тогда как в бассейне р. Кара-Дарья и других левобережных притоков р. Сыр-Дарья широко распространены мощные песчано-глинистые отложения.

В пределах Ферганской долины на увеличении мутности рек сильно сказываются *адыры* — волнистые возвышенности, сложенные из древних и третичных отложений, легко поддающихся размывам. На повышение мутности р. Сыр-Дарья влияют также эрозионные процессы, происходящие в самом русле реки, в частности интенсивные размывы берегов.

При выходе р. Сыр-Дарья в степную равнину она принимает ряд значительных правобережных притоков (рр. Ангрэн, Чирчик, Арысь и др.), из которых наибольшей мутностью обладает р. Ангрэн у с. Самарское — 1300 г/м^3 , тогда как мутность р. Чирчик у г. Ходжикента 296 г/м^3 , а р. Арысь у ст. Арысь 386 г/м^3 . Относительно небольшая мутность рр. Арысь и Чирчик объясняется наличием в их долинах слабо поддающихся выветриванию изверженных горных пород, кристаллических сланцев, известняков и конгломератов. Заметно понижение мутности на верхних притоках этих рек, например, средняя мутность р. Пскем у устья составляет 281 г/м^3 , а р. Чаткал у с. Червак — 209 г/м^3 ; выше к истокам мутность понижается еще больше — до 50 г/м^3 , т. е. до пределов зоны мутности III (от 50 до 100 г/м^3). На увеличении мутности к устью рек сказывается наличие в нижней части бассейна размываемых пород: известняков, глин и мергелей.

Мутность р. Сыр-Дарьи у кишл. Каль (Сарайская) равна 986 г/м^3 , у г. Беговат — 1550 г/м^3 , у кишл. Кок-Булак — 1100 г/м^3 , у ст. Тюмень-Арык — 1590 г/м^3 , у г. Кзыл-Орда — 1210 г/м^3 и, наконец, у г. Казалинска — 1150 г/м^3 . Осветляющее воздействие Фархадского водохранилища на воды Сыр-Дарьи особенно ска-

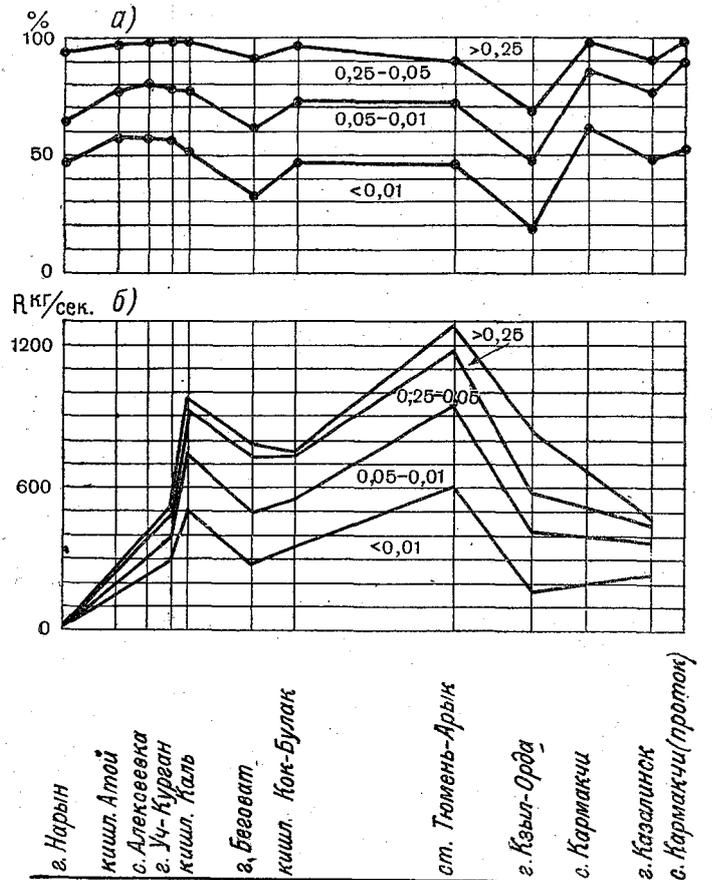


Рис. 77. Графики распределения расходов и состава взвешенных наносов по длине р. Сыр-Дарьи.
Усл. обозначения см. рис. 68.

залось у г. Беговат и в незначительной степени у кишл. Кок-Булак, что видно из табл. 46.

Вызывает некоторое сомнение весьма высокая мутность р. Сыр-Дарьи у ст. Тюмень-Арык.

На рис. 77 дано распределение расходов наносов и их фракционного состава по длине р. Сыр-Дарьи. Процентный состав

Таблица 46

Годы наблюдений	Наименование величин	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	За год	Средняя много- летняя
р. Сыр-Дарья — кишл. Каль (ш. 40°53'; д. 71°27'; F = 90 000 км ²)															
1936, 39—41, 43—52	R	34,0	36,3	104	680	1 590	1 520	925	376	70,0	56,2	71,0	49,0	459	470
	Q	276	272	305	426	817	953	740	470	312	328	362	311	464	470
	p	123	133	341	1 600	1 950	1 600	1 250	800	224	172	196	158	986	1 000
р. Сыр-Дарья — г. Беговат (ш. 40°12'; д. 69°16'; F = 142 000 км ²) (до постройки водохранилища)															
1911—14, 25—28, 32—45	R	117	137	209	792	2 620	2 800	1 420	588	222	151	207	152	784	—
	Q	330	323	346	456	831	1 070	783	506	358	346	372	349	506	—
	p	355	424	605	1 740	3 140	2 600	1 810	1 160	620	436	556	436	1 550	—
р. Сыр-Дарья — г. Беговат (после постройки водохранилища)															
1946—52	R	24,5	27,2	12,0	85,6	350	339	126	26,2	5,83	8,24	17,3	13,8	86,0	—
	Q	197	176	160	296	643	807	670	298	151	178	258	166	334	—
	p	124	155	75,0	289	544	421	198	87,9	383	46,2	67,0	83,0	257	—
р. Сыр-Дарья — кишл. Кок-Булак (ш. 41°01'; д. 68°35'; F = 174 000 км ²) (до постройки водохранилища)															
1931—5, 38—46	R	216	221	297	967	2 220	2 680	1 240	392	139	158	212	198	745	—
	Q	450	445	541	784	1 170	1 420	991	532	370	413	493	494	674	681
	p	480	497	549	1 230	1 900	1 880	1 260	738	376	382	430	400	1 100	—
р. Сыр-Дарья — кишл. Кок-Булак (после постройки водохранилища)															
1947—50, 52	R	342	292	327	1 300	2 300	1 960	1 020	196	140	187	230	195	700	—
	Q	531	550	594	855	1 320	1 370	1 150	545	440	510	576	520	746	678
	p	644	530	550	1 520	1 740	1 430	885	360	318	367	399	375	938	—

Годы наблюдений	Наименование величин	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	За год	Средняя много- летняя
--------------------	-------------------------	---	----	-----	----	---	----	-----	------	----	---	----	-----	--------	-----------------------------

р. Сыр-Дарья — ст. Тюмень-Арык (ш. 44°01'; д. 67°00'; F=219 000 км²)

1942, 48—52	R	194	249	765	2 090	3 560	2 840	2 200	650	246	389	517	246	1 160	—
	Q	423	489	672	875	1 210	1 130	561	409	522	613	642	730	626	
	p	458	510	1 140	2 390	2 920	2 340	1 950	1 160	602	745	845	384	1 590	

р. Сыр-Дарья — г. Казалинск (ш. 45°45'; д. 62°06')

1937, 38, 43, 44, 50—52	R	76,2	143	226	806	890	1 460	1 050	591	244	246	286	115	512	505
	Q	330	387	455	575	550	650	572	434	311	351	439	320	446	473
	p	231	370	496	1 400	1 620	2 250	1 830	1 370	783	700	651	359	1 150	1 060

р. Нарын — г. Уч-Курган (ш. 41°09'; д. 72°06'; F=58 400 км²)

1936—44, 48—52	R	11,9	13,2	73,0	551	1 490	1 460	1 090	466	70,8	26,8	14,9	10,6	440	455
	Q	154	155	178	291	720	890	760	498	288	228	204	171	378	389
	p	77,0	85,0	410	1 900	2 070	1 640	1 430	935	246	118	73,0	62,0	1 160	1 170

р. Кара-Дарья — пос. Кампыр-Рават (ш. 40°46'; д. 73°04'; F=12 400 км²)

1938, 40, 42, 46—52	R	2,28	2,33	9,64	214	946	802	520	124	11,0	0,33	6,30	1,67	220	195
	Q	44,4	42,7	53,6	133	266	267	211	123	76,2	67,1	62,2	49,4	116	116
	p	51,0	55,0	180	1 620	3 560	3 000	2 460	1 000	143	139	101	24,0	1 900	1 850

р. Ангрен — с. Самарское (ш. 40°50'; д. 68°55'; F=5 270 км²)

1939—41, 43—48	R	0,49	2,47	40,5	172	184	27,0	1,85	1,44	0,41	0,75	0,91	1,42	36,1	42,8
	Q	14,6	18,4	41,1	77,9	93,8	40,6	16,5	8,22	9,39	14,0	18,8	18,0	30,9	32,9
	p	34,0	134	985	2 210	1 960	664	112	175	44,0	54,0	48,0	79,0	1 170	1 300

Годы наблюдений	Наименование величин	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	За год	Средняя многолетняя
-----------------	----------------------	---	----	-----	----	---	----	-----	------	----	---	----	-----	--------	---------------------

р. Чирчик — с. Ходжикент (ш. 41°37'; л. 69°55'; F = 10 600 км²)

1937, 38, 42—52	R	3,18	5,20	24,4	114	165	200	95,7	20,3	3,94	2,90	5,10	1,89	53,4	64,0
	Q	68,1	65,0	88,4	236	460	527	419	235	135	97,6	89,5	75,0	208	216
	p	46,7	80,0	276	484	359	380	229	86,5	29,2	29,8	57,2	25,2	255	296

р. Чирчик — с. Чиназ (ш. 40°54'; л. 68°45'; F = 14 200 км²)

1936, 38—42, 44, 45, 47	R	9,90	16,1	39,1	117	258	226	62,0	2,85	2,40	6,62	7,25	7,14	62,9	81,5
	Q	59,1	61,5	95,0	187	309	312	145	21,4	23,0	51,6	60,0	57,9	115	127
	p	166	262	413	627	840	725	427	134	104	129	121	123	546	642

р. Чу — с. Кочкорка (ш. 42°15'; л. 75°50'; F = 5 370 км²)

1937, 40—44, 48—52	R	0,30	0,36	0,46	0,88	18,6	12,5	7,93	5,20	1,46	0,58	0,45	0,35	4,09	—
	Q	18,9	17,4	18,5	17,4	30,2	40,2	42,7	40,2	30,5	24,4	22,4	20,1	27,0	—
	p	16,0	21,0	25,0	50,5	617	310	185	129	48,0	24,0	20,0	17,6	151	—

р. Чу — с. Фурманово (ш. 44°18'; л. 73°00'; F = 27 100 км²)

1940, 43—44, 49—52	Q	26,5	53,1	114	89,7	42,6	21,8	12,7	16,2	36,3	76,6	79,9	57,2	52,2	—
	R	73,5	80,0	102	86,8	45,5	19,2	15,4	20,8	39,5	66,0	81,4	73,3	58,6	—
	p	360	664	1 120	1 030	935	1 140	824	779	920	1 160	983	782	895	—

фракций взвешенных наносов на всем протяжении р. Сыр-Дарьи довольно устойчив. К устью расходы и крупность наносов уменьшаются.

В табл. 46 приведены средние месячные расходы наносов и данные мутности р. Сыр-Дарьи и основных ее притоков.

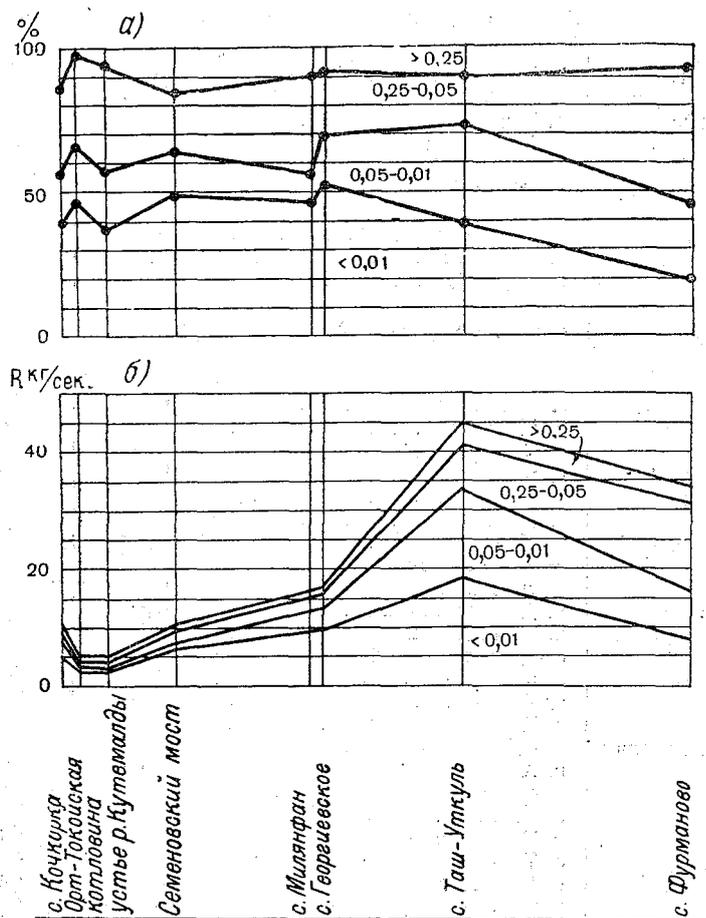


Рис. 78. Графики распределения расходов и состава взвешенных наносов по длине р. Чу.
Усл. обозначения см. рис. 68.

Наиболее мощными водными артериями Южного Казахстана являются рр. Чу и Или.

На величину мутности р. Чу в основном влияют правобережные притоки, стекающие с Чу-Илийского водораздела. Мутность р. Чу увеличивается по длине реки и может быть охарактеризо-

Т а б л и ц а 47

Река	Пункт	Сток наносов 10^6 т	Модуль стока наносов $(\text{т}/\text{км}^2)$
Бассейн Белого и Баренцева морей			
Онега	д. Череповская	0,11	3,2
Северная Двина	г. Архангельск	10,0	29
Юг	д. Гаврино	0,47	13
Мезень	д. Малонисогорская	0,83	14,8
Бассейн Балтийского моря			
Западная Двина	г. Даугавпилс	0,17	2,6
Неман	г. Смалининкай	0,67	8,2
Гауя	г. Валмиера	0,18	27
Бассейн Черного и Азовского морей			
Южный Буг	с. Александровка	0,30	6,5
Днепр	г. Могилев	0,26	12,3
	г. Киев	1,83	5,6
Десна	г. Чернигов	0,55	6,8
Сейм	с. Мутино	0,11	4,4
Ворскла	с. Соколки	0,25	18
Кальмиус	с. Приморская	0,12	31
Дон	ст-ца Казанская	1,57	15
	ст-ца Раздорская	6,4	17
Хопер	х. Дундуковский	0,64	11
Медведица	х. Арчединский	0,73	21
Северный Донец	ст-ца Усть-Белокалитвенская	1,29	18
Кубань	с. им. Коста Хетагурова	0,46	106
	г. Армавир	3,5	228
	г. Краснодар	8,2	171
Большой Зеленчук	ст-ца Исправная	0,27	136
Уруп	г. Армавир	0,63	159
Лаба	ст-ца Некрасовская	0,94	76
Белая	г. Майкоп	0,60	257
Туапсе	г. Туапсе	0,17	486
Шахе	с. Тух-Аул	0,24	580
Сочи	с. Новогагинское	0,12	425
Мзымта	ущелье Ак-Цу	0,36	446
Ингури	с. Дарчели	1,98	544
Риони	выше плотины	3,00	856
Бассейн Каспийского моря			
Волга	г. Чкаловск	1,89	8,3
	с. Вязовые	10,70	17
	г. Тетюши	25,8	22
	г. Вольск	30,6	23
	г. Дубовка	25,6	19
Ока	д. Новинки	3,0	12

Река	Пункт	Сток наносов 10 ⁶ т	Модуль стока наносов (т/км ²)
Сура	г. Пенза	0,79	53
Ветлуга	с. Ветлуга	0,17	7,8
Свияга	с. Вырыпаевка	0,13	38
Кама	г. Пермь	2,2	13
	г. Чистополь	10	20
Чусовая	д. Шелыги	0,25	11
Белая	г. Бирск	2,8	24
Вятка	с. Вятские Поляны	3,0	24
Самара	с. Елшанка	0,41	18
Большой Кинель	г. Бугуруслан	0,23	37
Большой Иргиз	с. Клевенка	0,23	28
Большой Узень	г. Новоузенск	0,16	21
Урал	г. Оренбург	1,20	15
Сакмара	г. Сакмара	1,86	67
Илек	г. Актюбинск	0,91	83
Калаус	с. Петровское	0,29	60,2
Кума	ст-ца Александрийская	0,38	102
	г. Буденновск	0,78	50,2
Подкумок	ст-ца Лысогорская	0,37	188
Терек	с. Казбек	0,50	580
	г. Орджоникидзе	1,41	900
	ст-ца Чернойрская	9,30	458
	г. Моздок	7,88	366
	с. Амираджи-Юрт	235	645
Ардон	с. Тамиск	0,38	362
Малка	ст. Прохладная	5,27	530
Баксан	с. Кызбрун	0,56	247
Сунжа	г. Грозный	2,74	578
	с. Брагуны	11,2	1040
Аргунь	с. Дуба-Юрт	6,3	1970
Гудермес	г. Гудермес	1,2	960
Сулак	с. Миатлы	15,5	1182
Самур	с. Ахты	2,58	1180
Ахты-Чай	с. Ахты	3,00	3130
Кура	у головы канала Доглаурисвели	1,76	156
	г. Тбилиси	11,2	534
	г. Мингечаур	24,0	390
	г. Сабирабад	36,2	203
Бассейн Карского моря			
Обь	г. Новосибирск	13,6	55
	г. Колпашев	12,8	27
	с. Белогорье	20,2	9,3
	г. Салехард	12,9	5,3
Алей	с. Хабазино	0,79	38
Чумыш	п. Тальменка	2,84	128
Васюган	с. Васюган	0,26	7,3
Иртыш	г. Омск	4,85	16,0
	г. Тобольск	11,1	12
Тобол	г. Курган	1,45	3,1
	с. Липовское	1,87	4,8
Северная Сосьва	Сосьвинская культбаза	0,39	7,2

Река	Пункт	Сток наносов 10 ⁶ т	Модуль стока наносов (т/км ²)
Енисей	пос. Базаиха	7,00	23
	с. Подкаменная Тунгуска	17,9	10
	с. Игарка	16,6	4,3
Ангара	с. Падунский Порог	2,41	3,2
Бассейн моря Лаптевых			
Лена	с. Грузновское	0,24	5,4
	с. Табага	7,00	7,8
Алдан	г. Томмот	0,23	5,0
Колыма	в 1,5 км выше пос. Усть-Средникан	1,01	9,8
Бассейн оз. Балхаш			
Токрау	с. Ак-Тумское	0,008	2,03
Лепса	с. Ново-Антоновское	0,07	31,1
Каратай	ст. Уш-Тюбе	0,30	29,6
Бассейн р. Или			
Или	с. Илийское	9,7	85,9
Малая Алматинка	Дом отдыха им. X-летия Каз. ССР	0,03	492
Бассейн р. Чу			
Чу	с. Кочкорка	0,13	24,4
Сыр-Дарья	с. Фурманово	1,04	38,4
	кишл. Каль	13,6	151
	г. Беговат	24,6	173
Нарын	кишл. Кок-Булак	23,4	135
	ст. Тюмень-Арык	(40,8)	186
	г. Нарын	0,93	89,0
	пос. Кампыр-Рават	7,26	586
	с. Самарское	1,18	224
Ангрен	с. Ходжикент	1,82	170
Чирчик	с. Чиназ	2,53	178
Бассейн рр. Зеравшан, Аму-Дарья и др.			
Зеравшан	кишл. Сангистан (устье р. Фан-Дарья)	3,64	782
Ягноб-Дарья	кишл. Токфан	0,24	163
Магиан-Дарья	" Суджи	0,11	101
Кашка-Дарья	" Варганзи	0,09	202
Аму-Дарья	" Каратикон	1,73	230
	г. Керки	217	955
Вахш	головное сооружение кан. им. Сталина (Сарбантская)	74,1	2300
Барзоб	кишл. Даган-Ата	0,48	356
Сурхан-Дарья	" Мангузар	7,15	525
Мургаб	с. Таш-Кепри	2,75	58,9
Теджен	мост Пуль-и-Хатум	3,82	54,2

вана следующими данными: средняя мутность в верховье, у с. Кочкорка, равняется 151 г/м^3 , у с. Георгиевского — 269 г/м^3 и у с. Фурманово — 895 г/м^3 .

Распределение расходов и состава взвешенных наносов на р. Чу представлено на графиках (рис. 78).

Средние месячные расходы наносов и мутности р. Чу приведены в табл. 46.

Судя по графикам, на верхнем участке реки до с. Георгиевского наблюдается довольно равномерное распределение фракционного состава наносов, при этом фракции $< 0,05 \text{ мм}$ составляют $\approx 60\%$, а фракции $> 0,25 \text{ мм}$ — всего 10% . От с. Таш-Уткуль до с. Фурманово происходит снижение расходов наносов и вместе с тем уменьшение количества частиц $< 0,05 \text{ мм}$ с 70 до 45% за счет увеличения фракций от $0,25$ до $0,05 \text{ мм}$. Подобное перераспределение крупности наносов наблюдается также в устьях рр. Теджена, Зеравшана, Кафирнигана, Кокомерена, Таласа и других среднеазиатских рек, сток которых теряется в степных пространствах. Подобное явление объясняется забором воды на орошение и частично связано с осаждением мелких фракций в результате засоленности воды в нижнем течении этих рек, происходящей за счет сбросов воды из оросительных систем и грунтового питания.

Необходимо отметить, что приведенный анализ распределения стока наносов и мутности рек по территории СССР базируется в основном на материалах наблюдений до 1952 г. В связи с этим не учитывалось в достаточной степени влияние на сток наносов наличия на многих реках построенных за последние годы водохранилищ, например Цимлянского водохранилища на р. Дон, Пермского водохранилища на р. Каме, Мингечаурского водохранилища на р. Куре и др. Не учтено также влияние на сток наносов многих тысяч прудов и водоемов, вновь построенных в бассейнах Центральных черноземных областей, Украины, Заволжья и в других районах СССР и, наконец, в какой-то степени влияние проводимых в последние годы агротехнических мероприятий.

Выяснение влияния указанных выше факторов на сток наносов является очередной задачей как общей гидрометеорологической сети станций, так и специальных научно-исследовательских гидрологических станций гидрометслужбы.

Для сравнительной характеристики стока взвешенных наносов рек СССР в табл. 47 приведены величины суммарного годового стока наносов, выраженные в миллионах тонн в год, и модули стока наносов в тоннах с квадратного километра, подсчитанные по формуле

$$W = \frac{R \cdot 31,5 \cdot 10^6}{\Omega \cdot 10^3}, \quad (3,10)$$

где R — средние годовые значения расходов наносов в кг/сек ,
 Ω — площадь бассейна в км^2 .

Представляет интерес сопоставление стока растворенных в воде химических веществ (сумма ионов Ca^+ , Mg^+ , Na^+ , K^+ , HCO_2 , SO_4^{--} , Cl^-), подсчитанных О. А. Алекиным для некоторых рек СССР (табл. 48).

Отметим, что данные по стоку растворенных химических веществ относятся к устьевым участкам рек, поэтому они не всегда соответствуют указанным в таблице пунктам наблюдений над стоком взвешенных наносов.

Таблица 48

Река, пункт	Сток взвешенных наносов 10^6 т		Река, пункт	Сток взвешенных наносов 10^6 т	
	Сток взвешенных наносов 10^6 т	Сток растворенных химических веществ 10^6 т		Сток взвешенных наносов 10^6 т	Сток растворенных химических веществ 10^6 т
Северная Двина—Архангельск	10,1	17,3	Терек—Каргалинская	26,0	3,1
Днепр—Кременчуг	2,2	8,6	Кура—Сабирабад	36,3	4,4
Южный Буг—Александровка	0,3	0,6	Обь—Салехард	12,9	(30,2)
Волга—Дубовка	25,6	45—50	Енисей—Игарка	16,6	(29,5)
Урал—Тополинский	3,3	3,3	Лена—Табага	7,0	41,3
Дон—Раздорская	6,4	6,2	Колыма—Усть-Средний кан	1,0	(3,6)
Кубань—Тиховский	8,8	2,0	Амур—Комсомольск	(61,5)	(18,7)
Риони—Сакочакидзе	8,0	2,3	Сыр-Дарья—Беговат	24,6	6,0
			Аму-Дарья—Керки	217	17,7

Сопоставляя эти данные, можно видеть, что сток растворенных веществ в общем представляет величину того же порядка, что и сток наносов: он превышает сток наносов на северных реках и, наоборот, ниже на горных реках.

§ 12. ИЗМЕНЕНИЕ ГРАНУЛОМЕТРИЧЕСКОГО СОСТАВА НАНОСОВ ПО ТЕРРИТОРИИ СССР

В предыдущих разделах работы были приведены данные, характеризующие изменение гранулометрического состава наносов по длине отдельных рек и в зависимости от их водного режима.

Сведения о составе наносов имеют большое практическое и научное значение, поскольку крупность наносов является показателем, характеризующим грунты, слагающие поверхность бассейна и русла рек, а также транспортирующую способность потока.

Изучение крупности наносов относится к началу производства систематических наблюдений над стоком наносов на реках Средней Азии и Кавказа. Количество пунктов, по которым имеются

данные о составе речных наносов для отдельных районов СССР, приведено в табл. 49.

По отношению к количеству станций, по которым имеются данные о стоке взвешенных наносов, число станций с наблюдениями над крупностью наносов (по данным до 1946 г.) составляет: по взвешенным наносам — 69%, по влекомым наносам — 14% и по донным отложениям — 47%.

Таблица 49

Районы	Наносы		Донные отложения
	взвешенные	влекомые	
Европейская территория СССР . . .	127	54	192
Кавказ	187	4	72
Сибирь и Дальний Восток	21	18	46
Казахстан и Средняя Азия	202	34	54
Общее количество пунктов	537	110	364

Сравнительная ограниченность числа станций, ведущих наблюдения над крупностью взвешенных наносов, в основном объясняется тем, что на реках с небольшой мутностью требуется взятие большого объема воды для выделения из нее необходимой навески для производства анализа гранулометрического состава наносов, что при массовых сетевых наблюдениях трудно осуществимо. В связи с этим для большинства рек северо-западной, северной и северо-восточной части территории СССР, где мутность воды меньше 50—100 г/м³, крупность взвешенных наносов остается малоизученной. К сожалению, также отсутствуют данные по составу наносов для многих рек Украины и Крыма.

Сведения по составу донных наносов имеются по небольшому количеству пунктов, на которых производятся измерения расходов донных наносов.

Данные по крупности состава донных отложений относятся преимущественно к рекам с песчаным и песчано-галечным руслом. О составе отложений наносов горных рек сведений почти не имеется.

При анализе изменений фракционного состава взвешенных наносов по территории СССР в качестве показателя крупности принят средний за период наблюдений процент фракций с диаметрами частиц меньше 0,05 мм.

Возможность обобщений фракционного состава взвешенных наносов подтверждается тем, что в основном взятие проб воды для определения гранулометрического состава наносов производится в период прохождения наибольшего стока наносов. Кроме того, для горных рек состав наносов в году меняется не так сильно.

Учитывая точность определений фракционного состава наносов, распределение рек по крупности взвешенных наносов принято по следующим укрупненным категориям:

Категория рек	I	II	III	IV
Процент фракций наносов менее 0,05 мм	>90	90—75	75—50	<50

Остальная часть наносов состоит из частиц крупностью от 0,05 до 0,25 мм. По данным наблюдений, на 80% пунктов частицы крупнее 0,25 мм составляют всего 10%, остальные 20% пунктов с более высоким процентом крупных фракций (> 0,25 мм) по преимуществу относятся к горным рекам Средней Азии, Сибири и Кавказа.

Частицы взвешенных наносов крупностью в 1,0 мм и более являются исключением.

На рис. 79 представлена карта распределения крупности взвешенных наносов по Европейской территории СССР, Кавказа и Средней Азии в соответствии с принятым подразделением рек на 4 категории.

Незаштрихованные районы указывают на отсутствие или ограниченное количество для этой территории данных по гранулометрическому составу наносов.

Судя по карте, характеризующей крупность взвешенных наносов в отдельных зонах, можно сделать общее заключение о наличии более мелкого состава наносов в реках Европейской территории СССР по сравнению с реками Кавказа и Средней Азии.

Причинами этого являются, как увидим ниже, различные почвенные и грунтовые условия, способствующие развитию склоновой эрозии, и активность проявления русловой эрозии, вызывающая при значительных скоростях потока обогащение взвешенных наносов более крупными частицами.

Рассмотрим распределение рек по крупности взвешенных наносов в отдельных частях территории СССР.

Европейская территория СССР. В пределах Европейской территории СССР к рекам категории I с фракциями наносов < 0,05 мм, составляющими > 90% в ее центральной части, относятся верховья рр. Оки, Дона и Сейма, расположенные в пределах Средне-Русской возвышенности, как отмечалось выше, отличающейся эрозийным, сильно расчлененным оврагами рельефом. Склоновой эрозии и обогащению рек мелкими наносами способствует наличие бесструктурных и распыленных суглинистых и глинистых черноземных почв, перекрывающих рыхлые лёссовидные суглинки, а местами лёссы и аллювиальные и озерные отложения.

Вторым крупным районом, реки которого относятся к категории I, является левобережье р. Волги (Заволжское плато и Сырты), простирающееся от р. Еруслана на юге до р. Кинель на севере.

С севера и востока к данному району примыкают средняя часть бассейна р. Белой и значительная часть бассейна р. Урала.

Для Заволжья характерными являются грунты, состоящие из сырцовых глин с прослойками песчаников. В бассейне р. Белой распространены выщелоченные и деградированные черноземы и серые оподзоленные почвы лесостепей. Почвы бассейна р. Урала состоят из малопустойчивых размыву черноземов, переходящих к югу в пустынные почвы сухих степей.

Кроме того, районы, реки которых по крупности наносов относятся к категории I, встречаются отдельными пятнами главным образом в местах распространения выщелоченных и деградированных черноземных почв, как, например, в верхней части бассейнов рр. Свияги и Суры, на правом берегу р. Волги в районе г. Саратова (р. Карамыш) и в районе г. Луганска (р. Калитва). К этой же категории относится бассейн р. Кумы, мутность которой является исключительно высокой.

К категории II с фракциями наносов $< 0,05$ мм, составляющими от 90 до 75%, относятся реки Центральных черноземных и южной областей Европейской территории СССР, а также реки Среднего и Южного Урала (рр. Чусовая, Тура, верховья рр. Тобола, Белой, Уфы, Урала).

К категории III с фракциями наносов $< 0,05$ мм, составляющими от 75 до 50%, относятся реки, протекающие в северных облесенных районах, — Волга с левобережными притоками на участке от устья р. Оки до р. Камы, Кама с верхними притоками и р. Вяткой, отдельные бассейны рек в центральной и южной частях Европейской территории СССР с явно выраженными песчаными почвами (как, например, р. Воронеж, низовья рр. Хопра и Медведицы и др.) и, наконец, реки Азовского побережья — Большой Егорлык, Ея и Челбас, бассейны которых граничат с Ергенями и Ставропольским плато.

Нанесенные на карту границы зон с различными категориями крупности наносов являются весьма ориентировочными в соответствии с наличием данных наблюдений и точности их определений. К сожалению, отсутствие данных не позволило распространить подобное районирование на всю территорию.

Кавказ. Состав взвешенных наносов, как и их сток, в условиях Кавказа в основном определяется литологическим составом коренных и осадочных пород, слагающих склоны гор и предгорья, в которые, как правило, глубоко врезаются в виде каньонов речные долины.

Помимо этого, на количество и крупность наносов горных рек сильно сказывается перемывание и взвешивание речным потоком отложившихся в русле продуктов выветривания с обнаженных от растительного покрова крутых склонов долин, а также скопления наносов, вынесенных со стороны притоков и прибрежных оврагов.

При всем разнообразии природных условий, влияющих на

крупность взвешенных наносов в условиях Кавказа, а также при влиянии на режим наносов имеющихся на реках регулирующих гидротехнических сооружений и забора воды на орошение все же намечается определенная закономерность в распределении рек по установленным нами категориям состава наносов.

Как и следовало ожидать, наиболее мелкие взвешенные наносы, относящиеся к *категории I*, имеют реки, протекающие в пределах предгорий и равнин северной части Кавказа: р. Кума, низовья р. Кубани и ее притоков (рр. Уруп, Белая, Пшеха и Убин), нижние притоки р. Терека (рр. Гизель-Дон, Сунжа, Аргун, Гудермес и др.).

Перечисленные притоки отличаются высокой мутностью воды по сравнению со смежными с ними реками, в частности р. Уруп при средней мутности в 1200 г/м^3 имеет наносов крупностью $< 0,05 \text{ мм}$ примерно 90%, тогда как на смежной с ней р. Большой Зеленчук при мутности в 222 г/м^3 количество мелкозема равно 51%, а на р. Лабе при мутности в 195 г/м^3 — 74%. При исключительно высокой мутности рр. Сунжи, Аргуни и Гудермеса процент фракций крупностью $< 0,05 \text{ мм}$ составляет 95%. Таким образом, с увеличением стока наносов относительное содержание мелких фракций увеличивается. Подобная зависимость объясняется наличием в этих районах сильно размываемых рыхлых четвертичных лёссовидных отложений (бассейн р. Терека) или черноземных выщелоченных почв (бассейн р. Кубани).

К *категории II* относятся в основном реки, протекающие в пределах северного и восточного склонов Большого Кавказского хребта (рр. Кубань и Терек), за исключением упомянутых выше притоков, а также бассейн р. Сулак, относящийся к *категории III*.

В восточной (сланцевой) части хребта на некоторое повышение крупности взвешенных наносов оказывает влияние наличие легко размываемых юрских пород и нижнемеловых отложений (глинистых сланцев, известняков и глин). Кроме того, этот район отличается резко выраженным горным континентальным климатом, способствующим проявлению интенсивных процессов выветривания и эрозии. Благодаря сочетанию данных условий со значительными осадками ливневого характера в восточной части хребта, в особенности на его южных склонах, имеют место селевые потоки, выносящие огромные количества наносов. Более высокая крупность наносов р. Сулака объясняется наличием мощного бурного течения потока и активным перемыванием больших скоплений гравелистых отложений в русле.

Реки остальной территории Кавказа, включая сюда южные склоны и западную часть Большого Кавказского хребта (за исключением р. Алазани, относящейся к *категории II*), склоны гор водораздела между большим и малым хребтами, склоны Малого Кавказского хребта, Армянское плато и район Ленкорани, в основном относятся к *категории III* и частично к *IV*.

К категории IV относятся верхняя часть бассейна р. Куры примерно до устья р. Большая Лиахви, а также отдельные бассейны рек северного склона Малого Кавказского хребта (рр. Дзорагет, Дебеда-Чай, Ганджа-Чай, Кюрак-Чай, Геран-Чай, Тергер и др.) и, наконец, реки Армянского нагорного плато (рр. Гилян-Чай, Ворюган, Акера, Кенжаба-Арю, Тангарю и др.).

Крупнозернистость наносов, характеризующаяся категориями III и IV, объясняется наличием в этих районах твердых пород и продуктов их разрушений — гранитов, гнейсов, туфогенных толщ и известняков (последние породы имеют широкое распространение на территории Армянского плато). Кроме того, на крупность наносов влияют облесенность местности и наличие в отдельных бассейнах рек огромного количества крупнозернистых песчаных отложений (р. Риони и др.).

Средняя Азия и Казахстан. Крупность взвешенных наносов рек Средней Азии и Казахстана в основном характеризуется категорией III.

На общем фоне отдельными пятнами вкраплены зоны и участки рек с крупностью наносов, относящейся к категориям II и IV.

Относительно высокая крупность наносов рек Средней Азии обусловлена, помимо физико-географических условий местности, в значительной мере многоводностью рек и большими скоростями течений потока, вызывающими интенсивное перемывание русловых отложений, размывы берегов и взвешивание потоком со дна наносов.

Как указывалось, горные хребты Средней Азии и Казахстана и многочисленные их отроги сложены изверженными породами, кристаллическими сланцами, известняками, грубозернистыми конгломератами. Склоны гор и водоразделы предгорий, как правило, перекрыты легко размываемыми продуктами выветривания, мощными толщами щебенчатых осей и морен. Почвы в высокогорной части горно-луговые, в предгорьях сменяются горно-степными, а по выходе из предгорий реки протекают в пределах пустынных степей, в легко размываемых лёссовых и суглинистых грунтах; обширные степные районы перекрыты развеваемыми и частично заросшими песками.

В связи с этим наиболее крупные наносы, относящиеся к категории IV, встречаются на горных реках — Большой и Малой Алматинке, Жокомерен (бассейн р. Нарына), в верховьях рр. Варзоба и Кафирнигана (бассейн р. Вахш), на рр. Шахимардан-Сай, Гава-Сай, Чаадак-Сай (район Ферганы), на реках, протекающих в юго-восточной части бассейна оз. Балхаш, и др. При этом многие из перечисленных рек отличаются частыми сезонными паводками и протекают в собственных наносных отложениях. К этой же категории рек относятся нижние участки рр. Бугунь и Талас.

Наоборот, к категории II относятся реки (или отдельные

участки их), протекающие в легко размываемых мелкозернистых грунтах, как, например, низовья рр. Сыр-Дарья и Аму-Дарья и участки рр. Ангрена, Чирчика и Келеса, протекающих в пределах предгорий в размываемых известняковых, глинистых и мергелистых грунтах, а в степной части — в глинистых и суглинистых. На уменьшении крупности наносов на нижних участках рек сказывается также частичное отложение крупных фракций, вызванное разделением потока на отдельные рукава и тем самым уменьшением скоростей течения.

К этой же категории относятся реки южной части Средней Азии — Мургаб, Теджен и Атрек, а также р. Кашка-Дарья; в районе Казахстана — рр. Сары-Су, Нура, Аягуз и др., протекающие в пределах Казахской складчатой страны, склоны которой сложены из элювиальных и делювиальных песчано-глинистых и щебенчатых отложений; в степной части реки протекают среди суглинистых и супесчаных грунтов. Ввиду того что в большую часть года расходы воды и скорости течения этих рек незначительны, размывающая и транспортирующая наносы способность потока их ограничена.

Сибирь и Дальний Восток. Крупность взвешенных наносов рек Сибири и Дальнего Востока изучена весьма слабо; имеющиеся данные до некоторой степени характеризуют только верховья отдельных рек, протекающих в зоне мутности, превышающей 100 г/м^3 .

К категории I относятся р. Обь (в районе г. Новосибирска) с притоком — р. Бердь, р. Бухтарма (приток р. Иртыша) и р. Шилка (приток р. Амура). Небольшая крупность наносов этих рек объясняется наличием плотных элювиальных грунтов, перекрытых выщелоченными деградированными черноземными и лесостепными серыми оподзоленными почвами, поддающимися интенсивным размывам, что сказывается также на значительной мутности этих рек.

К категории II относятся верхние участки рр. Туры и Тобола, расположенные в пределах Урала, а также рр. Иргиз и Эмба.

Относительно малая для горных рек Урала крупность наносов объясняется наличием плотных метаморфизированных пород, состоящих из кристаллических сланцев и кварцев, в которые врезаются русла рек. По мере выхода рек с восточных склонов Урала в Западно-Сибирскую низменность крупность наносов увеличивается до категории III. К категории II относятся также р. Обь (у г. Колпашева) и ее приток — р. Чулым, а на территории Дальнего Востока — верхнее течение р. Шилки и средний участок р. Зеи.

К категории III, помимо левобережных притоков р. Иртыша — рр. Ишима и Тобола с его притоками (без верхних участков), относятся рр. Селенга, Ингода (приток р. Шилки) и верховья р. Зеи. Реки Ишим и Тобол в южной части Сибирской низменности протекают среди глинистых, суглинистых, местами каме-

нистых почв, к северу переходящих к черноземным и частично заболоченным почвам. В бассейнах рр. Селенги и Ингоды широко распространены супесчаные и песчаные грунты, перекрытые серыми оподзоленными почвами; р. Зея протекает в элювиальных грунтах.

К категории IV относятся р. Барнаулка, протекающая в супесчаных и песчаных грунтах и отличающаяся резко выраженными размывами русла и исключительно высокой мутностью воды, а также р. Ангара.

Таким образом, анализ распределения по территории СССР крупности взвешенных наносов показывает, что в районах с наиболее активным проявлением склоновой эрозии и увеличением мутности рек крупность наносов становится меньше. Наоборот, с развитием русловой эрозии крупность наносов увеличивается, в особенности в тех случаях, когда скорости и транспортирующая способность потока значительны. Благодаря этим же причинам крупность наносов таких мощных равнинных рек с деформирующимся руслом, как Волга и Кама, оказывается весьма значительной, даже по сравнению с крупностью наносов горных рек.

В связи с этим можно считать, что крупность взвешенных наносов определяется условиями склоновой и русловой эрозии, в частности механическим составом грунтов и взвешивающей способностью потока.

§ 13. СЕЛЕВЫЕ ПАВОДКИ

Селями называют такие потоки, в которых насыщение взвешенными и влекомыми наносами настолько значительно, что законы движения, справедливые для жидкости, оказываются неприменимыми для столь ярко выраженной двухфазной среды.

Селевые паводки формируются на некоторых горных реках при интенсивных ливневых осадках, в отдельных случаях — в сочетании с таянием горных снегов. Сели обладают значительной скоростью и большой разрушительной силой.

В движении селевого потока наблюдается периодичность, выраженная в виде отдельных валов (волн), вызванных прорывами заторов, возникающих в узких и извилистых руслах горных рек. Образование заторов происходит от нагромождения передвигаемых потоком камней и прочего наносного материала в местах крутых поворотов реки или в результате обрушения склонов, береговых оползней и пр.

Характерно, что селевые паводки имеют место по преимуществу в горных районах Кавказа, Казахстана и Средней Азии, на реках и сухих логах с большими уклонами дна порядка 0,10—0,20 и крутыми склонами (до 45°), сложенными легко разрушающимися горными породами, не защищенными растительным покровом от воздействий выветривания, денудации и эрозии. На

Урале и на Алтае, горные массивы которых сложены более устойчивыми породами и облесены, селевых паводков не наблюдается.

Таким образом, для образования селевых паводков неизменными условиями являются:

1. Наличие в бассейнах горных рек соответствующих климатических и геологических условий, вызывающих отсутствие на склонах растительного покрова и в то же время благоприятствующих выветриванию горных пород, проявлению активных денудационных и эрозионных процессов, а следовательно, образованию на склонах и в руслах рек большого количества наносного материала.

В связи с этим образованию селей обычно предшествует засушливый период, способствующий накоплению в бассейне продуктов выветривания.

2. Прохождение в горах сильных, хотя бы и кратковременных ливней, обычно охватывающих небольшие площади, на которых происходит интенсивный поверхностный сток воды со склонов в русло. Поэтому селевые паводки наблюдаются только на небольших реках с площадью водосбора в несколько десятков и как предел в 100—150 км² и при наличии крутых склонов и больших уклонов рек. В отдельных случаях селевые паводки вызываются прорывами запруд, образовавшихся в русле от обрушения снежных лавин, ледниковых глыб, оползней, обвалов и пр. При прорыве запруд горный поток устремляется с большими скоростями, размывая на своем пути берега и русло, увлекая за собой камни, песок и прочий рыхлый наносный материал.

Селевые паводки, с точки зрения фракционного состава селевой массы, могут быть подразделены, согласно М. А. Великанову, на три типа: 1) грязевые, 2) грязе-каменные и 3) водно-каменные.

В селеях первого типа — *грязевых* — селевая масса представляет густую песчано-глинистую суспензию, зачастую содержащую в себе обрушившиеся при подмыве берегов деревья. При прекращении движения селевая масса медленно как бы застывает наподобие лавы. Сели этого рода типичны, например, для р. Ширин-Сай (левый приток р. Сыр-Дарья выше г. Беговата), поверхность водосбора которой состоит из легко размываемых песчано-глинистых и лёссовидных грунтов.

В селеях второго типа — *грязе-каменных* — селевая масса состоит как из взвешенных потоком песчано-глинистых частиц, так и из крупных наносов (галыка, щебень, вплоть до валунов). Передвижение валунов происходит прерывисто под действием удара в лобовой части паводочной волны, образующейся при прорыве временных заторов, и в результате вымыва из-под камней более мелкого материала.

При прекращении движения селевая масса также медленно застывает наподобие лавы. Взвешенные камни остаются при

этом внутри селевой массы, как в твердом теле, не успев опуститься на дно. В данном случае, как указывает С. С. Соболев, сказывается тиксотропия — способность песчано-глинистой суспензии быстро изменять свойства жидкого тела на свойства твердого тела под влиянием прекращения движения. Грязе-каменные сели характерны, например, для рек, стекающих с южного склона восточной части Главного Кавказа (Киш-Чай и др.), сложенного из легко поддающихся разрушению глинистых сланцев, песчаников и известняков.

Сели третьего типа — *водно-каменные* — отличаются от грязе-каменных селей значительно меньшим содержанием песчано-глинистых фракций и преобладанием более крупных включений. Тиксотропия у этого рода селей не наблюдается. Типичные водно-каменные сели наблюдаются на р. Чедар (около г. Ереван), поверхность водосбора которой сложена лавами, а русло загромождено гравием и валунами, а также в бассейне р. Алма-Аты.

При прохождении селевого паводка тип его может не оставаться постоянным, а переходить в другой. В качестве примера такого рода явления приведем описание селевого паводка 13/VIII 1887 г. на речке Фушон у Барсоловеты (Нижние Альпы), составленное подлесничим Шлюмбергером, сопроводившим свое описание соответствующими схематическими рисунками (рис. 80).

По описанию Шлюмбергера, лобовая часть селя представляла собой вертикальную стену, движущуюся с гор по руслу шириной в 25 м со скоростью около 1,5 м/сек.

Масса селя состояла из смеси земли и каменных глыб объемом, достигающим до 5—6 м³. Эти глыбы передвигались в головной части селя, наполовину опруженные в густую грязь (рис. 80 а и б). Встречая препятствия в русле, передвигающиеся камни задерживались и поглощались следующей за ними селевой массой, а временами тормозили ее передвижение. В этих случаях уровень селевого паводка поднимался до 7 м высоты, пока напором не преодолевались препятствия поступательному движению селя.

Вслед за камнями двигалась полужидкая масса глубиной до 4 м, состоящая из растворенного в воде мелкозема и отдельных камней.

На сравнительно ровной поверхности селя временами выступали отдельные камни (рис. 80 в). При подъеме уровня поперечный профиль селя оказывался выпуклым (рис. 80 е), а при понижении уровня — вогнутым (рис. 80 д).

За полужидкой селевой массой двигалась с большей скоростью жидкая часть селя, которая, опережая густую массу, протекала по ее поверхности (рис. 80 е). Жидкий поток носил волнообразный характер и увлекал с собой выступающие на поверхности селевой массы камни, которые сталкивались между собой и производили сильный прохот.

В конце селя поток осветлялся от наносов и протекал среди осевших в русле остатков прошедшего селя.

Приведенное описание показывает, что селевой поток, начавшийся и развивавшийся вначале как грязе-каменный, переходит затем в водно-каменный, и, наконец, в обычный паводок.

Гидрограф селевого паводка *грязевого типа*, так же как и обычного паводка, представляется большей частью обычной

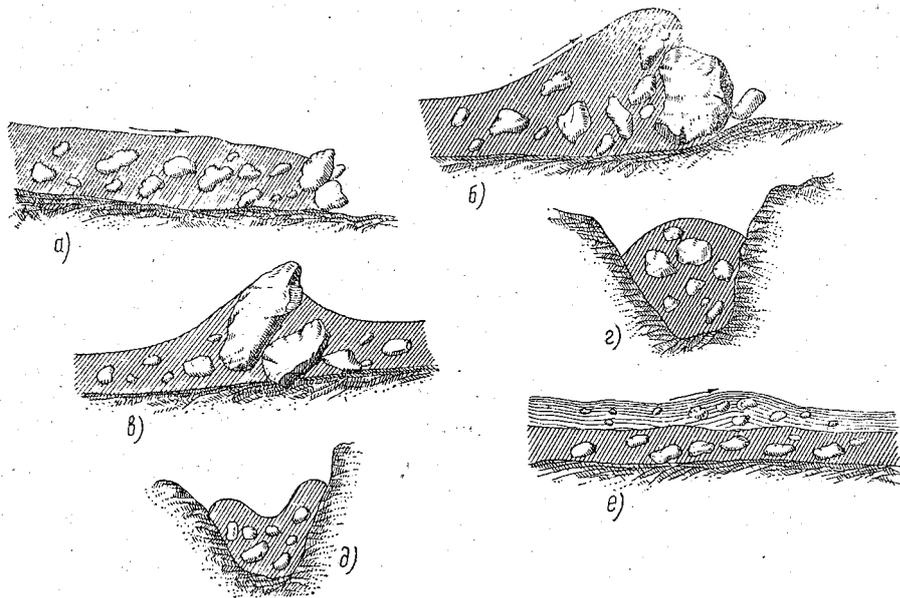


Рис. 80. Характер передвижения селевой массы и камней при селена р. Фушон (Нижние Альпы).

a, б — передвижение камней в головной части селя; *в* — выступающие на поверхности селевого потока камни; *г* — поверхность селевого потока при подъеме уровня; *д* — поверхность селевого потока при понижении уровня; *е* — течение жидкой части селя по густой массе селя.

волной (валом) и значительно реже в виде ряда волн, образующихся при прорыве заторов, возникающих перед искусственными сооружениями (мостами, подпорными сооружениями и пр.). Гидрограф грязе-каменного и водно-каменного селя, как правило, представляется в виде ряда следующих друг за другом волн, возникающих в результате прорыва образующихся в русле заторов. При прорыве заторов создаются огромные скорости с большой транспортирующей и разрушительной силой, являющиеся отличительной особенностью этого рода селей.

Число последовательных волн при прохождении грязе-каменных и водно-каменных селей в некоторых случаях может быть

велико и измеряться несколькими десятками. Так, например, при прохождении селя 8/VI 1921 г. на р. Малой Алматинке число валов, по отзывам очевидцев, достигало 80, а на р. Киш-Чай при прохождении селя 20, 21/VII 1901 г. — 12—16. Высота отдельных валов может колебаться в пределах нескольких метров (2—7 м и больше).

Прерывистость движения селя может быть следствием и других причин, а именно неравномерного во времени выпадения дождя по площади водосбора или различного времени добегающего потока с отдельных частей бассейна.

Селевые паводки, несущие большое количество наносов, хотя и обладают при тех же глубинах и уклонах меньшей скоростью, чем обычные паводки, но все же имеют большую скорость движения. По имеющимся весьма приближенным данным, полученным в результате расчета или косвенными способами, скорость селевых паводков выражается величинами порядка 2—5 м/сек, а при прорывах заторгов — до 10 м/сек. Более достоверные данные имеются для р. Киш-Чай. В 1936 г. на протяжении 13,5 км нижнего течения этой реки в ряде пунктов регистрировалось прохождение селевой волны. Средняя скорость передвижения селя оказалась равной 2,1 м/сек при уклонах 0,07—0,05. Уклоны порядка 0,05—0,06, согласно М. С. Гагошидзе, наблюдаются на конусах выноса прибрежно-каменных селей и, следовательно, они являются минимальными для движения этого рода селей.

Длительность селевых паводков, как и обычных ливневых паводков, заключается в пределах от нескольких минут до нескольких часов в зависимости от продолжительности ливня и времени добегающего. И. В. Боголюбова на основании литературных и архивных источников приводит следующие данные по продолжительности прохождения селей:

Продолжительность (часы)	1	1—2	2—4	4—6	12	24	и более
Абсолютное число случаев	17	66	27	13	4	14	
Проценты от общего числа случаев	12	47	19	9	3	10	

По этим данным видно, что наиболее часто встречающаяся продолжительность селевых паводков равна 1—2 часам.

Количество наносов, переносимых селевыми паводками, по имеющимся приближенным подсчетам, колеблется от 30 до 50% от общего объема селя, например:

р. Малая Алматинка (8/VII 1921 г.)	32%
р. Киш-Чай (28/VII 1936 г.)	55%
р. Гедар (25/V 1946 г.)	28%

Объемы наносов, вынесенных селевыми паводками, определенные приближенно путем замера отложений на конусах выноса или расчетов, приведены в табл. 50.

Из табл. 50 видно, что количество выносимого селем наносного материала с 1 км² бассейна измеряется тысячами и десятками тысяч куб. метров.

Таблица 50

Река	Бассейн реки	Площадь водосбора (к.м ²)	Дата	Объем выноса	
				м ³	м ³ /к.м ²
Хеладур-Дон	Терек	7	17/VIII 1953	90 000	13 000
Тели-Дон	"	24		45 000	1 900
Гимра-Дон	"	11		290 000	26 000
Десикоми-Дон	"	31		230 000	7 400
Эсикоми-Дон	"	12		300 000	24 600
Мнаиси-Дон	"	61		2 400 000	39 400
Бидара	"	28	22/VIII 1937	880 000	31 400
Чхери	"	30	17/VIII 1953	1 400 000	46 600
Дуруджи	Алазань	87	2/VII 1949	600 000	6 900
Белокан-Чай	"	120	IX 1932	372 000	3 100
Киш-Чай	"	100	28/VII 1936	2 175 000	21 750
	"	100	14/VIII 1955	3 000 000	30 000
Шин-Чай	"	223	14/VIII 1955	10 500 000	47 000
Дивичи-Чай	Аракс	150	14/VII 1951	1 400 000	9 340
Гедар	"	38	25/V 1946	494 000	13 000
Ордубад-Чай	"	42	20/VIII 1931	1 000 000	23 800
Малая Алматинка	Или	119	8/VII 1921	3 250 000	27 300
Азат-Баш-Сай	Чирчик	65	--	500 000	7 600
Сарке-Сай	"	5	--	25 000	5 000

Однако следует иметь в виду, что полученные таким способом относительные величины объемов выноса селевых паводков являются не вполне сравнимыми, так как при их расчете учитывалась вся площадь бассейна, а не ее активная часть, т. е. площадь, с которой непосредственно были вынесены наносы. Если учесть, например, что на р. Киш-Чай активная площадь достигает 25 км², на р. Белокан-Чай — 6 км², а на р. Ордубад-Чай — 12 км², то относительные величины выносов с 1 км² активной площади соответственно составят 87 200, 62 000 и 83 000 м³, т. е. величины примерно одного и того же порядка.

Фракционный состав селевых отложений разнообразен. Количество песчано-илистых частиц колеблется от 25 до 60% от общей массы наносов. Например,

р. Малая Алматинка (8/VII 1921 г.)	26 %
р. Гедар (25/V 1946 г.)	26 %
р. Киш-Чай (28/VII 1936 г.)	40 %
р. Белокан-Чай (IX 1932 г.)	50—60 %

Остальная масса состоит из крупнозернистых и валунно-галечных отложений. Наличие мелкозернистых частиц в селевой массе имеет большое значение, так как, повышая плотность массы, они повышают транспортирующую способность селевого

паводка за счет уменьшения в весе наносов в потоке с повышенной плотностью (см. гл. II).

Интересно отметить, что теоретически объем наносов, переносимых турбулентным потоком во взвешенном состоянии, согласно данным М. А. Великанова, не может превышать половины объема от водного потока (практически предел лежит несколько ниже — около 0,40—0,42). Если концентрация наносов превышает этот теоретический предел, то поток уже будет не в состоянии переносить их во взвешенном состоянии и будет представлять оплывину, т. е. полужидкое тело, движение которого подчиняется совсем иным зависимостям. В природных условиях относительный объем переносимых селом песчано-илистых частиц составляет для р. Гедар 0,07, р. Малой Алматинки — 0,11 и р. Киш-Чай — 0,18, т. е. около $\frac{1}{4}$ — $\frac{1}{2}$ указанного выше предела.

Более детальные сведения о фракционном составе селевых отложений приведены в табл. 51.

Таблица 51

Диаметр фракций (мм)	Содержание (%)	Диаметр фракций (мм)	Содержание (%)
р. Малая Алматинка (выносы прежних селей, шурф 12 м глубины на конце выноса)		р. Киш-Чай (сель 1936 г.) ¹	
< 0,1	12,4	< 0,001	3,5
0,1 — 0,25	4,3	0,001—0,005	6,3
0,25 — 0,50	4,5	0,005—0,01	3,2
0,50 — 1,0	5,1	0,01 — 0,05	15,8
1,0 — 3,0	5,6	0,05 — 0,25	10,6
3,0 — 5,0	3,0	0,25 — 1,00	0,6
5,0 — 7,0	3,1	Щебень, крупные камни	60
7,0 — 10,0	3,8		
10 — 20	4,0		
20 — 40	11,2		
> 40	8,7		
Валуны	34,3	Всего . . .	100
Всего . . .	100		

Н. И. Ситковский для селя 1932 г. по р. Белокап-Чай фракционный состав характеризует следующими данными: 1) илисто-песчаный материал 50—60%, 2) крупнозернистый материал 30—35%, 3) валунно-галечный материал 10—15%.

Отдельные крупные камни, встречающиеся в селевых отложениях, на некоторых реках доходят до грандиозных размеров.

¹ По глазомерному определению 60% отложенных наносов — крупные камни и щебень, 40% — грязевая масса, для которой определен фракционный состав.

Например, М. С. Гагошидзе указывает, что отдельные обломки скал объемом в 10—20 м³ в селевых отложениях рек южного склона восточной половины Главного Кавказского хребта обычное явление. Наибольший размер скалы, вынесенный селом р. Киш-Чай в 1931 г., составил 127 м³; при прохождении селя в 1937 г. в ночь на 26/VIII этот обломок был снесен на 600 м вниз по течению. Обломок скалы около 80 м³ был вынесен в 1901 г. селом горного потока Дуруджи.

На р. Малой Алматинке во время известного селевого паводка в 1921 г. объемдвигающихся камней доходил до 26 м³.

Объемный вес селевых отложений, по наблюдениям в естественном состоянии в шурфах на реках Закавказья (р. Киш-Чай и р. Тала-Чай в Нуха-Закатальском районе и р. Тана около г. Гори), колеблется в пределах 1,6—2,0 т/м³.

Фактических данных по объемному весу селевой массы не имеется. Если воспользоваться приведенной в главе II формулой по определению удельного веса селевой массы

$$\gamma_c = \gamma_b + \alpha(\gamma_n - \gamma_b),$$

где α — объем наносов, содержащихся в 1 м³ селевого потока; $\gamma_n \approx 2,65$ — объемный вес наносов (в плотном теле), то для р. Малой Алматинки при $\alpha=0,43$, $\gamma_c=1,7$ т/м³, для р. Киш-Чай при $\alpha=0,46$ $\gamma_c=1,76$ т/м³ и для р. Гедар при $\alpha=0,28$ $\gamma_c=1,46$ т/м³.

Максимальные секундные расходы селевых паводков, образующихся при прорыве заторов, могут в несколько раз превышать беззаторные максимумы и поэтому носят обычно катастрофический характер. Так, например, по расчету Д. Л. Соколовского, бытового максимум р. Малой Алматинки 1,0%-ной обеспеченности составляет около 100 м³/сек, между тем как максимальный расход при селевом паводке 1921 г., определенный по следам, достигал 800—900 м³/сек. Ввиду этого попытки определения максимального расхода селевых паводков аналитическим методом нельзя считать обоснованными, так как к селевому потоку гидравлические формулы неприменимы, как и формулы для определения скоростей по крупности наносов. Приближенные значения максимумов могут быть получены путем обследований на месте по меткам высоких вод, учитывая при этом возможный выплеск потока на берег на поворотах русла.

При прохождении селевого паводка русло потока претерпевает сильные деформации как в высотном, так и в плановом отношении; в одном месте поток отлагает наносы, в другом образует промоину. При следующем прохождении селя, а иногда и за период действия того же самого селя поведение потока резко меняется, и он начинает откладывать наносы там, где перед этим происходил размыв. При прохождении, например, селя 28/VII 1936 г. на р. Дамаргин (бассейн р. Киш-Чай) отметка дна русла, по М. С. Гагошидзе, поднялась на 2—3 м, а после прохождения селя 26/VIII 1937 г. дно русла было размыто на

протяжении 5—6 км на глубину от 5 до 8 м. Для водно-каменных потоков, имеющих в нижней части течения широкую долину, заполненную наносами всевозможных форм и размеров, весьма характерно блуждание потока на всю ширину долины.

Описание горизонтальных перемещений русла в селевой паводок в августе 1937 г. на р. Чхери (бассейн р. Терека) дано В. М. Мельниковым.

В. М. Мельников указывает, что р. Чхери меняла непрерывно свое русло: то она текла на правой стороне поймы, то вдруг оказывалась на ее левой стороне; при этом создавалось впечатление, что движется вся пойма, состоящая из валунов, песка и воды.

Направление же движения грязе-каменного селя (р. Киш-Чай), по данным М. С. Гагошидзе, на всех участках по выходе на широкую долину было почти прямолинейным; на поворотах селя оставлял следы с разностью в отметках 3—4 м между выпуклым и вогнутым берегами; в особо узких местах и на поворотах селя оставлял следы на высоте до 10 м.

Транспортируемые селем наносы отлагаются на конусе выноса, если поток не впадает в другой поток; в последнем случае выносы транспортируются далее другим потоком. Площадь конусов выноса некоторых горных потоков, стекающих с Главного Кавказского хребта, в отдельных случаях превышает 100 км². Уклоны на конусах выноса колеблются в пределах 0,04—0,06. Нередко конусы выносов селевых потоков, сливаясь с соседними, образуют сплошные отложения селевых выносов, весьма характерных, например, для южного склона восточной части Главного Кавказского хребта.

Характер движения селевого потока, а также наличие в селевом потоке большого количества мелких фракций (< 0,05 мм), придающих потоку вязкость и тем самым нарушающих свойство жидкой среды, исключают возможность применений к расчету селей обычных гидравлических зависимостей. Вопрос расчета селевых потоков пока не решен, недостаточно разработана и методика производства измерений основных элементов движения селевых потоков: уровней, скоростей, концентрации наносов и пр.

Сложность производства наблюдений за селями вызывается внезапностью их прохождения (обычно в ночное время), трудностью производства измерений и, наконец, разнообразием условий формирования селевых паводков и динамики их движения, зависящей от характера потока и состава передвигаемых им наносов.

В изучении селей значительную помощь может оказать применение кино съемки и искусственное воспроизведение селей в природных условиях путем специально созданных опытных водозаборных установок, создающих попуски паводочной волны. Подобные методы исследования в настоящее время применяются на гидрометстанции Медео в бассейне р. Малой Алматинки.

ГЛАВА IV

ОТЛОЖЕНИЕ НАНОСОВ В ВОДОХРАНИЛИЩАХ, В КАНАЛАХ И НА ПЕРЕКАТАХ

Установившийся режим движения наносов в речном потоке нарушается при возникновении в реке местных подпоров и вызванных подпором снижений скоростей течения.

Причинами возникновения в реке подпоров воды являются возводимые в реках плотины и чисто местные условия на участках перекатов, связанные с конфигурацией русла, вызывающие при прохождении высоких вод уменьшение продольных уклонов и скоростей.

§ 14. ОТЛОЖЕНИЕ НАНОСОВ В ВОДОХРАНИЛИЩАХ И КАНАЛАХ

Характер отложения наносов в водохранилищах. Величина и характер распределения отложения наносов в водохранилищах определяются:

- а) высотой создаваемого плотиной подпора воды, протяженностью водохранилища и его конфигурацией в плане;
- б) количеством и крупностью переносимых рекой наносов;
- в) проточностью водохранилища;
- г) степенью устойчивости берегов водохранилища разрушающему действию волн.

По своим очертаниям в плане водохранилища могут быть подразделены на два основных типа: 1) озерные и 2) русловые.

В свою очередь озерные водохранилища могут быть *чашеобразными* и *долинными*. Чашеобразные водохранилища обычно образуются на горных реках со значительными уклонами, а долинными — на равнинных реках с затопляемыми поймами. Характерным признаком озерных водохранилищ является резкий переход уровня реки к горизонтально подпертому зеркалу водохранилища, вследствие чего в верхнем конце бьефа сразу же происходит изменение скоростного режима потока; при этом чем

глубже водохранилище, тем быстрее происходит перераспределение скоростей и их снижение.

Если ширина зеркала водохранилища примерно соответствует ширине основного русла реки, то водохранилище отвечает русловому типу; при этом образующаяся от плотины кривая подпора плавно переходит к бытовому уровню реки, вследствие чего скорости потока вдоль бьефа изменяются постепенно, особенно если уклоны реки и ширина зеркала водохранилища незначительны.

В зависимости от распространения кривой подпора и его величины, а также проточности водохранилища меняется величина и характер отложений наносов. В водохранилищах озерного типа благодаря резкому переходу потока от естественного режима к подпертому происходит концентрированное отложение более крупных наносов ($d=0,25$ мм и выше) в верхнем конце бьефа в форме обычного конуса наносных выносов, наблюдающегося в устьях рек. На горных реках с переменным водным режимом конусы выноса приобретают вид дельты, в пределах которой меженный поток разбивается на ряд русел. Что касается более мелких наносов, то они в зависимости от снижения скорости в бьефе в какой-то части проносятся в нижний бьеф, а остальные в соответствии с их крупностью осаждаются на всем протяжении бьефа. В водохранилищах руслового типа, т. е. с более узким и вытянутым бьефом, отложения наносов в конце бьефа приобретают форму гряды.

После того как отложения в пределах гряды достигнут высоты, соответствующей предельной силе влечения потока, приносимые рекой донные наносы будут перекапываться по поверхности гряды и сваливаться по откосу в головной ее части. В то же время какая-то часть наносов, не достигая гребня гряды, будет отлагаться на вышележащем участке реки. В результате происходит медленное повышение речного русла за пределами распространения кривой подпора и постепенное передвижение гряды к плотине. На заполнение водохранилища крупными наносами оказывает сильное влияние его уровенный режим.

В связи со сработкой уровня перед весенним половодьем происходит перемещение места выклинивания кривой подпора в направлении к плотине, благодаря чему усиливается размыв поверхности гряды и перемещение ранее отложившихся наносов в направлении к плотине. По мере заполнения водохранилища водой участок выклинивания кривой подпора снова отдалится от плотины и в конце бьефа вновь создадутся условия для отложения наносов.

Таким образом периодически происходит передвижение к плотине донных наносов и завал мертвого объема водохранилища.

Необходимо заметить, что перемещение в реке места выклинивания кривой подпора в связи с регулированием уровня водохранилища должно сказаться на режиме перекаатов, расположен-

ных на этом участке. При прохождении паводков бытовые условия формирования перекатов не изменяются, т. е. перекаты будут намываться, тогда как размыв их при повышении уровня воды в водохранилище будет задержан, что создаст на верхних участках водохранилища неблагоприятные условия для судоходства.

На формирование отложений наносов в водохранилищах руслового типа большое влияние оказывает его конфигурация, так как местные сужения бьефа сказываются на режиме скоростей потока, а следовательно, и на осаждении наносов и их распределении по площади водохранилища.

Значительное количество взвешенных наносов осаждается в пределах затопляемых пойм, где условия осаждения наносов благодаря малым скоростям течений и глубинам более благоприятны.

Помимо отложений наносов, поступающих из основной реки и притоков, впадающих в водохранилище, значительный объем отложений образуется в результате отмирания водной растительности, илообразования, подмыва и обрушения берегов водохранилища. Подобные обрушения берегов могут принимать огромные размеры, в особенности когда берега крутые и подвержены размыву. Размывы берегов происходят в результате волнения, колебаний уровня и течений. Последние имеют также немаловажное значение при перемещении отложившихся на дне водохранилища рыхлых и легкоподвижных наносных материалов.

В результате перечисленных факторов, влияющих на занесение наносами водохранилищ и распределение отложений в пределах бьефа, поперечные сечения его приобретают сглаженную корытообразную форму за счет занесения углубленной части речного русла и заиления прибрежной полосы.

При очень мелких речных наносах в водохранилищах речного типа отложения распределяются более или менее равномерным слоем.

Процесс переформирования русла в подпертых бьефах достаточно полно изучен на небольших водохранилищах горных рек, которые заполняются наносами в сравнительно короткие периоды времени.

В водохранилищах, в которых паводочные расходы воды пропускаются без существенного подпора, отложения наносов, как правило, незначительны, во всяком случае не превышают 10—20% от годового стока наносов.

При низконапорных сооружениях отложения происходят в основном за счет донных наносов.

Что же касается влияния отложившихся в водохранилищах наносов на переформирование речного русла за пределами распространения подпора, то этот процесс протекает весьма медленно.

Приведем несколько примеров, иллюстрирующих процесс занесения водохранилищ наносами.

Пример 1. Водохранилище Боз-Су речного типа. Устройством в 1926 г. плотины уровень воды в реке был поднят примерно на 12 м. Вследствие подпора образовалось водохранилище общей емкостью около $1,66 \times 10^6$ м³, с подпором, распространившимся на 6 км вверх по реке. Уклон русла равен 0,002. Вследствие уменьшения скоростей потока (в 3–4 раза) в водохранилище происходило интенсивное отложение донных и взвешенных наносов. Бытовые скорости в реке были порядка 1 м/сек. За четыре года существования водохранилища, по данным исследований, проведенных в 1930 г., в нем отложилось наносов $0,82 \times 10^6$ м³, что составляет около 50% первоначального объема водохранилища.

Полученные в 1930 г. данные являются весьма ценными, так как дают не только распределение по крупности отложившихся вдоль бьефа наносов, но и изменение средних скоростей потока по сравнению с начальными.

На рис. 81 представлен общий план водохранилища и поперечные профили, а на рис. 82 данные, характеризующие отложения наносов вдоль бьефа, распределение скоростей и крупность состава отложений.

От плотины до поперечника 10 слой наносов, достигающий толщины 6–7 м, состоит почти исключительно из мелких фракций, $d < 0,25$ мм; только у поперечника 10 начинают появляться фракции крупнее 0,25 мм. Скорость течения на данном участке меняется от 0,1 до 0,3 м/сек. Верхний предел скорости относится к поперечнику 10. Выше поперечника 10 имеет место явно выраженное грядовое отложение более крупных донных наносов. На гряде вследствие значительного уменьшения площадей сечения наблюдается увеличение скорости потока от 0,3 до 0,7 м/сек, а начиная с поперечника 12 скорость достигает 0,9 м/сек, которая сохраняется до конца подпора. Соответственно увеличению скорости в верхнем участке бьефа крупность отложений увеличивается до 1 мм и более.

Таким образом, на протяжении гряды, особенно в верхней ее части, скорости воды близки к бытовым, т. е. равны 1 м/сек, что показывает на установившееся состояние русла. Дальнейшее заиление водохранилища должно происходить за счет заполнения наносами ближайших к плотине участков бьефа.

До 1930 г. заиление водохранилища происходило довольно равномерно по всей длине бьефа.

Характерным является одностороннее заиление сечений на извилинах русла (см. поперечники 6, 9, 15 и 16).

Таблица 52 дает примерное соотношение в размерах крупности частиц, находящихся в отложениях.

Т а б л и ц а 52

Диаметр частиц (мм)	Объем отложений	
	% от общего количества	м ³
Галька (между поперечниками 23–21)		
2–5	1,10	8 976
1	2,02	16 484
1–0,5	8,34	68 060
0,5–0,25	15,68	127 958
<0,25	72,60	592 462
Органические вещества	0,26	2 122
Сумма	100,00	816 062

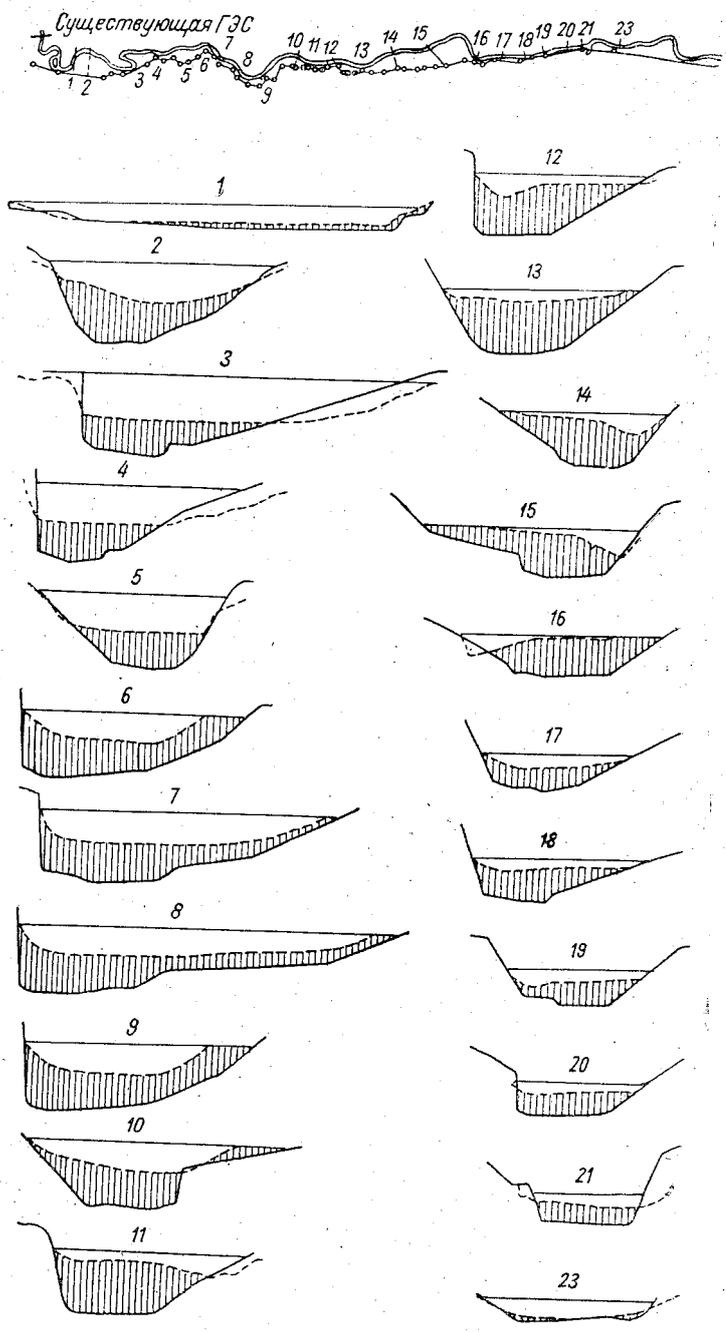


Рис. 81. План водохранилища Боз-Су и поперечные профили с показанием зоны заиления.

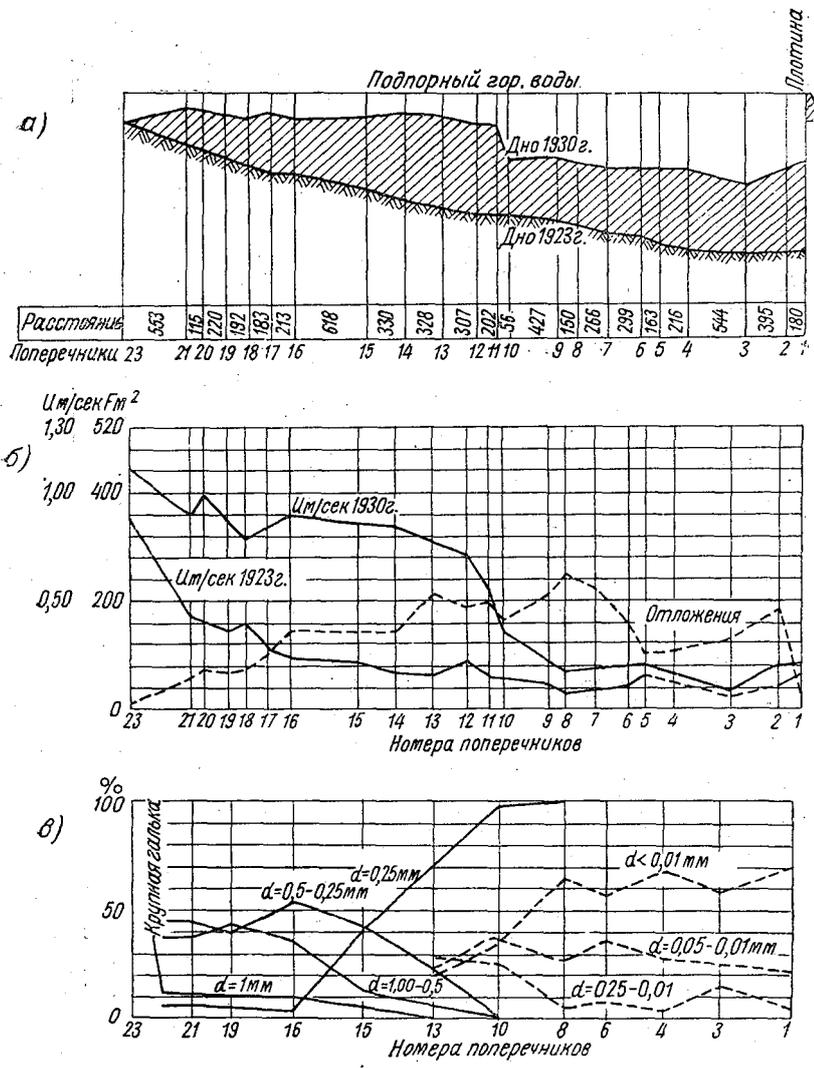


Рис. 82. Продольный разрез отложений наносов в водохранилище Воз-Су и кривые, характеризующие скорости течения и крупность отложений.

а — продольный разрез отложений наносов в водохранилище; *б* — изменение скоростей и отложений по длине водохранилища; *в* — кривые, характеризующие крупность отложений.

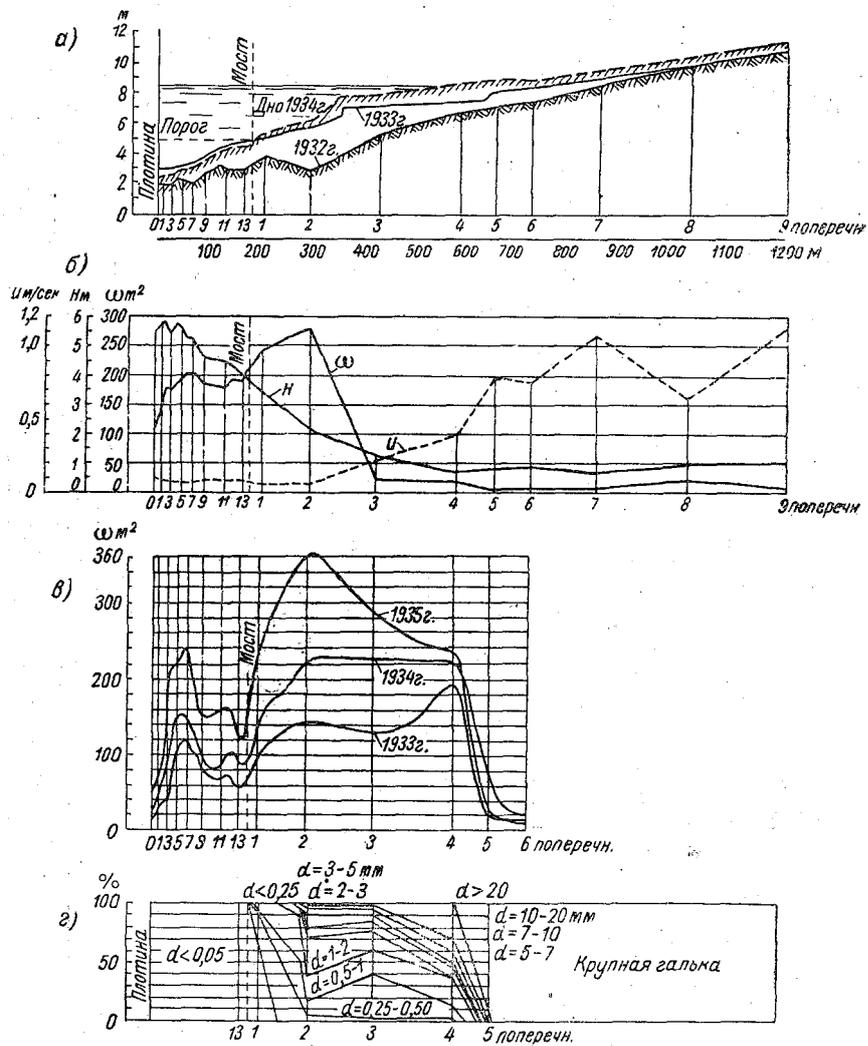


Рис. 83. Продольный разрез отложений наносов в водохранилище ДзораГЭС и кривые, характеризующие скорости течения и крупность отложений. а — продольные разрезы отложений наносов в водохранилище; б — графики изменений гидравлических элементов потока при $Q = 130 \text{ м}^3/\text{сек}$ (1932 г.); в — графики, характеризующие отложение наносов в водохранилище; г — кривые, характеризующие крупность отложений.

Пример 2. Водохранилище ЗаГЭС. Расположено при слиянии двух горных рек. Подпор от плотины распространяется на 2,5 км в широком пойменном русле одной реки и примерно на 7,5 км в узком ущелье другой.

Общий объем водохранилища при отметке уровня 14,60 м составляет $W=12 \times 10^6$ м³. Водосборная площадь равна 20 500 км². В зависимости от конфигурации русла отложения наносов в суженной части водохранилища происходят в виде гряды, а в расширенной — в виде дельты.

Надвигающаяся к плотине гряда наносов в головной своей части содержит песок и частично гальку диаметром от 2 до 3 см. В зоне выклинивания подпора крупность отложений достигает 15—20 см. При меженных расходах на поверхности гряды откладывается небольшой слой илстых отложений. В 1930 г. скорость при одном и том же расходе в конце подпора была равна 1,03 м/сек, а ближе к плотине у слияния рек — 0,31 м/сек. Величина скорости потока при прохождении паводков не измерялась.

В широком русле к 1932 г. донные наносы заполнили все пространство, начиная от зоны выклинивания подпора до слияния с другой рекой. Устьевая пойменная часть представляет собой дельту, по которой протекает река, раздробленная на отдельные рукава. Основная масса отложений — пески, частично галька и мелкие илстые фракции; в конце подпора — крупные гальки. За 6 лет дельта продвинулась в пределах подпора на 2 км, т. е. примерно со скоростью 300 м/год.

Вблизи плотины, на правобережном участке водохранилища, наблюдаются отложения илстых частиц, которые происходят вследствие поворота главного течения реки к левому берегу. Можно считать, что за 6 лет существования водохранилища оно заняло на 60% от первоначального объема.

В настоящее время процесс заиления водохранилища закончился. Наблюдается повышение отложений наносов за пределами подпертого участка.

Пример 3. Водохранилище ДзораГЭС. Расположено на горной реке. Расходы воды колеблются от 4,5 до 500 м³/сек. Сток наносов в среднем за год составляет около $0,4 \cdot 10^6 \div 0,5 \cdot 10^6$ т. При этом значительная масса наносов поступает в водохранилище со стороны небольшого притока. Общая площадь водосборного бассейна составляет 1450 км².

Река протекает в глубоком каньоне, образующем перед плотиной широкую котловину длиной в 2 км. Водохранилище образовано плотиной высотой в 6,5 м; объем водохранилища около $0,27 \cdot 10^6$ м³. За период с 1932 по 1935 г. включительно объем водохранилища за счет отложения наносов уменьшился на 65%.

Отложившиеся в водохранилище наносы представляют собой ступенчатую дельту, состоящую из гальки и крупного песка; пойменные участки и часть водохранилища между плотиной и мостом занесены илом.

На рис. 83 представлено распределение отложений наносов в бьефе и данные по скоростям и механическому составу отложений.

Заполнение чаши водохранилища происходит главным образом за счет отложений крупных наносов. Благодаря отложению наносов в верхней части бьефа наблюдается значительный подъем уровня воды за пределами первоначального распространения кривой подпора.

Средний уклон русла в пределах водохранилища $I \cong 0,004$.

Пример 4. Водохранилище Кварто. Состоит из двух рукавов, имеющих длину по 3 км, образованных р. Савио и ее притоком р. Ла-Пара; твердый сток в среднем за 7,7 лет составляет около $0,33 \cdot 10^6$ м³. Основные данные, характеризующие речной сток и заиляемость водохранилища, помещены в табл. 53.

Сопоставление нанесенных на плане водохранилища поперечников, представленных на рис. 84, показывает, что заиление водохранилища по длине бьефа происходит весьма равномерно; при этом в верхней части водохранилища поперечники по своему очертанию примерно соответствуют старому руслу, у плотины новые профили становятся совершенно плоскими. Выравнивание дна бьефа в основном происходит за счет отложения наносов и подмыва берегов. Обрушение берегов происходит при спусках воды из

Таблица 53

Рукав	Водо- сборная площадь (км ²)	Период наблюдений	Число лет	$Q \cdot 10^6$ м ³ /год	Отложение наносов $\Sigma R_i \cdot 10^6$ м ³
Савио	138,5	1925—1932	7,7	96	1,620
Ла-Пара	76,7	1925—1932	7,7	59	0,740
Сумма	215,2	—	7,7	155	2,360

водохранилищ. При широких и неглубоких водохранилищах занесению углубленной части русла будет способствовать также передвижка отложившихся наносов, вызванная волнением воды в озере.

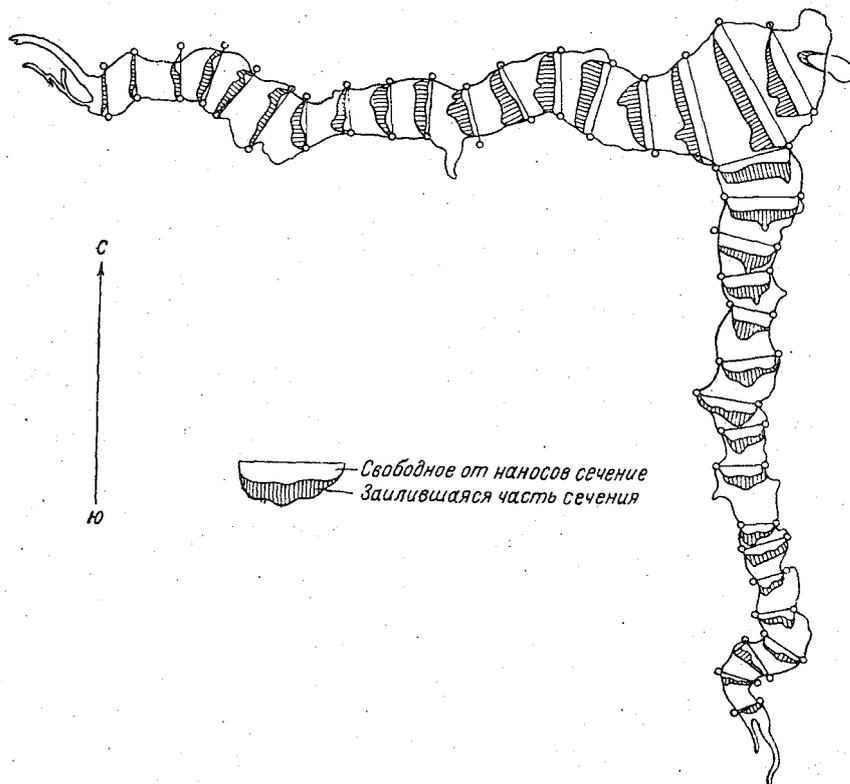


Рис. 84. План водохранилища Кварто с нанесенными поперечниками до и после заиления.

В результате повторных съемок отдельных рукавов водохранилища в начале постройки плотины в 1925 и в 1933 гг. установлено, что при максимальном подпоре вследствие обвала берегов площадь зеркала, равная

приблизительно $872\,750\text{ м}^2$, увеличилась на $14\,056\text{ м}^2$, или на $1,6\%$; обвал берегов в объемных единицах составляет $55\,000\text{ м}^3$.

Интересны данные, полученные в результате измерения мутности воды в различных по глубине точках щитовых отверстий плотины. Так, например, на глубине 2 м мутность равнялась $108,3\text{ г/м}^3$, 4 м — $161,5\text{ г/м}^3$, 6 м —

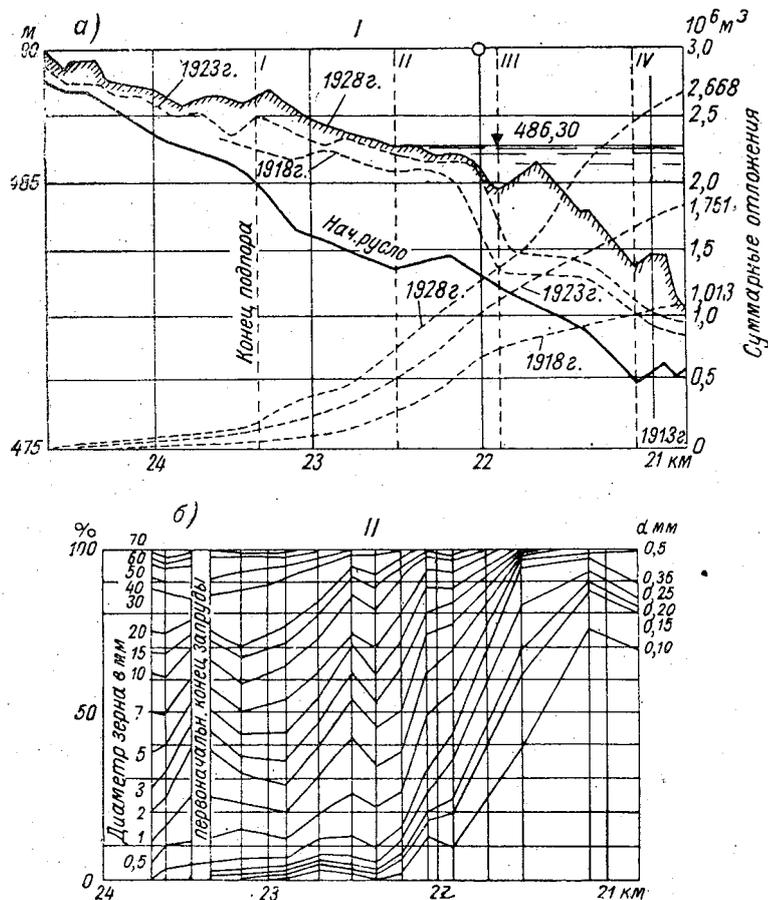


Рис. 85. Продольный разрез отложений наносов в водохранилище Заалах и их крупность.

а — продольные разрезы отложений наносов в водохранилище и суммарные кривые объема отложений; *б* — кривые, характеризующие крупность отложений.

$168,1\text{ г/м}^3$, а в отводящем канале — всего 32 г/м^3 . Таким образом, измерения подтверждают, что насыщенность потока в нижних слоях водохранилища значительно больше по сравнению с поверхностными слоями.

Пример 5. Водоохранилище Заалах. Относится к озерному типу, причем образовавшееся при подпоре озеро длиной $2,65\text{ км}$ в средней своей части сужается, наибольшая ширина озера достигает 470 м . Площадь зеркала равна $837\,500\text{ м}^2$.

Из продольного разреза водохранилища, представленного на рис. 85, видно, что отложение наносов распространялось вверх по течению реки,

за пределы первоначальной кривой подпора: с 1913 по 1918 г. на расстояние 760 м, а с 1918 по 1928 г. оно продвинулось еще на 600 м. Количество отложений наносов выше первоначального конца подпора следующее: с 1913 по 1918 г. — 40 000 м³, к 1923 г. — 110 000 м³, а к 1928 г. — 150 000 м³. Следовательно, в среднем за год отлагалось до 10 000 м³. При этом слой отложений в 1928 г. равнялся 3 м.

По продольным профилям и кривым объемов отложений наносов можно видеть, что вначале наиболее интенсивное заиление происходило в верхней и средней расширенных частях водохранилища, после чего заиление распространилось и на нижнюю часть бьефа. В последние годы заиление происходит вблизи плотины и на участках реки за пределами распространения кривой подпора. На передвижение наносов к плотине оказывает влияние сравнительно большая скорость течения в водохранилище.

На рис. 85 б представлен график механического состава отложившихся наносов по длине водохранилища, полученный в результате шурфования дна русла в 1928 г. Из графика видно, что, начиная от 24,00 до 22,65 км,

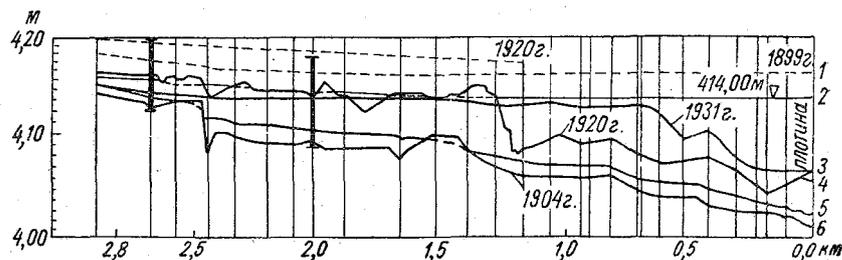


Рис. 86. Продольный разрез отложений наносов в водохранилище Штейердурхбрух.

Верхняя пунктирная линия — горизонт в паводок 1920 г.; 1 — подпертый горизонт воды в межень 1931 г., примерно совпадающий с естественным уровнем паводка 1899 г.; 2 — подпертый горизонт в межень 1920 г.; 3 — отложение наносов к 1931 г.; 4 — отложение наносов к 1920 г.; 5 — естественный уровень в межень 1904 г.; 6 — дно реки в 1904 г. до постройки плотины.

крупный гравий постепенно исчезает, но зато увеличивается процент мелкозернистого гравия и песка. С 22,65 км к плотине количество гравия быстро уменьшается, а от 22,00 км встречаются только песчаные наносы диаметром от 0,50 до 0,10 мм и мельче. В нижней части водохранилища, несмотря на суженность бьефа, количество отложившегося песка $d < 0,1$ мм и ила составляет около 70%. По произведенным Шрейтмюллером и Эксле подсчетам, отложения в водохранилище (к 1928 г.) состояли из одной части гравия (до 3 мм) и трех частей песка и ила. Средний уклон русла в пределах водохранилища $I \cong 0,0005$. Высота подпора у плотины колеблется от 17,8 до 18,5 м.

Пример 6. Водоохранилище Штейердурхбрух, длина 2,8 км, образовано плотиной высотой 12,5 м, относится к речному типу. На рис. 86 представлен продольный разрез водохранилища, из которого отчетливо видно передвижение гряды и распространение отложений выше подпертого горизонта. По сведениям Зингера, за период с 1908 по 1920 г. в водохранилище отложилось 517 000 м³ наносов, из которых 317 000 м³ донных и 200 000 м³ взвешенных, осевших на участке, примыкающем к плотине. Кроме того, около 100 000 м³ донных наносов отложилось за пределами кривой подпора. За время с 1920 по 1925 г. средняя скорость передвижения гряды составляла 70 м/год, а с 1925 по 1931 г. — 50 м/год; при этом отметка поверхности гряды в общем оставалась постоянной, с весьма незначительным снижением к гребню. Горизонт воды в конце подпора над поверхностью

гряды заметно повысились. Так, например, разница в горизонтах воды межпериодных расходов в 1931 г. по сравнению с 1920 г. составляет около 1 м. Средний уклон русла в пределах водохранилища $I \cong 0,004$.

Примеры заиленных водохранилищ показывают, что в результате отложения руслоформирующих (донных) наносов в водохранилище поступление их в нижний бьеф прекращается, благодаря чему при сбросах воды через щитовые отверстия плотины будет происходить размыв русла. При этом углубление русла будет продолжаться до тех пор, пока скорости потока окажутся меньше предельных (размывающих) скоростей, соответствующих крупности слагающих русло наносов. Характер размыва русла можно видеть на примере нижнего бьефа водохранилища Еттенбах.

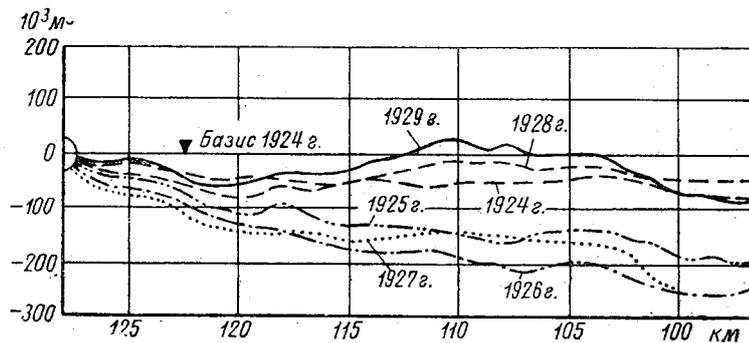


Рис. 87. Интегральные кривые размыва русла р. Инн в нижнем бьефе водохранилища Еттенбах.

бах на р. Инн, изображенном на рис. 87. Из сопоставления интегральных кривых размыва можно видеть, что начиная с 1926 по 1928 г. происходило постепенное восстановление русла за счет выноса наносов со стороны верхнего бьефа, который к тому времени оказался сильно заиленным.

Расчет заиления водохранилищ. Показателем интенсивности заиления водохранилищ может служить отношение объема водохранилища W к годовому стоку наносов R_r , выраженному в объемных величинах. На основании имеющихся данных по

Таблица 54

$\frac{W}{R_r}$	Годичное отложение $\frac{R_0}{W}$ 100%	$\frac{W}{R_r}$	Годичное отложение $\frac{R_0}{W}$ 100%
1000—200	< 0,5	20—10	5,0—10,0
200—100	0,5—1,0	10—5	10,0—20,0
100—50	1,0—2,0	5—1	20,0—100
50—20	2,0—5,0		

значительному количеству водохранилищ нами установлено, что количество отлагающихся в течение одного года наносов R_0 в процентах от объема водохранилищ выражается величинами, приведенными в табл. 54.

Приведенные в табл. 54 величины в первом приближении дают представление о долговечности службы водохранилищ, если известен их объем и годовой сток наносов.

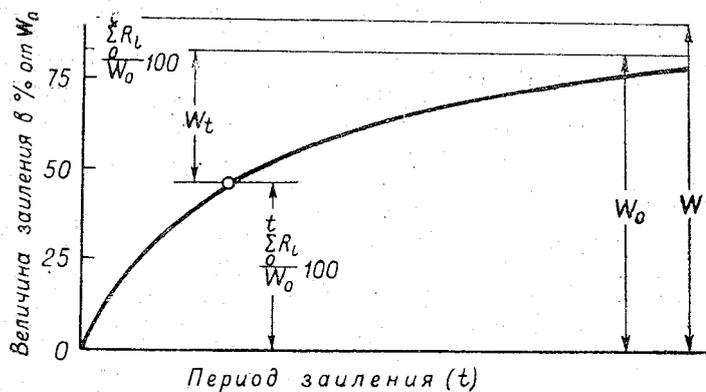


Рис. 88. Схема заиления водохранилища с течением времени.

Переходя к определению продолжительности заиления водохранилищ, введем следующие обозначения:

W — первоначальный объем водохранилища до нормального подпорного уровня;

W_0 — предельный объем отложившихся в водохранилище наносов, соответствующий установившемуся режиму движения наносов в пределах водохранилища, при котором дальнейшее отложение наносов в водохранилищах прекращается;

$\sum_0^t R_i$ — объем наносов, отложившихся в водохранилище за период времени t лет;

W_t — объем водохранилища, оставшийся свободным от отложений наносов по истечении времени t лет от начала заиления.

Как показывают фактические данные наблюдений, значение величины W_t уменьшается по мере заполнения водохранилища наносами, следуя общему виду уравнения

$$W_t = W_0 a^t, \quad (4,1)$$

где a — параметр, меняющийся для различных водохранилищ от 0 до 1.

Уравнение (4,1), предложенное Ортом (рис. 88), преобразовано нами применительно к расчету заиления водохранилищ.

Обозначая

$$W_t = W_0 - \sum_0^t R_i$$

и подставляя в уравнение (4,1), получим

$$W_0 - \sum_0^t R_i = W_0 a^t,$$

или

$$\frac{W_0 - \sum_0^t R_i}{W_0} = a^t,$$

откуда

$$1 - \frac{\sum_0^t R_i}{W_0} = a^t. \quad (4,2)$$

При $t=1$ году

$$1 - \frac{R_0}{W_0} = a,$$

или

$$1 - a = \frac{R_0}{W_0} = \frac{1}{\frac{W_0}{R_0}}, \quad (4,3)$$

где R_0 — отложения первого года.

Из уравнения (4,3) следует, что величина $1 - a$ является характеристикой относительного заиления водохранилища в течение первого года и находится в гиперболической зависимости от показателя аккумуляющей способности водохранилища.

По уравнению (4,3) нами построена номограмма, позволяющая по величине $\frac{W_0}{R_0}$ определить продолжительность различной стадии заиления водохранилища. Номограмма помещена на рис. 89, где указана также схема пользования ею.

Данная схема расчета, базирующаяся на фактических натуральных наблюдениях, наглядно подтверждается на примерах заиления водохранилищ Заалах, Ля-Гранж, Зуни, Чабот, Мак-Милан и Рузвельт, приведенных на рис. 90.

Для использования номограммы при расчете продолжительности заиления водохранилищ необходимо знать R_0 — величину отложения наносов в водохранилище в первый год его заиления и W_0 — предельный объем наносов, отложившихся в водохранилище.

Для предварительных расчетов R_0 и W_0 нами рекомендуются следующие зависимости:

$$R_0 = R \left[1 - \left(\frac{\omega_p}{\omega_n} \right)^n \right] \quad (4,4)$$

и

$$W_0 = W \left[1 - \left(\frac{\omega_p}{\omega_n} \right)^m \right], \quad (4,5)$$

где R — расчетный годовой сток наносов; W — полный объем водохранилища; ω_n — поперечное сечение бьефа на ближайшем к плотине участке; ω_p — поперечное сечение реки в бытовых условиях (до постройки плотины) при расходе воды, равном $\frac{3}{4}$ от расчетного Q_{\max} ; m — показатель степени в формуле (4,5), равный 1,7; n — показатель степени в формуле (4,4), меняющийся от 1 до $\frac{1}{3}$ в зависимости от продольного уклона реки или от протяженности водохранилища, поскольку отложение наносов в бьефе определяется не только изменением скорости течения или соотношением площадей живых сечений потока до и после сооружения плотины, но и протяженностью пути, на котором происходит осаждение наносов. При продольном уклоне реки до 0,0001 n изменяется от 1 до 0,8; при уклоне от 0,0001 до 0,001 — от 0,8 до 0,5; при уклоне от 0,001 до 0,01 — от 0,50 до 0,33. Помимо всего, на величину показателя n влияет степень зарегулированности водохранилищем паводочных вод и величина расходов донных наносов в реке.

При проектировании водохранилищ приходится производить расчет не только продолжительности их заиления, но и распределений отложений по площади водохранилищ. Это делается в целях проектирования будущих дноуглубительных работ в пределах зоны выклинивания подпора и на подходах судов к прибрежным причалам и портам-убежищам. Кроме того, распределение отложений по крупности состава наносов имеет большое значение для будущего рыбного хозяйства в водоеме.

Многообразие природных факторов, способствующих образованию наносного материала, поступающего в водохранилища, сложность гидравлики потока, зарегулированного водохранилищами, наличие волнения, стонно-нагонных явлений и пр. и, наконец, точность исходных материалов допускают возможность применения упрощенных схем для расчета отложений наносов в водохранилищах.

Для приближенного определения расстояния от начального (верхнего) створа до створа, где частица наносов той или иной крупности оседает на дно, принимается зависимость

$$L = tu_{cp} = \frac{h}{v'} u_{cp}, \quad (4,6)$$

где h — средняя глубина потока в бьефе между начальным и последующим створами; u_{cp} — средняя скорость потока между

этими же створами; v' — скорость осаждения взвешенных в турбулентном потоке частиц данной крупности; t — время осаждения частиц по глубине потока.

В данной зависимости принимается полная глубина и средняя скорость между двумя смежными сечениями и расчет ве-

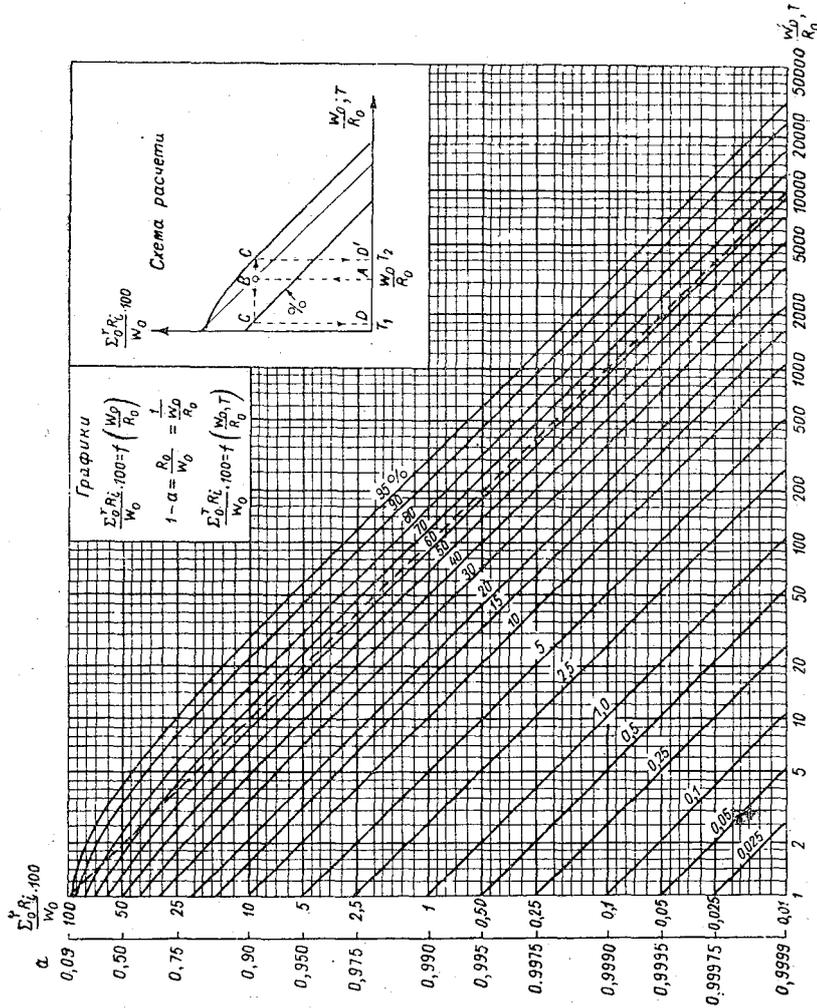


Рис. 89. Расчетный график для определения продолжительности заиления водохранилища.

дется для крайних значений крупности наносов каждой фракции.

При переходе от одного створа к другому должно учитываться как количество ранее отложившихся наносов в пределах предыдущих участков, так и распределение оставшихся в потоке наносов между руслом и поймой, принимаемое пропорциональным распределению расходов воды в расчетном створе.

Предлагаемая схема расчета базируется на осредненных гидравлических элементах потока и равномерном распределении наносов и их фракционного состава в расчетных створах бьефа.

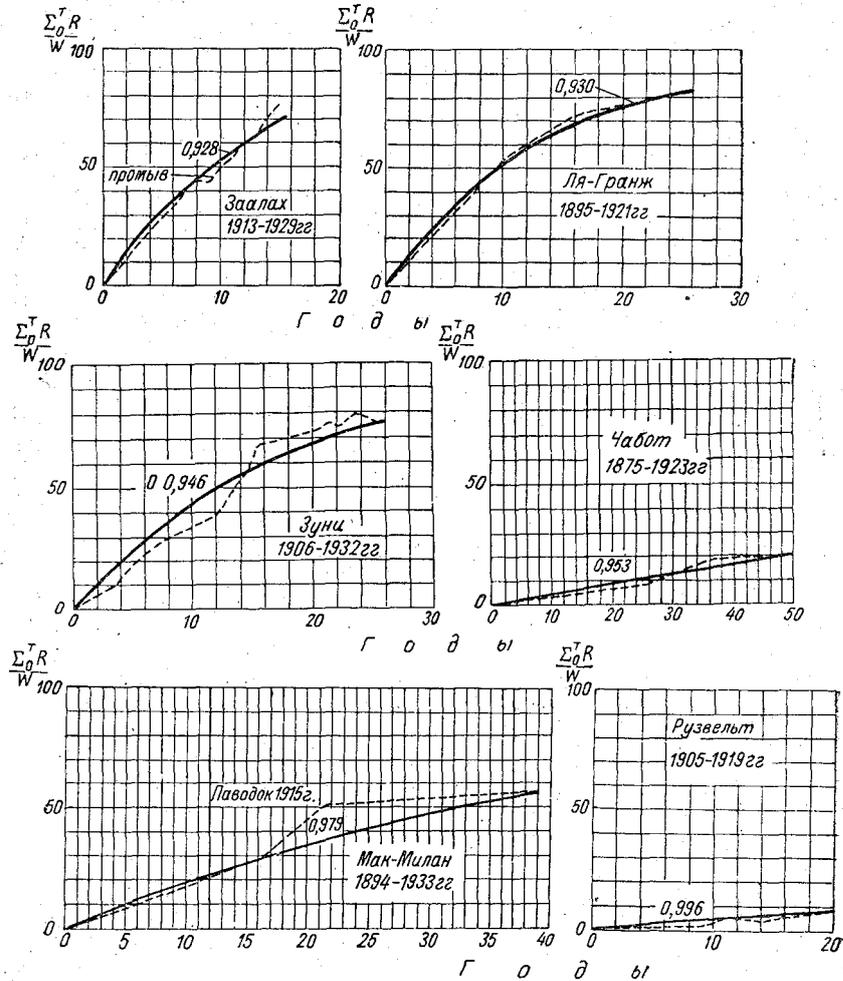


Рис. 90. Интегральные кривые, характеризующие заилнение водохранилищ Заалах, Ля-Гранж, Зуни, Чабот, Мак-Милан и Рузвельт.

Для определения скорости осаждения частиц в водохранилище нами предлагается зависимость

$$v' = au_{cp} + b, \quad (4.7)$$

которая графически представлена на рис. 91.

Из рис. 91 видно, что при $u_{\text{ср}}=0$ $v'=w$, т. е. при нулевом значении поступательной скорости потока скорость осаждения наносов равна гидравлической крупности, откуда следует, что в формуле (4,7) $b=w$. Далее, предположим, что $u_{\text{ср}}=u_{\text{пр}}$, т. е. средняя скорость потока равняется некоторой скорости, при которой наносы данной крупности находятся в потоке во взвешенном состоянии, т. е. при $v'=0$. Подставляя полученные значения в формулу (4,7), будем иметь

$$0 = au_{\text{пр}} + w,$$

откуда

$$a = -\frac{w}{u_{\text{пр}}}.$$

В результате формула (4,7) примет следующий вид:

$$v' = w \left(1 - \frac{u_{\text{ср}}}{u_{\text{пр}}} \right). \quad (4,8)$$

Значение предельной скорости $u_{\text{пр}}$ может быть определено по формуле Шамова

$$u_{\text{пр}} = 3,83d^{\frac{1}{3}}h^{\frac{1}{6}}.$$

Значение гидравлической крупности наносов w определяется по шкале Архангельского.

Для того чтобы иметь возможность использовать приведенную выше зависимость для подсчета количества отложившихся в водохранилище наносов и изменения отметок дна водоема, необходимы следующие данные:

1. Расчетный гидрограф расходов воды, график колебания уровня водохранилища и скорости в расчетных сечениях верхнего бьефа.
2. Хронологический график изменения расхода наносов и granulометрический состав наносов.
3. Геоморфологические и топографические характеристики водохранилища.

При переходе от весового количества осевших наносов к их объему необходимо знать объемный вес наносов в отложениях при естественном их уплотнении.

Ввиду того что объем пор в отложениях зависит от механического состава наносов, глубины водотока, в котором они осаждаются, и продолжительности отложений, при практических расчетах для уплотненных отложений взвешенных наносов (ила, мелкозернистого песка) объемный вес можно в среднем принять 0,80—1,00 т/м³; для донных наносов (крупного песка, гравия), поры которых заполнены тонким материалом, — 1,3—1,5 т/м³ и, наконец, для мало уплотненных илистых отложений — 0,5 т/м³.

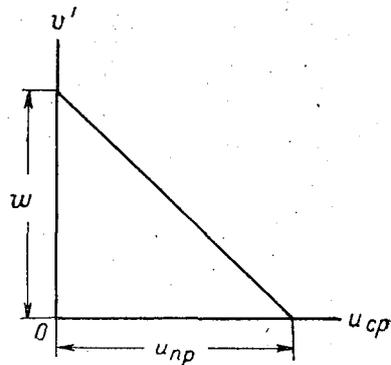


Рис. 91. Соотношение между средней скоростью потока и скоростью осаждения частиц

После того как состав отложений наносов в водохранилище будет установлен, переход от весового количества наносов к объему отложений получим по формуле

$$V = \frac{\Sigma R}{\gamma_d \alpha_1 + \gamma_b \alpha_2} \text{ м}^3, \quad (4,9)$$

где γ_d — объемный вес донных наносов, γ_b — объемный вес взвешенных наносов, α_1 — процент донных наносов в отложениях, α_2 — процент взвешенных наносов в отложениях, ΣR — вес отложившихся на расчетном участке водохранилища наносов.

Порядок расчета отложений наносов в водохранилище примерно следующий.

Поступление речных наносов к водохранилищу в течение года резко меняется как в количественном отношении, так и по крупности и примерно соответствует гидрографу расходов воды, который в свою очередь характеризует изменение гидравлических элементов потока в водохранилище, поэтому расчет отложений наносов производится по отдельным характерным периодам года, с учетом попусков воды из водохранилища. Для каждого из установленных периодов года принимаются осредненные расчетные расходы воды и наносов и подсчитывается сток наносов по отдельным фракциям. После каждого периода, если отложившиеся за период наносы существенно сказываются на изменении поперечных сечений бьефа, определяются новые скорости и глубины для последующего расчетного периода в соответствии с произошедшими деформациями.

Так производится расчет отложений за весь год и повторяется для последующих лет до момента, когда отложения наносов прекратятся, т. е. наступит предельное состояние заиления водохранилища.

В процессе заиления наблюдается, что на вышележащих участках бьефа отложения могут достигать такой высоты, что средние скорости потока в отдельные периоды года окажутся больше предельных скоростей u_0 , при которых будет происходить размыв и перемещение донных отложений в направлении к плотине. Определение глубины размыва производится по формуле (2,44) с заменой предельной размывающей скорости u_0 средней скоростью u_{cp} потока

$$u_0 = u_{cp} = 6,0 d^{\frac{1}{3}} h^{\frac{1}{6}},$$

откуда

$$h = \frac{u_{cp}^6}{46\,656 d^2}, \quad (4,10)$$

где d — диаметр наибольшей фракции в составе донных отложений.

Взамен смытых отложений поступают более крупные донные наносы, при которых высота отложений, согласно формуле (4,10), увеличится.

Расходы донных наносов в расчетных створах ориентировочно определяются по одной из формул Шамова в зависимости от состава наносов

$$G = 0,95 \sqrt{d} \left(\frac{u}{u_{0,н}} \right)^3 (u - u_{0,н}) \left(\frac{d}{h} \right)^{\frac{1}{4}} \text{ кг/сек м,}$$

или

$$G = k \sqrt{D^2} \left(\frac{u}{u_{0,н}} \right)^3 (u - u_{0,н}) \left(\frac{d}{h} \right)^{\frac{1}{4}} \text{ кг/сек м.}$$

В данном случае скорости и глубины на вертикалях в этих формулах заменяются средними значениями для всего сечения, как это принимается при расчете отложений взвешенных наносов. Для получения полного расхода наносов в створе полученный по формулам расход наносов умножается на ширину русла реки (без поймы).

Отложение донных наносов на каждом из участков определяется по разности расходов наносов, подсчитанных за отдельные периоды для верхнего и последующего расчетного створа.

Наряду с предлагаемыми методами расчета отложений наносов в водохранилищах существуют методы, основанные на применении формул «предельной» мутности, предложенные А. П. Гостунским и др.¹, а также более сложные методы с применением дифференциальных уравнений движения турбулентного потока и наносов, разработанные М. А. Великановым², И. И. Леви³.

Образование отложений наносов в результате обрушения берегов водохранилища. В начальной стадии существования искусственных водохранилищ его берегами оказываются склоны долины, надпойменные террасы и другие геоморфологические образования, ранее находившиеся в устойчивом состоянии.

При подпоре воды от плотины эти образования оказываются под непосредственным воздействием водоема, в результате чего происходит коренная перестройка берегов до приобретения ими новых, относительно устойчивых форм, соответствующих новым условиям их существования. Эти преобразования, как показывают наблюдения над водохранилищами Днепровским, Рыбинским и Цимлянским, протекают весьма интенсивно в первые же годы их существования.

Ставя задачу о расчете возможных преобразований берегов для того или иного водохранилища, необходимо установить ос-

¹ С. Т. Алтуни. Переформирование речных русел у водозаборных узлов сооружений Средней Азии. Проблема русловых процессов. Гидрометеоздат. 1953.

² М. А. Великанов. Движение наносов. Речиздат. 1948.

³ И. И. Леви. Динамика русловых потоков. Госэнергоиздат. 1948.

новные действующие факторы и формы преобразования берегов, которые будут господствующими на ближайшем историческом этапе, и тем самым, следовательно, установить влияние обрушения берегов на заиление водохранилищ.

Расчет возможных переформирований берегов разработан Н. Е. Кондратьевым.

Воздействие воды на берега водохранилища проявляется прежде всего в виде разрушительного влияния ветрового волнения.

Переформирование берегов водохранилищ может быть представлено в виде схемы (рис. 92).

Линией *abc* обозначен первоначальный профиль берегового откоса. В результате размыва берега под действием волнения

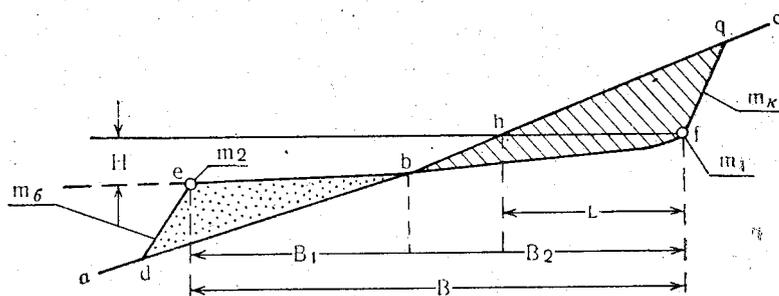


Рис. 92. Схема образования береговой отмели.

образуется береговая отмель, конечное положение которой на рисунке представлено линией *defq*. Формирование береговой отмели будет продолжаться до тех пор, пока движущиеся по ней волны не потеряют значительную часть своей энергии, прежде чем достигнут возвышающегося над уровнем воды берегового откоса *fq*.

Площадь *bfq* представляет собой размыв берега, а площадь *dbe* — образовавшуюся отмель, соответствующую размыву.

В соответствии с данной схемой для определения величины отступления береговой линии необходимо определить высоту и длину волны, расчетную глубину воды *h* над внешним краем отмели, продольный профиль отмели *ebf*, полную ширину отмели *B* и ширину аккумулятивной *B₁* и абразионной *B₂* частей отмели.

Высота и длина волны для глубоководной части водоема могут быть определены по эмпирическим формулам В. Г. Андреева.

Высота волны

$$h_{\text{в}} = 0,020\omega^{\frac{5}{4}}D^{\frac{1}{3}}, \quad (4,11)$$

где w — скорость ветра (в м/сек); D — длина разгона волны (в километрах), определяемая протяженностью водоема в направлении действия ветра.

Длина волны

$$\lambda_b = 0,304 w D^{\frac{1}{2}} \quad (4,12)$$

Поскольку при размывах берегов приходится встречаться с небольшими прибрежными глубинами, в формулы (4,11) и (4,12) вводятся поправочные коэффициенты β и α , установленные Н. А. Лабзовским.

Значения коэффициентов β и α находятся по графику (рис. 93) в зависимости от отношения глубины воды h_0 перед откосом отмели к длине глубоководной волны.

Предыдущие формулы для мелководной зоны водохранилища соответственно переписутся

$$h'_b = h_b \beta \quad (4,13)$$

и

$$\lambda'_b = \lambda_b \alpha.$$

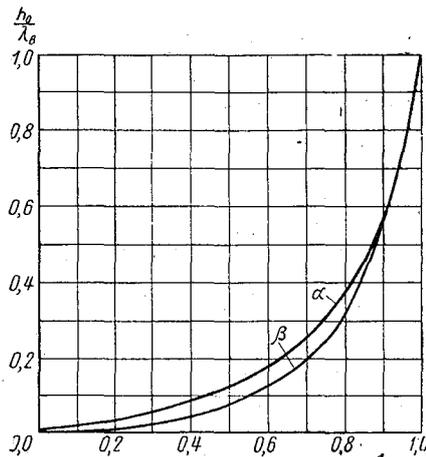


Рис. 93. График для определения величин β и α .

Глубина воды h на отмели рассчитывается исходя из отметки уровня воды в водохранилище и высоты волны h'_b , поступающей на отмель, и размывающего воздействия ее на образовавшиеся отложения с учетом крупности составляющих эти отложения частиц грунта.

Для обычно встречающихся песчаных отложений Н. Е. Кондратьев дает следующие соотношения между h'_b и h :

h'_b м	0,50	1,00	1,50	2,0	2,5	3,0	3,5	4,0
h м	0,68	1,72	3,00	4,35	5,80	7,30	8,85	10,40

Естественно, что с увеличением крупности отложений при той же высоте волны глубины будут меньше, так как для смыва частиц потребуются большие скорости потока.

Профиль береговой отмели зависит от распределения крупности частиц грунта; ближе к берегу, где сосредоточены более крупные фракции, уклон m_1 должен быть больше, чем уклон m_2 в конце отмели.

Уравнение профиля отмели Н. Е. Кондратьев принимает в виде параболы

$$y^2 = kx \quad (4,14)$$

Направление осей координат показано на рис. 94.

Уклон профиля в любой его точке будет в данном случае выражаться следующим равенством:

$$m = \frac{dy}{dx} = \frac{1}{2} \sqrt{\frac{k}{x}} \quad (4,15)$$

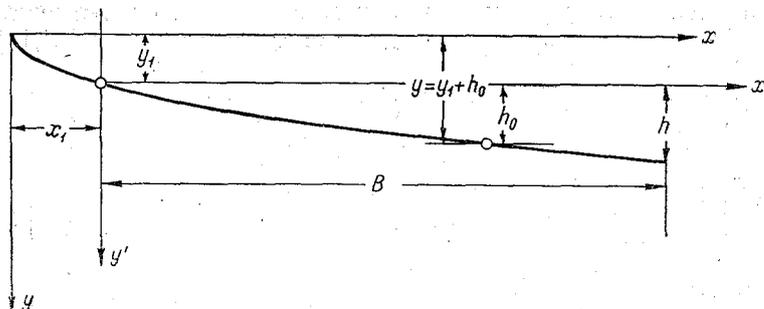


Рис. 94. Расчетная схема уклона дна отмели.

Из уравнений (4,14) и (4,15) находим значение уклона для начальной точки отмели у уреза воды

$$m_1 = \frac{k}{2y_1}. \quad (4,16)$$

Для точки вблизи конца отмели $x=x_0$, где $m=m_0$ и глубина воды h_0 , можно написать

$$m_0 = \frac{k}{2(y_1 + h_0)},$$

откуда, подставляя значение y_1 , можно определить k и y_1

$$k = \frac{2h_0 m_0 m_1}{m_1 - m_0} \quad (4,17)$$

и

$$y_1 = \frac{m_0 h_0}{m_1 - m_0}. \quad (4,18)$$

Если начало координат переместить в точку (x_1, y_1) , соответствующую урезу воды, то уравнение профиля отмели будет

$$x' = \frac{1}{k} y'^2 + \frac{1}{m_1} y'. \quad (4,19)$$

Из уравнения (4,19) можно вычислить ширину береговой отмели B , подставляя в это уравнение вместо y' глубину h ,

$$B = \frac{h^2}{k} + \frac{h}{m_1}. \quad (4,20)$$

Значения m_1 и m_0 для песчаных и гравелистых отложений могут быть приняты по табл. 55.

Т а б л и ц а 55

Характеристика грунта	m_1	m_0	Характеристика грунта	m_1	m_0
Песок мелкий	0,03	0,005	Гравий мелкий . . .	0,19	0,03
" средний	0,07	0,01	" средний	0,21	0,05
" крупный	0,14	0,02	" крупный	0,25	0,08

Значения устойчивых уклонов подводного берегового откоса m_6 , а также надводного берега m_k принимаются в соответствии

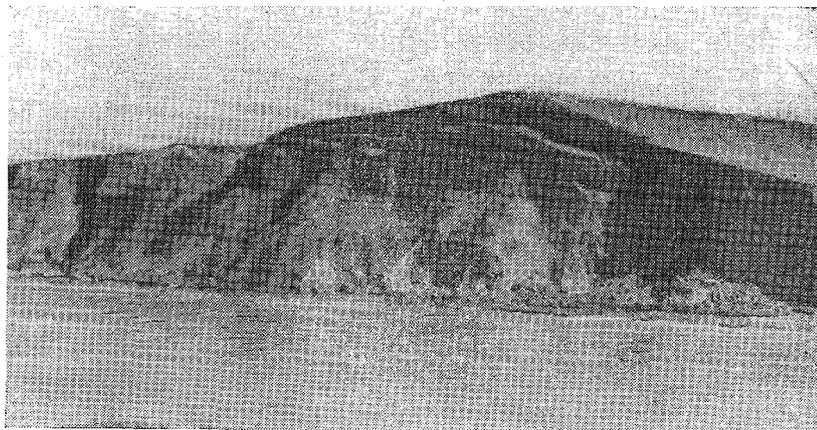


Рис. 95. Обрушение берега Цимлянского водохранилища.

с геологическим строением берегов, учитывая, что подводный откос имеет меньший уклон.

Определение смещения береговой отмели def относительно первоначального берега abc производится следующим образом.

На кальке вычерчивается расчетный контур береговой отмели в части ebf с принятыми откосами de и fq . После этого калька накладывается на профиль первоначального берега так, чтобы линии горизонта воды совпадали. Затем, перемещая кальку в горизонтальном направлении, находим такое их взаиморасположение, при котором площади отложений deb и площадь размыва bfq оказываются равновеликими. Подобный расчет поперечного профиля размыва является приближенным, так как, помимо условности некоторых положений метода, необходимо учитывать

такие факторы, как интенсивность волнения, направление ветров и активность волнового движения в водохранилище, а также перемещение более мелкого состава наносов вдоль берега, вызванное тем же волнением и движением воды в водохранилище.

Построение кривых подпора. Поскольку с отложением наносов в водохранилище связано изменение положения кривой подпора в верхнем бьефе, приведем краткое изложение построения кривых подпора.¹

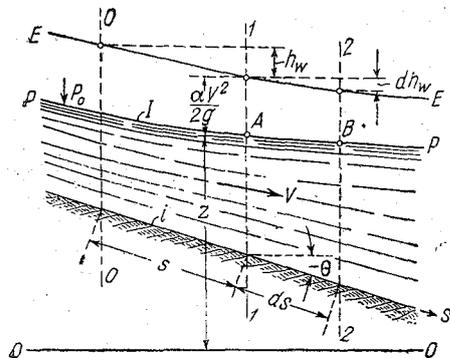


Рис. 96. Схема установившегося неравномерного, медленно изменяющегося движения жидкости.

На рис. 96 сечениями 1—1 и 2—2 выделен участок потока на бесконечно близком расстоянии ds , причем сечение 1—1 отстоит от некоторого «начального» сечения 0—0 на расстоянии s . За положительное направление расстояния s будем считать направление, совпадающее с направлением течения потока.

z — отметка свободной поверхности в сечении 1—1 (точка А) относительно горизонтальной плоскости 0—0.

u — средняя скорость потока в сечении 1—1.

Допустим, что изменения координаты z и средней скорости u

на пути ds будут соответственно dz и du . Тогда значения координаты z и средней скорости u в сечении 2—2 будут $z+dz$ и $u+du$.

Имея это в виду, напомним уравнение Бернулли для участка между сечениями 1—1 и 2—2 (точки А и В)

$$z + \frac{p_0}{\gamma} + \frac{\alpha u^2}{2g} = z + dz + \frac{p_0}{\gamma} + \alpha \frac{(u + du)^2}{2g} + dh_w, \quad (4, 21)$$

где α — коэффициент, учитывающий неравномерность распределения скоростей по сечению и принимаемый равным 1,1; p_0 — давление на свободной поверхности; dh_w — член, учитывающий потери напора на преодоление гидравлических сопротивлений при переходе жидкости от сечения 1—1 до сечения 2—2; под величиной h_w будем понимать потери напора от начального сечения 0—0 до сечения 1—1, т. е. падение линии удельной энергии на пути s .

Раскрывая выражение

$$\frac{(u + du)^2}{2g}$$

и пренебрегая бесконечно малыми величинами второго порядка малости, будем иметь

$$\frac{(u + du)^2}{2g} = \frac{u^2}{2g} + u \left(\frac{du}{g} \right).$$

¹ М. Д. Чертоусов. Специальный курс гидравлики, Госэнергоиздат. 1949.

Подставляя это выражение в уравнение (4,21), после сокращения получим

$$-dz = dh_u + dh_w, \quad (4,22)$$

где $\frac{\alpha u^2}{2g}$ обозначено через h_u .

Потери напора на преодоление гидравлических сопротивлений h_w , как известно, складываются из потерь напора на преодоление местных сопротивлений и из потерь напора на трение по длине потока. Обозначим первые потери символом h_j , а вторые — символом h_f , тогда будем иметь

$$h_w = h_j + h_f; \quad (4,23)$$

соответственно получим

$$dh_w = dh_j + dh_f. \quad (4,24)$$

Подставив полученное выражение в уравнение (4,22), будем иметь

$$-dz = dh_u + dh_j + dh_f. \quad (4,25)$$

Это уравнение и нужно рассматривать как основное дифференциальное уравнение установившегося неравномерного, медленно изменяющегося движения жидкости в открытом русле.

Выразим входящие в уравнение (4,25) слагаемые применительно к условиям естественного водотока:

dz — изменение координаты свободной поверхности на участке ds по отношению плоскости сравнения $0-0$;

$dh_u = d \frac{\alpha u^2}{2g}$ — изменение скоростного напора;

$dh_j = \zeta d \frac{\gamma u^2}{2g}$ — потери напора на местные сопротивления, обусловленные по преимуществу изменениями живых сечений по длине потока;

ζ — некоторый коэффициент, зависящий от характера изменения живых сечений;

$dh_f = i_f ds = \frac{u^2}{c^2 R} ds$ — потери напора на трение по длине потока.

При практическом использовании уравнения (4,25), при построении кривых подпора в условиях рек, потерями на изменение скоростного напора dh_u ввиду их малости обычно пренебрегают. Точно так же не учитывают потери напора на местные сопротивления, обусловленные изменением живых сечений dh_j .

Потери напора на трение dh_f обычно выражают через расход потока Q и модуль расхода $k = \omega c \sqrt{R}$, т. е. принимают

$$dh_f = \frac{Q^2}{\omega^2 c^2 R} ds = \frac{Q^2}{k^2} ds. \quad (4,26)$$

Подставляя значение dh_f в основное уравнение (4,25) и пренебрегая значениями dh_u и dh_j , после интегрирования получим

$$\Delta = Q^2 \frac{l}{k^2}, \quad (4,27)$$

где Δ — разность отметок уровня в пределах рассматриваемого участка, l — длина рассматриваемого участка.

При построении кривых свободной поверхности в естественных водотоках Н. М. Бернадским, А. Н. Рахмановым и Н. Н. Павловским был применен так называемый *постулат инвариантности модуля сопротивления*. Введем обозначение

$$\frac{\Delta}{Q^2} = F, \quad (4,28)$$

или

$$\Delta = FQ^2. \quad (4,29)$$

Величина F называется модулем сопротивления. Оказывается, что при незначительных изменениях живых сечений реки модуль сопротивления F практически не зависит от уклона свободной поверхности и может рассматриваться только как функция средней отметки уровня воды на участке

$$z = \frac{1}{2} (z_n + z_k),$$

где z_n и z_k — отметки уровня воды соответственно в начале и конце участка.

Постулат инвариантности модуля сопротивления можно иллюстрировать на следующем примере.

Предположим, что на участке реки при расходе Q кривая свободной поверхности занимает положение a_1b_1 , изображенное на рис. 97. Этому

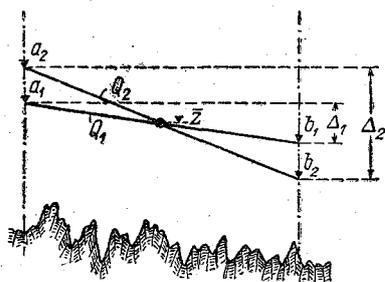


Рис. 97.

положению соответствует разница отметок уровня на участке Δ_1 , а при расходе Q_2 — положение a_2b_2 и соответствующее падение Δ_2 ; причем и в том и в другом случае средняя отметка уровня воды z на участке остается постоянной.

В соответствии с постулатом инвариантности модуль сопротивления F в обоих случаях должен быть одним и тем же, т. е.

$$\frac{\Delta_1}{Q_1^2} = \frac{\Delta_2}{Q_2^2}.$$

Поскольку при построении кривой подпора, образующейся в результате возведения в реке плотины, приходится оперировать с осредненными на отдельных участках бьефа значениями гидравлических элементов потока, необходимо эти участки выбирать с таким расчетом, чтобы эти средние величины приближались к действительным значениям, т. е. чтобы гидравлические элементы потока незначительно менялись по длине участка.

С этой целью русло реки разбивается на ряд отдельных участков с таким расчетом, чтобы в пределах каждого участка по возможности наблюдался однообразный уклон свободной поверхности и вместе с тем чтобы живое сечение не имело резких изменений по величине и форме.

Построение графика $F=f(z)$ обычно производится на основании имеющихся гидрометрических данных.

На рис. 98 представлены продольные профили потока, соответствующие различным расходам, с разбивкой их на характерные участки, а также график $F=f(z)$ для участка III. Определив по профилю среднюю отметку z на участке и значение падения Δ свободной поверхности, соответствующие наблюдаемым расходам, и вычислив модули сопротивления

$$F_1 = \frac{\Delta_1}{Q_1^2}, \quad F_2 = \frac{\Delta_2}{Q_2^2} \text{ и т. д.,}$$

легко построить и самый график $F=f(z)$.

Подобные графики строятся для каждого из участков.
 Рассмотрим способ построения кривой подпора, предложенный Н. М. Бернадским и Н. Н. Павловским.
 Графоаналитический способ заключается в следующем.

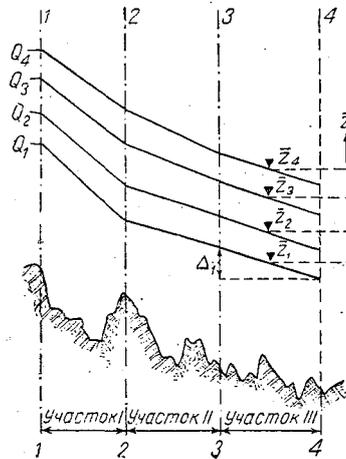


Рис. 98.

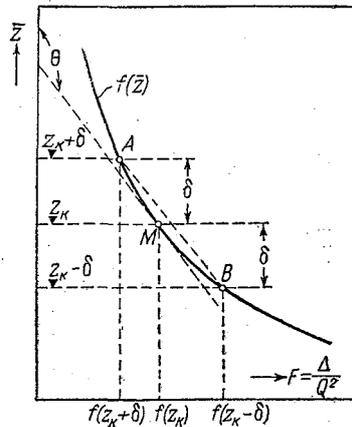


Рис. 99.

Имея график функции $F=f(\bar{z})$, можем написать

$$F = f\left(z_k + \frac{\Delta}{2}\right). \quad (4,30)$$

Разлагая функцию $f\left(z_k + \frac{\Delta}{2}\right)$ в ряд Тэйлора и пренебрегая членами высшего порядка малости, получим

$$F = f(z_k) + \frac{\Delta}{2} f'(z_k),$$

или

$$\frac{\Delta}{Q^2} = f(z_k) + \frac{\Delta}{2} f'(z_k),$$

откуда

$$\Delta = \frac{2f(z_k)}{\frac{2}{Q^2} - f'(z_k)}. \quad (4,31)$$

Численные значения функции $f(z_k)$ и $f'(z_k)$ находятся с помощью графика $F=f(\bar{z})$, изображенного на рис. 99.

Функция $f'(z_k)$ численно равна тангенсу угла θ , образованного касательной, проведенной к кривой $F=f(\bar{z})$ в точке M , имеющей ординату z_k , с осью ординат z , т. е.

$$f'(z_k) = \operatorname{tg} \theta.$$

Возьмем на кривой $F=f(\bar{z})$ две точки A и B , отстоящие на достаточно близком расстоянии δ от точки M . Если принять, что проведенная через точки A и B хорда параллельна касательной, то функция $f'(z_k)$ определится из следующего соотношения:

$$f'(z_k) = \frac{f(z_k + \delta) - f(z_k - \delta)}{2\delta}$$

Значения $f(z_k + \delta)$ и $f(z_k - \delta)$ берутся по кривой $F(\bar{z})$.

В том случае, когда требуется построить несколько кривых свободной поверхности, для определения значений $f'(z_k)$ рекомендуется пользоваться кривыми, изображающими зависимость величины $f'(z_k)$ от средней отметки \bar{z} .

В данном случае пользуются равенством

$$F = f\left(z_n - \frac{\Delta}{2}\right).$$

Тогда вместо формулы (4,31) получаем

$$\Delta = \frac{2f(z_n)}{\frac{2}{Q^2} + f'(z_n)} \quad (4,32)$$

Графический способ построения кривых подпора поясняется на рис. 100.

Из точки A , лежащей на оси ординат и определяемой отметкой z_k уровня воды в конце рассматриваемого участка, проводится прямая под углом φ к оси ординат до встречи

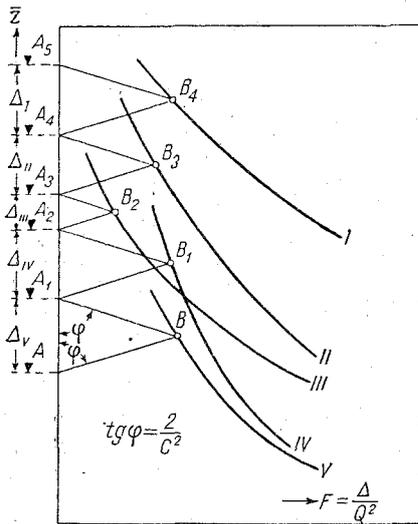


Рис. 100.

с кривой $F=f(\bar{z})$ в точке B . Примем величину

$$\operatorname{tg} \varphi = \frac{2}{Q^2}, \quad (4,33)$$

где Q — расчетный расход воды. Из чертежа имеем

$$\operatorname{tg} \varphi = \frac{BC}{AC} = \frac{F}{AC} = \frac{1}{AC} \frac{\Delta}{Q^2}. \quad (4,34)$$

Сопоставляя выражение (4,34) с (4,33), получим

$$\frac{1}{AC} \frac{\Delta}{Q^2} = \frac{2}{Q^2},$$

откуда

$$AC = \frac{\Delta}{2}, \quad (4,35)$$

т. е. отрезок AC равен половине падения свободной поверхности в пределах рассматриваемого участка.

Отсюда следует, что если провести из точки B прямую BA_1 под углом φ к оси ординат, то точка A_1 определит отметку уровня воды в начале рассматриваемого участка, т. е. отметку z_H .

Таким образом, располагая графиками $F=f(\bar{z})$ для всех участков водотока и производя указанные выше построения на каждом участке, нетрудно определить отметки уровня воды во всех рассматриваемых сочетаниях водотока.

В этом случае построение треугольника от оси \bar{z} производится последовательно с таким расчетом, что вершины этих треугольников перемещаются с одной кривой $f(\bar{z})$ к другой.

При определении численных значений функции $f'(\bar{z}_H)$ (графоаналитический способ) и при построении угла φ (графический способ) необходимо учитывать масштаб, в котором построены кривые $F=f(\bar{z})$.

Так, например, если для отметок \bar{z} принят масштаб $1 \text{ см} = a \text{ м}$, а для функции $F \cdot 10^n$ масштаб $1 \text{ см} = b \text{ сек}^2/\text{м}^5$, то величину $\text{tg } \varphi$ нужно вычислять по такой формуле:

$$\text{tg } \varphi = \frac{2 \cdot 10^n a}{b Q^2}. \quad (4,36)$$

Полевые исследования заиления водохранилищ. Ввиду сложности условий, определяющих формирование русла в подпертых бьефах сооружений, и исключительно большой практической значимости этого вопроса необходимы систематические исследования процесса отложений наносов и их распределения по площади водохранилищ в зависимости от гидрологических условий рек и режима водохранилища.

При проведении подобных исследований должны быть выяснены следующие вопросы:

1. Баланс наносов, т. е. количество наносов, поступающих в водохранилище, и их транзит через водохранилище.

2. Процесс осаждения наносов в водохранилище в зависимости от крупности частиц и гидравлических элементов потока в пределах водохранилища.

3. Распределение отложений по площади водохранилища и их динамика.

4. Дополнительные факторы, влияющие на образование отложений в пределах водохранилища: размыв берегов, вынос наносов со стороны прибрежных оврагов и пр.

Нужно в данном случае особо подчеркнуть, что возможность научного обобщения полученных в результате исследований данных будет зависеть от соответствия программы исследований принятым расчетным зависимостям.

Исследования должны быть проведены примерно по следующей программе, с учетом типа водохранилища, его размеров и условий реки, на которой создано водохранилище:

а) измерение расходов воды и наносов, поступающих в водохранилище и сбрасываемых из него;

- б) наблюдение за уровнем режимом водохранилища;
- в) промеры бьефа, съемка берегов водохранилища и русла за пределами выклинивания подпора;
- г) взятие проб донных отложений;
- д) измерение скоростей и направлений течения в водохранилище с одновременным взятием проб мутности в различных точках бьефа.

Измерение расходов воды и наносов и их гранулометрического состава производится в заранее установленных створах на участке реки за пределами выклинивания подпора. Состав наблюдений и их производство должны соответствовать требованиям «Наставления гидрометеорологическим станциям и постам», вып. 6, ч. I.

Сток наносов в водозаборных сооружениях и в сбросных отверстиях плотины учитывается по единичным пробам мутности и расходам воды.

Наблюдения за уровнем режимом водохранилища в разных его пунктах производятся в соответствии с указаниями того же Наставления.

Промеры бьефа производятся в заранее установленных и закрепленных по берегам водохранилища створах. Количество створов определяется в зависимости от протяженности водохранилища и может изменяться от 5 до 10 и более. Размещение створов должно определяться конфигурацией бьефа и учащаться в местах интенсивного отложения наносов, т. е. на верхних участках водохранилища.

По мере передвижения гряды наносов к плотине количество створов на ниже лежащих участках увеличивается.

В данном случае выбору местоположения створов будут способствовать периодические промеры вдоль бьефа.

На крупных водохранилищах промеры могут производиться один раз в 1—5 лет в зависимости от величины отложений и сообразуясь с возможной точностью промерных работ.

На небольших горных водохранилищах промеры, как правило, должны быть не реже одного раза в год и чаще, если в реке проходят высокие паводки с большим количеством наносов. При наличии отложений наносов за пределами подпора на этих участках производятся дополнительные промеры и съемки русла.

При исследованиях отложений наносов в водохранилищах желательнее широко использовать речной эхолот РЭЛ-1, с успехом применяемый на речных изысканиях.

Количество промерных точек по сечению определяется конфигурацией русла и характером распределения отложений по ширине водохранилища. Вообще число створов и частота промерных точек должны приниматься с таким расчетом, чтобы иметь возможность подсчитать объем отложений и их распределение по площади водохранилища. Для определения слоя отложившихся наносов иногда применяются так называемые геохро-

нологические реперы, т. е. на дно водохранилища в отдельных местах засыпается слой подкрашенного песка, толченого кирпича или извести на площади примерно в 100 м^2 . Затем в пределах этой площади берут пробу донных отложений и по высоте колонки пробы выше окрашенного песка определяется слой отложений.

Промеры рекомендуется производить в период низких уровней в водохранилище, в тихую безветренную погоду или со льда;

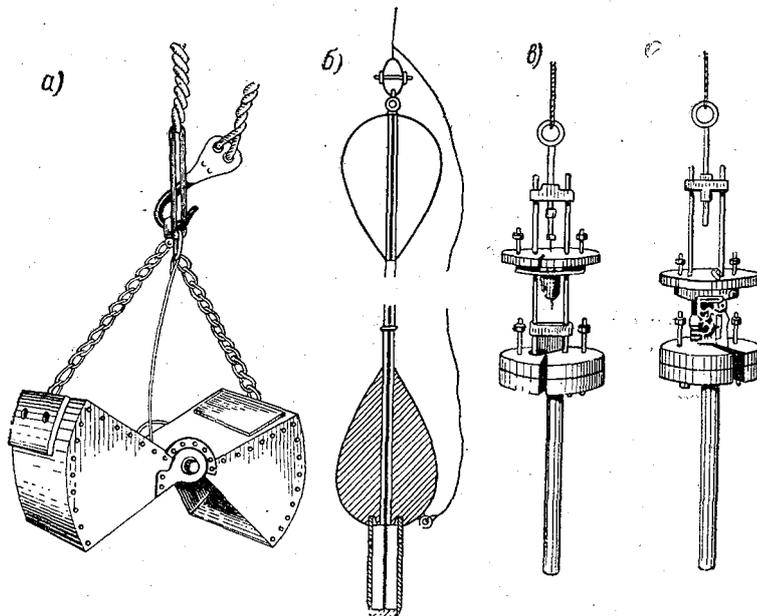


Рис. 101. Приборы для взятия проб донных отложений.
 а — дночерпатель; б — щуп Аполлова; в — стратометр Перфильева;

отметки дна необходимо привязывать к постоянному реперу. При промерах обязательно фиксируется отметка уровня воды в створе.

Взятие проб донных отложений производится на каждом створе при промерах русла. Количество проб в створе должно быть порядка 5—10 в зависимости от ширины бьефа, из которых две берутся вблизи уреза воды, а остальные в глубокой части водохранилища.

Для взятия проб донных отложений могут быть рекомендованы следующие приборы: для галечных отложений дночерпатель, для мелкозернистых грунтов — щуп Аполлова, для илистых — стратометр Перфильева.

Дночерпатель (рис. 101 а) опускается на дно в раскрытом положении, которое удерживается спусковым крюком. При прикосновении ко дну крюк выпадает из кольца и створки дночер-

пателя врезаются в грунт. После этого прибор закрывается с помощью подъемного металлического троса и извлекается из воды.

Щуп Аполлова (рис. 101 б) состоит из пружа, в нижней части которого имеется режущий стакан диаметром 3,5—4 см и длиной 12 см.

В стакане устроен шток, проходящий через груз в верхнюю трубку; в трубке прорезаны щели, в которых ходит поперечная ручка, продетая через шток. Верхняя трубка заканчивается направляющим пером.

При падении щупа на дно грунт вдавливаясь в цилиндр и поднимает находящийся в цилиндре поршень; чтобы за поршнем не происходило сжатия воды, в верхней части цилиндра для ее выхода имеются отверстия. На конце руля имеется специальное кольцо, на которое надевается пружинный зажим. Трос прикрепляется за кольцо у основания груза и, кроме того, дополнительным легким тросом присоединяется к пружинному зажиму у руля, так что трос между этими кольцами имеет достаточную слабину. При падении трос увлекается верхним пружинным кольцом; при поднятии щупа пружинный зажим срывается с верхнего кольца и щуп в перевернутом состоянии извлекается из воды, что позволяет брать легко размываемые породы.

Стратометр Перфильева (рис. 101 в) состоит из рамы, являющейся держателем для латунных трубок различной длины (от 20 до 100 см), предназначенных как для взятия, так и хранения колонок грунта.

Для углубления в грунт латунной трубки, вставленной в прибор, служит ударное приспособление, состоящее из неподвижного и подвижного грузов. Подвижной груз падает по направляющим стержням на неподвижный в момент упора стратометра на дно и ослабления троса. Подвижной груз закрывает верхний конец трубки, чем обеспечивается сохранение пробы в трубке от вымывания при подъеме прибора.

Последние два прибора позволяют брать пробы грунта с ненарушенной структурой. Пробы донных отложений с ненарушенной структурой берутся для того, чтобы, помимо определений крупности наносов, установить их объемный вес. В тех случаях, когда извлечь со дна пробу с ненарушенной структурой не представляется возможным, например, при взятии галечных наносов, необходимо брать пробы с обнаженных от воды верхних участков бьефа.

При значительных сработках водохранилища для определения характера отложений можно рекомендовать закладывать шурфы или применять бурение.

Измерение скоростей и направлений течения и взятие проб на мутность производится в основном в период половодья на подъеме, пике и спаде, когда в водохранилище поступает наибольшее количество взвешенных наносов и скорости течения в бьефе значительны.

Измерение скоростей течения и взятие проб мутности воды производится в промерных створах не менее чем на пяти вертикалях: на трех вертикалях, расположенных в зоне с явно выраженным течением потока, и на двух пойменных вертикалях. Количество точек по вертикали принимается в зависимости от глубины потока от 2 до 5, на равных между собой расстояниях, причем нижняя точка берется вблизи дна. Объем пробы воды принимается в соответствии с содержанием в воде наносов.

В тех же точках вертикалей берутся специальные пробы воды для определения гранулометрического состава взвешенных наносов.

Пробы для определения гранулометрического состава взвешенных наносов берутся в значительно большем объеме, сообразуясь с требованиями лабораторного анализа (см. главу V).

Пробы воды берутся вакуумным батометром.

Для определения направлений течений в водохранилище применяются глубинные поплавки.

Глубинные поплавки могут служить также и для определения скоростей течения, если скорости настолько незначительны, что применение вертушек невозможно.

Поскольку пробы мутности в водозаборных сооружениях и в сбросных отверстиях плотин или в нижнем бьефе предназначаются для подсчета стока взвешенных наносов, проходящих транзитом через водохранилище или образующихся в его пределах, их необходимо брать систематически и для перехода от мутности к расходам наносов иметь данные о расходах воды. Места взятия проб при сбросах воды назначаются с таким расчетом, чтобы иметь возможность получить среднюю мутность сбрасываемой воды.

Определение гранулометрического состава наносов в данном случае также существенно важно не только в отношении транзитных наносов, но и возможных размывов отложений и берегов водохранилища.

Отложение наносов в каналах. В главе II указывалось, что для расчета незаиляемых и неразмываемых каналов советскими исследователями, в частности Е. А. Замариным, предложены формулы, в которые входит мутность потока и средняя гидравлическая крупность взвешенных наносов.

Поскольку канал является в известной степени аналогом отстойника, по длине канала должно происходить постепенное отложение наносов в соответствии со способностью потока транспортировать наносы той или иной крупности. В связи с этим наличие в формулах величины мутности нужно рассматривать как количественную характеристику содержащихся в потоке наносов различной крупности, так как по мере осаждения более крупных фракций произойдет соответствующее осветление потока, т. е. уменьшение мутности.

В голове канала мутность и состав наносов изменяются в зависимости от режима наносов реки, питающей канал, и наличия отстойника, в котором происходит осаждение крупных фракций. Поэтому расчет по формулам должен производиться на большую мутность, при которой канал работает с учетом гранулометрического состава наносов, поступающих в канал.

Ввиду неизбежности выпадения в начале канала крупных фракций и соответствующего осветления потока необходимо расчет производить для различных участков канала. Данные соображения должны учитываться и при проведении натурных наблюдений.

Задача полевых исследований должна состоять в измерении на отдельных участках канала (трех-четырех) относительного содержания наносов, гранулометрического состава взвешенных наносов и донных отложений и гидравлических элементов потока — глубин, скоростей и продольных уклонов, входящих в расчетные зависимости. Этими исследованиями должны быть охвачены различные периоды, характерные для содержания в потоке наносов.

При проведении исследований для выяснения транспортирующей способности потока и наличия размыва русла должно быть выяснено распределение мутности и состава наносов по глубине вертикалей, количество которых назначается в зависимости от ширины и глубины потока в канале.

Поскольку подобные исследования проводятся в различных условиях каналов, для возможного сопоставления полученных результатов и их обобщений в расчетные зависимости должна применяться единая методика наблюдений и последующей лабораторной обработки полевых данных. Данные методы наблюдений изложены в главе V настоящей работы. В частности, для взятия проб взвешенных наносов должен применяться вакуумный батометр, позволяющий брать пробы воды вблизи дна и в нужном объеме, а для измерений расходов донных наносов, если таковые имеют место, использовать батометр «Дон».

§ 15. ОТЛОЖЕНИЕ НАНОСОВ НА ПЕРЕКАТАХ

Как уже отмечалось, движение донных руслообразующих наносов по длине реки происходит периодически в зависимости от воздействия потока на русло, т. е. в соответствии с изменением по длине реки и во времени размывающих и транспортирующих наносы скоростей потока. В зависимости от конфигурации речного русла и распределения скоростей течения потока при различном его режиме на протяжении реки образуются местные углубления русла, так называемые *плесы*, и повышения — *перекаты*. Чередование по длине реки плесов и перекатов, характеризующееся изменением поверхностного уклона реки было отмечено еще Лохтиным. В половодье поверхностные

уклоны больше на плесовых участках и меньше на перекатных и, наоборот, в межень — меньше на плесах и больше на перекатах. Таким образом, с уменьшением в половодье поверхностных уклонов на перекатах, вызванным местным подпором воды, происходит отложение передвигаемых рекой наносов. При этом в половодье поступление в реку наносов в результате склоновой эрозии и размыва и обрушений берегов реки сильно увеличивается.

Основными причинами образования местных отложений наносов являются следующие:

1. Циркуляционные течения, возникающие на закруглениях русла. При этом образование перекатов происходит на участках перехода стрежня течения от одного берега к противоположному, в пределах которых циркуляционные течения меняют свое направление.

2. Пересечение течения потока основной реки спрямленным течением по затопленной пойме или течением ниже впадающего притока или, наконец, действующего в половодье протока.

3. Значительные местные расширения русла, особенно при наличии отложений наносов в виде осередка, обтекание которого способствует образованию подпора воды.

Протяженность перекатного участка бывает весьма различной — от десятка метров до нескольких километров, причем в последнем случае отложения наносов формируются в цепь последовательных гряд. Высота отложений наносов на гребне переката в половодье может достигать 3 м и более.

При спаде воды отложения размываются и, как правило, в межень отметка перекатов снижается до какой-то постоянной из года в год величины.

При значительных отложениях наносов на перекатах многие из них являются нормирующими судоходство, т. е. требуют дноуглубительных мероприятий по разработке судовой трассы для прохода судов.

Преобладающая морфометрическая форма переката представлена на рис. 102. На перекате различают следующие элементы: *гребень* — наиболее высокая часть отложений, сформировавшихся в виде гряды; *подвалье* — углубление ниже гребня; *седловина* — пониженная часть гребня переката; *побочни* — прибрежные отложения; *верхние и нижние плесовые лощины*; *затонская часть переката* — концевая мелководная часть нижней плесовой лощины, заканчивающаяся тупиком.

Особенно трудными для судоходства являются перекаты в том случае, если плесовые лощины заходят одна за другую и гребень переката удлиняется, располагаясь под острым углом к берегам. Из многочисленных комбинаций морфометрических элементов особый вид представляют *перекаты-россыпи*, образующиеся в приустьевых участках притоков, в местах интенсивных овражных выносов, в узлах разветвления русла и в вершинах крутых меандр. Перекаты-россыпи, по существу, являются пере-

поражающими фарватер мелями, без ясно выраженных, присущих «нормальным» перекатам, морфологических образований (побочней, гребней, подвальев).

Перемещение гребня гряды переката в течение года происходит, как правило, незначительно, порядка нескольких десятков метров. При наличии на участке цепи следующих друг за другом перекатов местоположение их может сильно изменяться в зависимости от массового поступления на участок песка с выше лежащего плеса.

Н. И. Маккавеев, анализируя данные совмещенных съемок перекатов на ряде рек, пришел к следующей зависимости, опре-

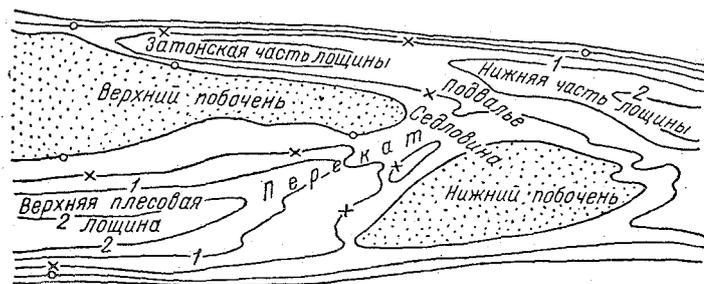


Рис. 102. Элементы переката.

деляющей среднюю скорость перемещения перекатов на равнинных реках,

$$v_n = \frac{50Qi}{d} \text{ м/год}, \quad (4,37)$$

где Q — средний многолетний максимальный расход, i — средний продольный уклон реки, d — средний диаметр частиц донных наносов.

На среднем течении р. Волги скорость перемещения побочней, являющихся одним из основных морфологических элементов перекатов, составляет около 80 м/год ; на среднем участке Дона — порядка 60 м/год . Побочни, перемещаясь вдоль реки, отклоняют фарватер и тем самым способствуют размыву противоположного берега и расширению в данном месте межженного русла. Во многих случаях местоположение перекастов сохраняется в постоянном месте реки и деформации его ограничиваются перемещением гребня переката в течение года то в одном, то в другом направлении в зависимости от поступления наносов на перекат и его размыва. Подобное явление наблюдается, например, на Кумовском перекасте р. Дона.

Ограничиваясь общим представлением об образовании перекастов, перейдем к рассмотрению отложений наносов на перекастах в зависимости от водного режима рек. В каче-

стве показателя, характеризующего данную зависимость, прием соотношения между средней глубиной h на гребне переката в пределах судового хода и уровнем воды H на ближайшем к перекату водомерном посту.

Возможность определения глубин на перекатах в зависимости от уровня воды занимает русских исследователей в течение нескольких десятков лет.

Как уже отмечалось, в 1893 г. В. А. Макаров на II съезде русских гидротехников доложил о наблюдающейся связи между глубинами на перекатах и уровнями. Макаровым впервые была осуществлена обработка данных промеров глубин на перекатах, производимых бакенщиками (на 73 перекатах р. Волги за пятилетний период).

В результате данной обработки было составлено до 350 графиков, изображающих изменение глубин и отметок дна переката в зависимости от колебания уровня.

Несколько позже (в 1900 г.), на VII съезде русских деятелей по водным путям, инженер С. А. Вислоцкий указал, что колебания отметки дна перекатов не могут представлять собой функцию только одних колебаний уровней; на формировании русла должны сказываться также изменения живой силы потока, движения наносов и целый ряд других причин. В связи с этим на некоторых перекатах наблюдается обратная картина, т. е. при повышении уровней перекаты не намываются, а, наоборот, размываются.

В 1928 г. Н. А. Архиповым была произведена статистическая обработка большого количества связей (до 1200) между высотой отдельных паводков и соответствующими изменениями глубин на перекатах. Им было рассмотрено до 26 перекатов, расположенных в среднем плесе р. Волги. В результате обработки для большинства перекатов были получены коэффициенты корреляции, близкие к единице, что подтверждало устойчивость данных связей.

В 1933 г. Б. В. Поляков по данным Н. Н. Соколова для ряда перекатов р. Волги построил линии связи следующего вида:

$$y = ax - b,$$

где y — превышение уровня воды над меженным, x — глубина на перекате, a — угловой коэффициент, b — глубина при наименьшем положении переката и минимальном уровне.

Значение коэффициента a (для периода спада паводка) для большинства рассматриваемых Поляковым волжских, а также донских перекатов получилось равным $\sim 1,40$.

При отсутствии намыва переката значение коэффициента $a=1$, поэтому уравнение линии связи для этого случая перепишется в виде

$$y_1 = x - b.$$

Разница между уровнями y и y_1 определяет величину намыва переката. Указанный прием используется Поляковым для определения добавочного намыва переката Δh , если последний будет находиться в зоне выклинивания подпора, создаваемого перегораживающим русло сооружением (плотиной). В этом случае за ординату y принимается Δy — дополнительный подпор над низким меженным уровнем реки.

Предложенный Поляковым расчет является грубо приближенным по той причине, что связь $h=f(H)$, как увидим ниже, выражается не прямой, а ломаной линией; при этом значения тангенсов угла наклона линий меняются в значительных пределах.

В 1939 г. Л. И. Кустов, пользуясь связями $h=f(H)$, разработал метод планирования транзитного землечерпания р. Волги. Сущность метода заключается в следующем.

Для нормирующих судоходство перекатов, по данным показаний бакенщиков за предшествующие годы, строятся линии связи $h=f(H)$ и проводятся для них объемлющие линии. Кроме того, имея для различных периодов года наименьшие транзитные глубины на участке реки и их связи с уровнями ближайшего к перекату водомерного поста, последние в виде кривой линии наносятся на тот же график. По точке пересечения кривой с верхней объемлющей линией связи $h=f(H)$ получаем примерно тот уровень, при котором данный перекат может оказаться нормирующим, и к этому моменту перекат должен быть углублен. Сопоставляя аналогичные кривые, построенные для всех нормирующих судоходство перекатов, по высоте уровня, Л. И. Кустов устанавливает с известным приближением очередность дноуглубительных работ на перекатах и их сроки.

Как показывают данные, точки, относящиеся к зависимости $h=f(H)$ отдельных лет для одного и того же переката, дают расхождения в глубинах при одинаковых уровнях до 1,5 м. Поэтому необходимо уточнять местоположение линий связи для данного года в пределах очерченных границ путем текущей информации о фактических глубинах на перекатах и уровнях на ближайшем к перекату водпосту.

В 1940 г. Г. М. Матлиным был предложен метод определения режима глубин на перекатах путем построения графика связи между интенсивностью изменения за определенный отрезок времени (15—20 дней) уровня воды ΔH и соответствующей интенсивностью изменений глубины Δh или отметок дна Δz .

Выбор отрезков времени производится по гидрографу с таким расчетом, чтобы снижение или подъем уровня был равномерным. Полученные таким образом линии связи $\Delta h=f(\Delta H)$ рекомендуются Г. М. Матлиным для расчета режима глубин на перекатах, находящихся в нижнем бьефе подпорных сооружений, т. е. для определения остаточного намыва перекатов, вызванного попусками воды из водохранилища. Рекомендуемый метод вклю-

чае в себя ряд условностей, особенно в подборе отрезков для определения интенсивности изменений Δh , которые в значительной степени зависят от времени года и состояния русла на данный момент, что этой схемой не учитывается. Кроме того, изменения уровней при полуске воды из водохранилища будут отличаться от бытовых условий реки, поэтому и влияние полусков на русло будет другим.

Произведенная нами попытка построить подобный график по достаточно точным промерам русла на Кумовском перекате (р. Дон) не привела к положительным результатам.

В 1951 г. В. В. Федоровым был проведен анализ связи осредненных за ряд лет глубин на перекатах и уровней воды для

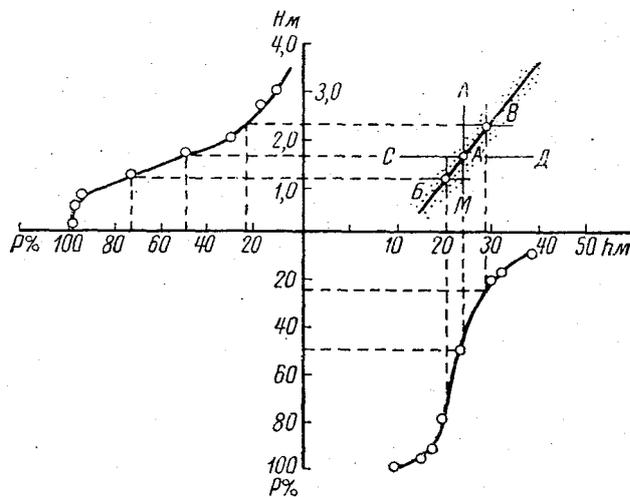


Рис. 103. График связи $h = f(H)$ по методу равнообеспеченных значений h и H (по Федорову).

отдельных участков рек. Данный анализ показал необходимость учета времени добегаия от водпоста, на котором измерялись уровни, до местоположения переката. Учет поправки на добегаие в значительной степени уменьшает разброс точек на графике связи $h = f(H)$. Кроме того, при построении связи $h = f(H)$ В. В. Федоровым использован метод равнообеспеченных значений h и H . Схема построения подобной связи показана на рис. 103.

Таким образом, предшествующие исследования в известной степени подтверждают возможность использования связи $h = f(H)$ для определения режима глубин на перекатах. В то же время с очевидностью выявилась необходимость в дальнейших исследованиях основываться на более надежных исходных материалах

лах, освещающих изменение глубин на перекатах, и других связанных с режимом перекатов элементах потока.

Автором были проанализированы имеющиеся систематические данные промеров русла на участке Кумовского переката р. Дона.

Данные по другим перекатам р. Дона с более коротким периодом наблюдений (от 1 до 3 лет) послужили подтверждением

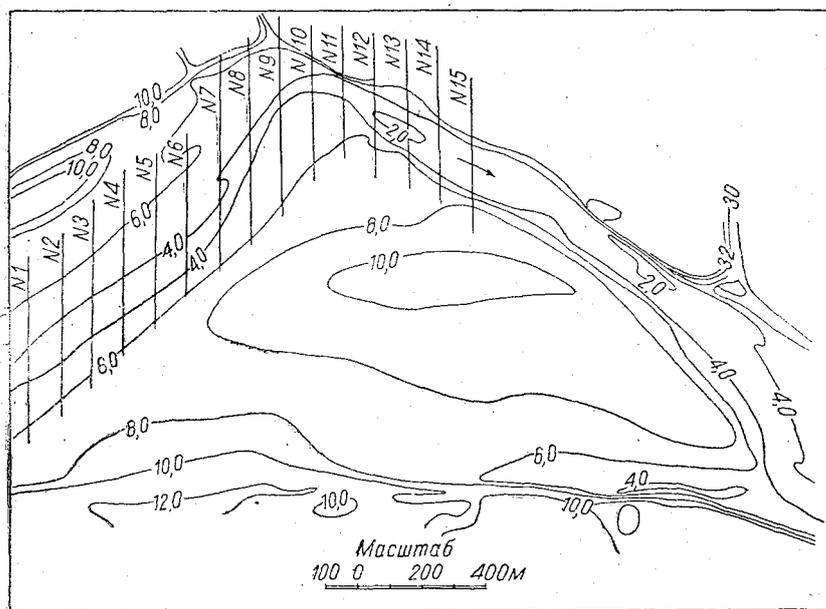


Рис. 104. План участка Кумовского переката (р. Дон).

правильности сделанных выводов и дали указания для дальнейших исследований в данной области.

Кумовской перекат находится в среднем течении р. Дона в 8 км ниже Калачевской гидрологической станции.

Перекат расположен на повороте русла; правый берег представляет собой песчаные отложения с действующим в паводок протоком; левый — повышенную пойму; ниже переката впадает приток. План участка переката с нанесенными поперечниками представлен на рис. 104.

Русло реки на участке переката песчаное; средняя крупность отложений наносов $\approx 0,6$ мм.

Землечерпательные работы на перекате не производились.

Заносимость переката в основном объясняется образующимся в этом месте подпором от изменения направления течений потока в связи с затоплением поймы, работой правобережного

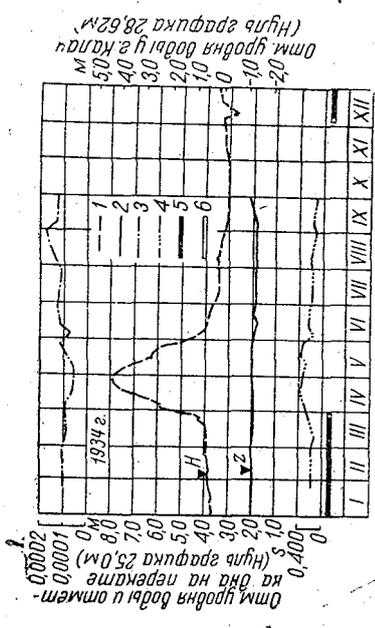
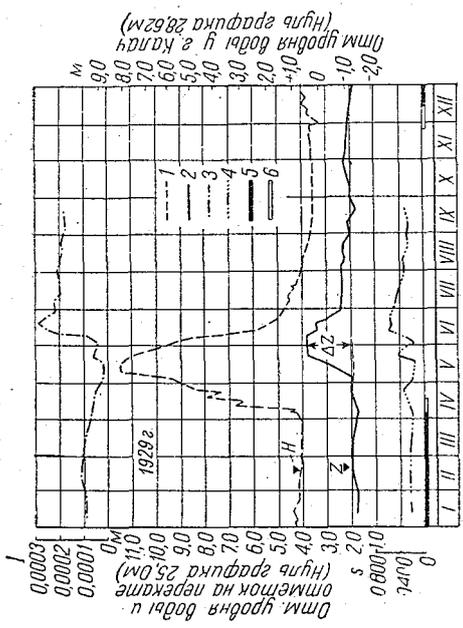
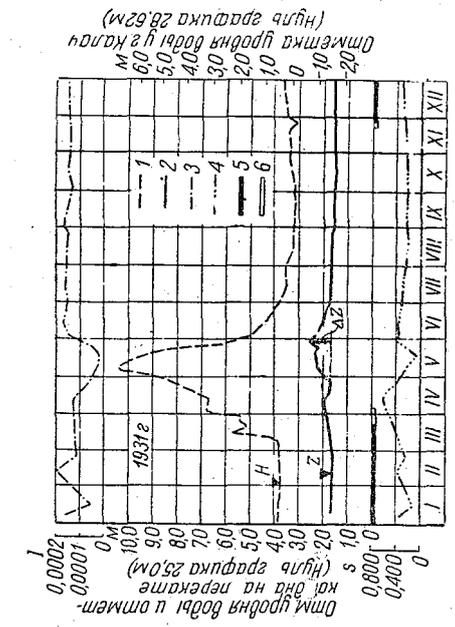


Рис. 105. Хронологические графики измененной уровней, отметок гребня переката и уклонов для характерных по водности 1929, 1931 и 1934 гг. по Кумовскому перекату.

1 — уровень воды; 2 — максимальные (из средних) отметки гребня переката по судовому ходу; 3 — уклон поверхности воды; 4 — сила влечения потока; 5 — ледостав; 6 — ледоход.

протока и, наконец, поступлением воды со стороны нижележащего протока. Наличие подпора в половодье подтверждается уменьшением поверхностного уклона и скоростей течения, т. е. условиями,

благоприятствующими интенсивному отложению наносов на перекате в паводок.

При промерах русла на перекате одновременно производились измерения поверхностных уклонов и уровней воды. К сожалению, измерений скоростей течения на перекате систематически не производилось.

Хронологические графики изменений уровней, максимальных (из средних) отметок гребня переката по судовому ходу и уклонов поверхности воды на Кумовском перекате для различных годовности лет представлены на рис. 105, а соответствующие зависимости $h=f(H)$ — на рис. 106.

Приведенные графики показывают, что намыв гребня переката происходит при уровне воды (у г. Калача), равном 9 м, или при глубине над гребнем переката в 7 м, т. е. после затопления поймы и начала работы правобережного протока.

Остановимся на анализе связей $h=f(H)$.

Период подъема половодья характеризуется на графиках пунктирными линиями, а период спада — сплошной линией, состоящей из трех отрезков.

Высота намыва гребня переката определяется расстоянием между пунктирной и сплошной линиями и углом наклона этих линий. При отсутствии намыва переката обе линии сливаются

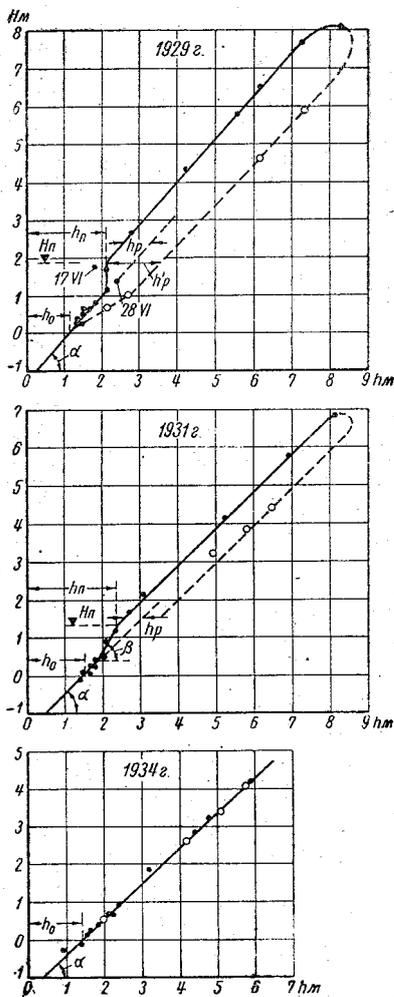


Рис. 106. Зависимости $h=f(H)$ для 1929, 1931 и 1934 гг. по Кумовскому перекату.

и имеют наклон под углом $\alpha=45^\circ$, как это видно на примере 1931 г., когда намыва переката не наблюдалось.

В том случае, если намыв или размыв русла точно следует за изменением уровня, линии связи принимают вертикальное положение.

Параметрами для построения данных зависимостей нами приняты следующие величины:

$\text{tg } \alpha$ — характеризующий наклон верхнего и нижнего отрезков,

$\text{tg } \beta$ — то же для среднего отрезка,

$H_{\text{п}}$ и $h_{\text{п}}$ — уровень и глубина на перекате, при которых происходит переход от верхнего отрезка к среднему,

h_0 — глубина на перекате, соответствующая нулю ближайшего к перекату водомерного поста (в данном случае у г. Калача).

Кроме того, введены следующие обозначения:

$h_{\text{р}}$ — разность глубин между верхним и средним отрезками линии спада,

Δ_z — максимальный намыв гребня переката,

$H_{\text{макс}}$ — наивысший уровень на ближайшем к перекату водопосту.

Числовые значения указанных выше параметров для отдельных лет наблюдений и различных $H_{\text{макс}}$ на Кумовском перекате приведены в табл. 56.

Таблица 56

Годы	$H_{\text{макс}}$	Δ_z	$\text{tg } \alpha$	$\text{tg } \beta$	$H_{\text{п}}$	$h_{\text{п}}$	$h_{\text{р}}$	Примечание
1929	8,12	1,80	1,11	∞	2,24	1,15	0,90	Общее понижение русла на 30 см
1931	6,90	0,90	0,94	1,40	2,70	1,55	0,70	
1932	8,09	2,20	1,20	5,00	2,10	1,20	0,90	То же. на 60 см
1933	4,94	0,40	0,92	1,10	2,40	1,35	0,20	
1934	4,32	0,00	0,95	—	—	1,40	0,00	
1940	6,37	—	0,94	1,10	2,90	1,90	0,60	

Приведенные в табл. 56 параметры могут быть поставлены в зависимость от максимального уровня весеннего половодья ($H_{\text{макс}}$), являющегося основным формирующим перекаты показателем.

На рис. 107 представлены зависимости параметров от $H_{\text{макс}}$.

Изображенные на рисунке кривые носят плавный характер и хорошо соответствуют нанесенным точкам, за исключением точек $H_{\text{п}}$ и h_0 для 1931 и 1940 гг., которые отклоняются от линии зависимости: h_0 — вправо, а $H_{\text{п}}$ — влево. Данное отклонение точек объясняется наблюдающимся в эти годы общим понижением русла на участке переката и выше его.

Если внести соответствующие поправки для данных параметров (величины поправок приведены в графе «Примечание» табл. 56), то указанные точки перемещаются на соответствующие им линии.

Так как отклонений остальных параметров для данных лет

Имея подобного вида графики для большинства нормирующих судоходство перекатов и зная для отдельных участков реки и периодов года осадку судов, можно определить, какие из перекатов могут оказаться при маловодных периодах года затруднительными для судоходства и потребовать дноуглубительных работ.

Определение связи $h=f(H)$ по $H_{\text{макс}}$ и одному весеннему промеру русла даст возможность обслужить прогнозом как весенний период навигации, так и последующий межсезонный.

Данное обстоятельство является весьма существенным при планировании распределения на плесе дноуглубительных снарядов и прочих мероприятий, связанных с улучшением судоходных условий реки и транспортом судов.

Помимо Кумовского переката, нами построены аналогичные зависимости $h=f(H)$ и для других перекатов р. Дона.

К сожалению, на большинстве перекатов промеры односторонние, притом проведенные в различные годы; в единичных случаях продолжительность наблюдений имеет период до 3 лет.

Недостаточная продолжительность наблюдений снижает возможность анализа режима отдельных перекатов и сопоставлений их между собой. Несмотря на это, сопоставление для одних и тех же лет графиков изменений уровней и отметок гребней перекатов, а также зависимостей $h=f(H)$ и их параметров дает возможность по режиму формирования отложений наносов наметить две основные группы перекатов.

К первой группе могут быть отнесены перекаты со значительными деформациями русла; при этом в зависимости от гидро-морфологических условий максимальный намыв гребня переката либо происходит в начале спада паводка, с последующим интен-

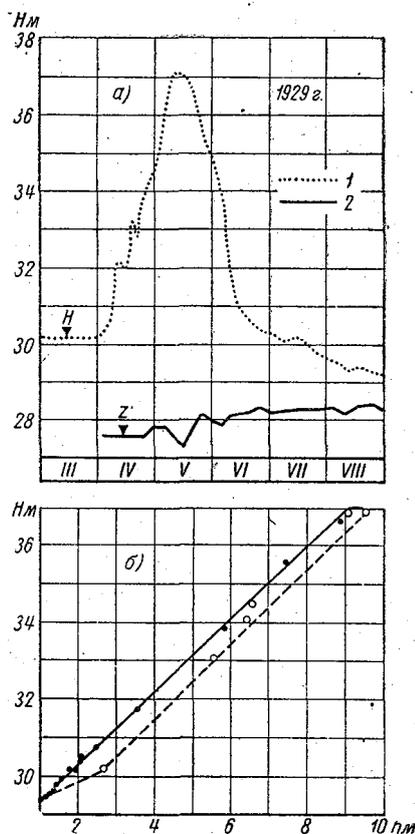


Рис. 108. Хронологические графики изменений уровней и отметок гребня переката и зависимости $h=f(H)$ для 1929 г. по Калачевскому перекату.

a — хронологический график изменения уровней и отметок гребня переката; 1 — уровень воды, 2 — максимальная (из средних) отметка дна по судовому ходу; *б* — зависимость $h=f(H)$.

сивным размывом его, как это имеет место на Кумовском перекате, либо перемещается по времени на более поздние сроки (на конец спада); в последнем случае намыв и размыв перекатов происходит менее интенсивно. Как правило, перекаты первой группы расположены на изгибах русла, в пределах затопляемых пойм, вызывающих при прохождении значительных паводков изменение направления течений потока и образование в русле реки местных подпоров.

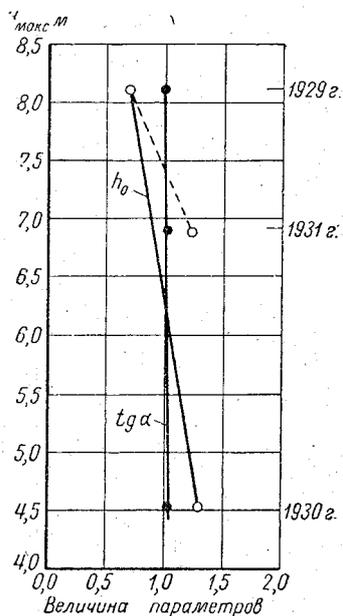


Рис. 109. Зависимость параметров связи $h = f(H)$ от H_{\max} по Калачевскому перекату.

Ко второй группе перекатов, расположенных по преимуществу в местах с расширенными участками русла, относятся перекаты с незначительными отложениями наносов, но в то же время многие из них являются нормирующими судоходство, так как большинство перекатов в течение паводка размывается, а намывается в конце спада. В дальнейшем режим перекатов может несколько различаться. Так, например, одни перекаты снова размываются, другие — в течение всей межени продолжают медленно намываться.

Основными показателями для первой группы перекатов являются: а) наличие прямой линии связи для подъема паводка и ломаной линии для спада;

б) величина $tg \alpha$ для многолетних, какими являются 1929 и 1932 гг., как правило, больше единицы;

в) величина $tg \beta$ характеризует интенсивность размыва перекатов, поэтому для перекатов первой группы, как более активных, $tg \beta$ больше, чем для второй группы.

Показателями для второй группы перекатов являются:

а) линия, характеризующая спад паводка, представляющая собой прямую линию, тангенс которой, как правило, несколько меньше или равен единице в зависимости от того, происходит размыв русла или оно остается постоянным;

б) линия подъема паводка с размываемым в паводки руслом проходит выше линии спада и, наоборот, с руслом, постепенно повышающимся, — ниже линии спада.

На рис. 108 показаны изменения по времени уровней и отметок гребня переката и кривая связи $h = f(H)$ для Калачевского переката (1929 г.), относящегося ко второй группе.

Зависимость параметров ($\operatorname{tg} \alpha$ и h_n) от H_{\max} приведена на рис. 109, которая в полной мере согласуется с аналогичными зависимостями для Кумовского переката. Является характерным, что значение h_0 в 1931 г. так же, как и на Кумовском перекате, отклонилось вправо от линии связи, что объясняется отмеченным выше общим понижением русла на участке Калач—Кумовской перекат.

Наиболее ясно выявляется влияние водного режима потока на формирование переката, если воспользоваться имеющимися данными об уклонах водной поверхности и внести в предыдущую зависимость $h=f(H)$ поправку на глубину, соответствующую «предельной» силе влечения

$$h_0 = \frac{S_0}{\gamma i}, \quad (4,38)$$

где S_0 — предельная сила влечения, полученная для устойчивого состояния переката в межень равной $0,16 \text{ кг/м}^3$.

Вычитая из H и h предельную глубину h_0 и обозначая $H_0 = H - h_0$ и $\Delta h = h - h_0$, можно построить зависимость $\Delta h = f(H_0)$ для Кумовского переката за весь период наблюдений, изображенную на рис. 110.

Значение

$$\Delta h = h - h_0 = \frac{S}{\gamma i} - \frac{S_0}{\gamma i}$$

представляет собой «активную» глубину, при которой может происходить транзит наносов или размыв донных отложений в зависимости от величины фактической силы влечения $S = \gamma h i$.

Нижняя, правая ветвь графика, проходящая под углом в 45° , на всем своем протяжении характеризует устойчивое состояние переката; пунктирные линии относятся к намыву переката и, наконец, гиперболические кривые — к размыву переката.

Разница между значениями Δh прямой линии, проведенной под углом в 45° , и остальными линиями выражает собой намыв переката Δz . В данном случае из графика следует, что наибольший намыв переката происходит при наивысших уровнях: для многоводных лет 1929 г. при $H_0 = 8,4 \text{ м}$ и 1932 г. при $H_0 = 7,4 \text{ м}$, а размыв — при $H_0 = 5,8 \text{ м}$.

Для периода размыва переката наметились три линии зависимости, что, по-видимому, связано с постоянным значением принятой «предельной» силы влечения независимо от крупности частиц наносов, отложившихся на перекате.

В результате анализа графиков можно сделать следующие выводы.

При подъеме паводка «активная» глубина потока постепенно увеличивается и к моменту начала интенсивного намыва переката достигает своего наивысшего значения, увеличиваясь примерно в два раза по сравнению с началом последующей сработки переката.

С дальнейшим повышением уровня и образованием на участке переката подпора сила влечения потока уменьшается, что приводит к массовому скоплению наносов на перекате.

По мере снижения уровня поток входит в основное русло реки и начинает восстанавливаться нарушенное отложениями равно-

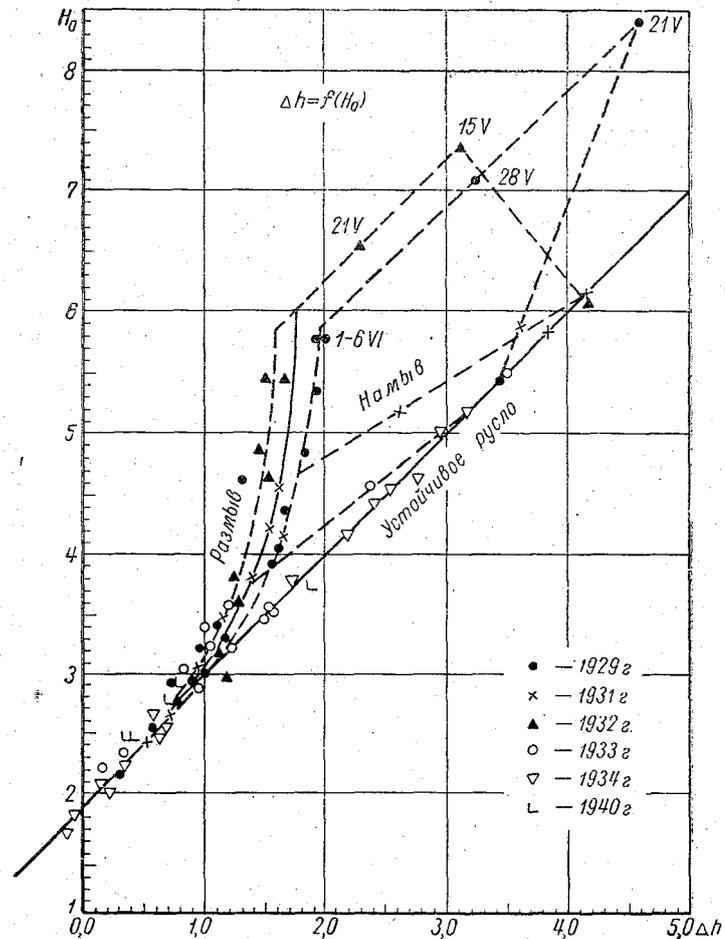


Рис. 110. Зависимость $\Delta h = f(H)$.

весне между потоком и руслом, т. е. происходит размыв гребня переката. В первое время смыв переката протекает более интенсивно, а затем постепенно затухает и в конце спада паводка достигает нулевого значения, когда глубина потока $\Delta h = h_0$.

Аналогичные связи получены нами и для других перекатов р. Дона.

Для дальнейших уточнений этих связей необходимо производить, помимо систематических промеров участка переката, измерение скоростей потока и брать пробы донных отложений для определения их фракционного состава.

Имея эти данные, можно подсчитать для различных периодов года «предельные» скорости потока, при которых происходит размыв или намыв гребня переката, и, таким образом, подойти к расчету режима переката.

Размыв перекатов, находящихся в зоне выклинивания подпора, создаваемого подпорными сооружениями, определится уровнем подпертого горизонта в соответствии со схемой, представленной на рис. 111.

Ввиду наличия остаточных отложений дальнейшее понижение отметки гребня переката прекратится. В последующие паводки будет происходить скопление наносов выше участка переката, что может создать гряду отложений значительного протяжения, выходящую за пределы распространения кривой подпора, и вызвать затруднения для судоходства при подходах к водохранилищу.

Формирование перекатов, находящихся в нижних бьефах, должно зависеть от продолжительности попусков воды из водохранилищ. При суточном регулировании фазы в изменениях режима потока в нижнем бьефе будут кратковременными. Принимая во внимание наблюдающееся отставание намыва перекатов от повышения уровня воды в паводок, можно считать, что влияние отдельных попусков воды на формирование перекатов будет незначительным.

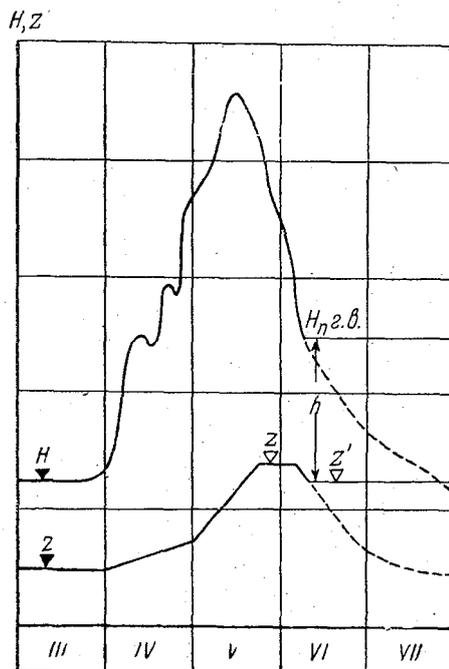


Рис. 111. Схема режима глубин на перекатах в условиях подпертого уровня.

ГЛАВА V

МЕТОДЫ ИЗМЕРЕНИЙ, ОБРАБОТКИ ПОЛЕВЫХ МАТЕРИАЛОВ И ПОДСЧЕТА СТОКА НАНОСОВ

Многочисленные запросы о режиме наносов, предъявляемые со стороны различных отраслей народного хозяйства Советского Союза (водоснабжения, ирригации, гидроэнергетики, водного транспорта и пр.), обладающего огромной территорией с многообразным водным режимом рек, вызвали необходимость в организации большого количества гидрологических станций, производящих наблюдения над наносами. В настоящее время в системе Главного управления гидрометеорологической службы насчитывается свыше 700 таких пунктов наблюдений, не считая сети других ведомств.

Густота сети станций по отдельным районам территории определяется:

- а) значением стока наносов для народного хозяйства;
- б) величиной мутности рек;
- в) разнообразием физико-географических условий местности, влияющих на сток наносов;
- г) степенью изученности стока наносов и обжитостью района.

В связи с этим площадь территории, приходящаяся на одну станцию, изучающую сток наносов, по отдельным районам меняется весьма сильно: от 1000 до 30 000 км² в средней и южной частях СССР и от 30 000 до 800 000 км² на севере и северо-востоке.

Величиной мутности рек и ее изменчивостью определяется продолжительность периода наблюдений, необходимая для получения представления о режиме наносов, достаточного для практических целей: от 3 лет в северных районах до 10 и более в центральных и южных.

Созданные за последние годы на территории СССР многочисленные пруды и водохранилища превратили отдельные реки в каскад водоемов, в связи с чем при размещении станций необходимо учитывать степень зарегулированности рек. Если расходы воды в периоды половодья и летних паводков проходят свободно через отверстия плотин, влияние их на сток наносов в

реках сказывается незначительно. Наоборот, на реках, где водохранилища и пруды полностью или значительно задерживают сток весеннего половодья, существование станций, ведущих наблюдения за наносами на ниже лежащих участках реки, нецелесообразно. В этом случае необходимо наблюдения за стоком наносов переносить на верхние участки реки, выше расположения водохранилищ, учитывая, что сток наносов с малых бассейнов еще изучен слабо и не нашел своего отражения в приведенной выше карте средней мутности рек.

Помимо общих задач учета стока наносов на характерных участках рек, возникает необходимость организации специальных наблюдений по изучению влияния на сток наносов проводимых в настоящее время противоэрозионных и агротехнических мероприятий по изучению режима наносов в верхних и нижних бьефах подпорных сооружений.

Работы, связанные с определением стока и режима речных наносов и их крупности, подразделяются на: а) полевые, б) лабораторные и в) камеральные. Способы производства работ излагаются в «Наставлениях» и «Методических указаниях», выпускаемых ГУГМС. При этом необходимо подчеркнуть, что ни наставления, ни методические указания не могут охватить всего многообразия природных условий рек и отдельных вопросов, возникающих в практике изучения наносов. В данном случае требуется инициатива самих работников, которые обязаны хорошо изучить режим реки и в соответствии с местными условиями вносить те или иные коррективы в производство наблюдений. Для этого необходимо хорошо усвоить основные положения методики производства измерений, ясно представлять себе задачи изучения режима наносов и причины, вызывающие ошибки измерений и последующей обработки материалов.

§ 16. ПРИБОРЫ (БАТОМЕТРЫ) ДЛЯ ИЗМЕРЕНИЯ ВЗВЕШЕННЫХ И ДОННЫХ НАНОСОВ

Одним из существенных моментов в правильной организации наблюдений за наносами является выбор измерительных приборов (батометров). От измерительных приборов зависит не только точность наблюдений, но и способы их производства.

Батометры для измерения взвешенных наносов. Для измерения взвешенных наносов (взятия проб мутности воды) существует два основных типа батометров — мгновенного и длительного наполнения.

Из числа батометров мгновенного наполнения наибольшее распространение в практике имел батометр системы Жуковского (рис. 112).

Этот батометр представляет собой полый металлический цилиндр диаметром 8—10 см и емкостью в 1, 2, 3 и 5 л. К цилиндру прикреплены на шарнирах крышки с резиновыми про-

кладками, захлопывающиеся от действия пружин при дергании шнура или при ударе спускающегося по тросу посыльного груза. Батометр может опускаться в поток на штанге (при небольших глубинах) и на тросе с грузом, к которому часто прикрепляется вертушка для одновременного измерения скорости потока в данной точке.

Батометр Жуковского позволяет брать пробы в отдельных точках потока. Для этого он с открытыми крышками погружается в воду на требуемую глубину, где крышки захлопываются. Извлеченная проба воды переливается в бутылки.

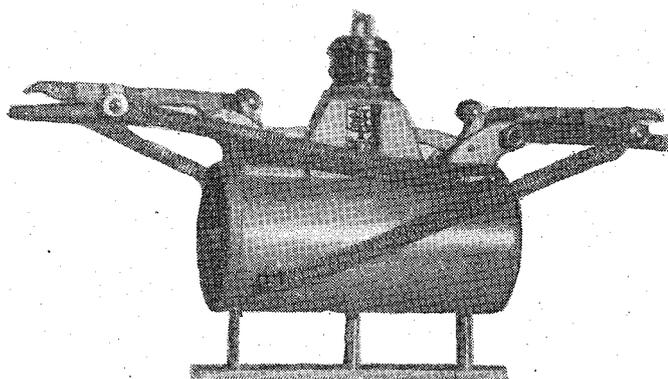


Рис. 112. Батометр Жуковского.

Существенным недостатком батометра Жуковского, как и любого батометра мгновенного наполнения, является то, что взятые им пробы ввиду пульсации мутности значительно отличаются от средней величины мутности в данной точке. Кроме того, как показывают наблюдения, батометр Жуковского дает заниженную мутность по сравнению с батометрами длительного наполнения. По этим причинам батометры мгновенного наполнения почти вышли из употребления.

Батометр системы Жуковского имеет целый ряд конструктивных вариантов, предложенных Калабугиным, Владимировым и др.

Конструкции батометров длительного наполнения весьма разнообразны. Это связано с неперменным требованием, чтобы скорость поступления воды в заборное отверстие батометров примерно соответствовала скорости потока в точке взятия пробы.

Рассмотрим существующие батометры длительного наполнения, начиная с наиболее распространенной на сети станций бутылки объемом в 1 л.

Бутылка прикрепляется к штанге или грузу в наклонном положении, под углом в 24° к горизонтальной плоскости, и опускается в воду. Она используется как для взятия осредненной (интеграционной) пробы мутности по глубине вертикали, так и в отдельных ее точках. Для взятия осредненной пробы бутылка с равномерной скоростью сперва погружается до дна, а затем поднимается на поверхность. Необходимо при этом следить, чтобы бутылка не наполнилась водой, прежде чем будет поднята

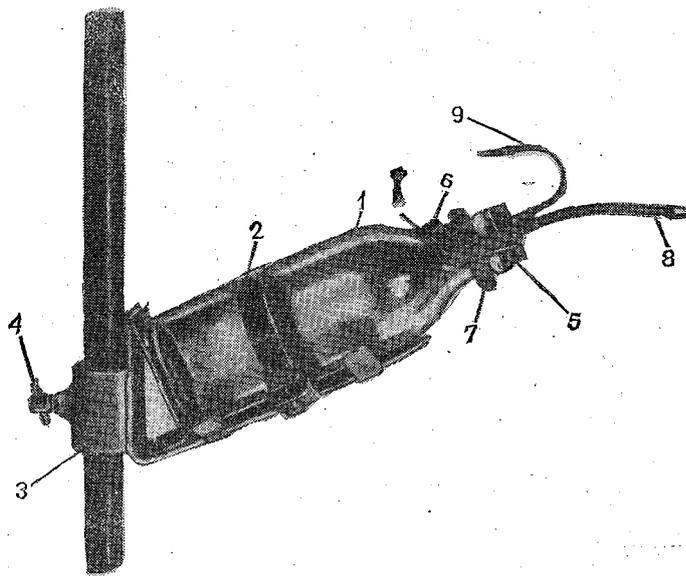


Рис. 113. Батометр-бутылка с креплением на штанге.

на поверхность воды. Ввиду быстрого заполнения бутылки и невозможности приблизить ее ко дну в наклонном положении использование бутылки ограничивается определенным диапазоном глубин.

Наименьшее расстояние взятия пробы от дна 20 см.

При взятии пробы воды в отдельных точках вертикали бутылка опускается на заданную глубину с закрытой пробкой, которая затем выдергивается прикрепленным к пробке шнуром.

Отметим, что после выдергивания пробки под действием гидростатического давления вода сразу же заполняет часть бутылки, сжимая находящийся в ней воздух; степень мгновенного заполнения бутылки зависит от глубины ее погружения. Когда давление уравновесится, поступление воды в бутылку становится равномерным.

В 1952 г. в Государственном гидрологическом институте (ГГИ) при участии автора был сконструирован батометр в виде

однолитровой бутылки с герметически закрывающейся пробкой и двумя трубками — для поступления воды в бутылку и выхода из нее воздуха.

Батометр-буылка имеет два варианта — с креплением к штанге (рис. 113) и в грузе (рис. 114).

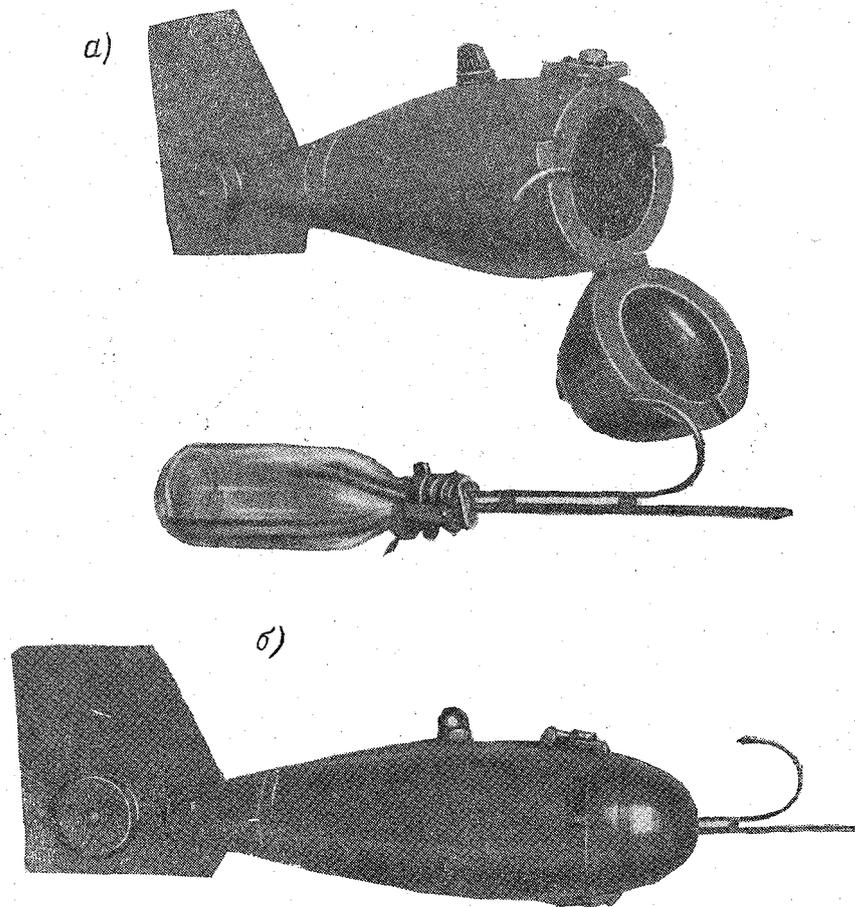


Рис. 114. Батометр-буылка в грузе.

a — груз в открытом виде и буылка с трубками; *b* — батометр в рабочем состоянии.

Батометр-буылка с креплением к штанге (рис. 113) состоит из стеклянной литровой широкогорлой буылки 1, вставленной при помощи стальной ленты в обойму 2, которая при помощи втулки 3 и винта 4 прикрепляется к штанге. При этом буылка устанавливается под углом в 24° к горизонтальной плоскости.

Отверстие бутылки перекрывает металлическая головка, состоящая из пробки 5, зажима 6 и хомутика 7, укрепленного на горловине бутылки.

Пробка 5 имеет два отверстия, в которые наглухо вставлены две трубки — водозаборная 8, направленная против течения, и воздухоотводная 9, изогнутая по течению. Регулирование скорости поступления воды осуществляется насадками различного диаметра. Для водозаборной трубки приняты диаметры насадок в 6 и 4 мм и для воздухоотводной в 1,5—2 и 4 мм. Расстояние по вертикали между отверстиями верхней воздухоотводящей трубки и нижней водоприемной равно 4 см.

Как показали исследования, проведенные в тарировочном бассейне ГГИ, при скоростях течения потока меньше 1 м/сек следует пользоваться насадками для водозаборной трубки диаметром 6 мм и для воздухоотводящей 1,5 мм, при скоростях от 1 до 2 м/сек — соответственно 4 и 2 мм и, наконец, при скоростях больше 2 м/сек — 4 и 4 мм.

Батометр-бутылка в грузе (рис. 114) имеет устройство пробки, аналогичное батометру-бутылке с креплением к штанге. Бутылка в горизонтальном положении вставляется в груз рыбовидной формы весом 35—40 кг. Во внутренней полости груза бутылка дном упирается в пружину и закрепляется специальной накладкой. Передняя откидная на шарнирах часть груза имеет прорезь для выхода наружу водоприемной и воздухоотводной трубок.

В связи с тем, что груз и бутылка принимают в потоке горизонтальное положение, для полного заполнения водой бутылки внутренние концы трубок несколько загнуты вверх, а внешние удлинены с таким расчетом, чтобы груз не влиял на нормальное поступление воды в водозаборную трубку. Расстояние по вертикали между внешними отверстиями трубок равно 8 см. Это вызвано тем, что внутренние концы трубок изогнуты вверх на 4 см. К хвостовому оперению груза прикреплен регулировочный грузик для установки груза с бутылкой в горизонтальном положении при подвесе его на тросе. Расстояние наинизшей точки взятия пробы от дна равно 10 см.

Ввиду отсутствия крана, перекрывающего трубки, применение батометра-бутылки для взятия пробы в точке ограничивается определенной глубиной, так как за время опускания бутылки она успевает частично заполниться водой.

Если допустить возможность заполнения бутылки на 10—15% ее объема по пути погружения, то глубина точки взятия пробы мутности, как показали исследования, не должна превосходить 2—2,5 м.

При взятии интеграционной пробы по вертикали преждевременное заполнение бутылки водой может быть фиксировано моментом прекращения появления на поверхности воды пузырьков воздуха, вытесненного водой из бутылки. Для ориентировочного

суждения о времени заполнения бутылки при различной скорости потока могут служить графики (рис. 115). Приведенные графики получены для бутылки на штанге (под углом в 24° к горизонтальной плоскости) и для бутылки в грузе при диаметре входной трубки в 4 мм и воздухоотводной в 2 мм.

Из сопоставления графиков следует, что заполнение горизонтальной бутылки в грузе при скоростях менее 1,5 м/сек происходит медленнее, чем наклонной бутылки на штанге. Это объясняется дополнительными сопротивлениями, вызванными удлинением трубок и загибом вверх внутренних их концов. Помимо того, при небольших скоростях потока в начале погружения в

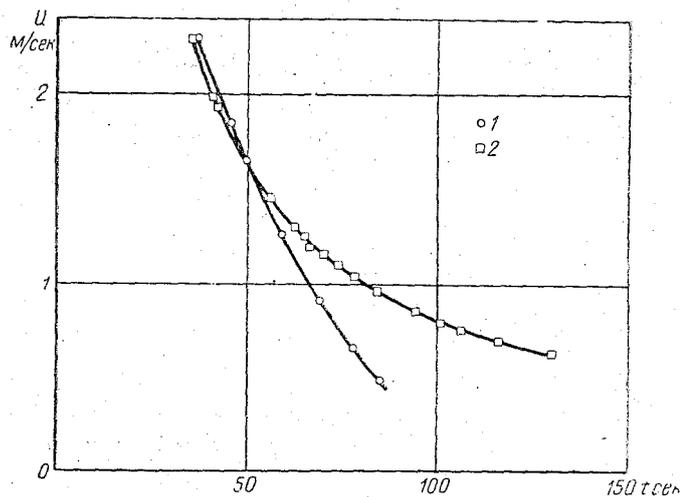


Рис. 115. Кривые зависимости между скоростью потока и длительностью наполнения батометра-бутылки на штанге (1) и в грузе (2).

воду бутылки в грузе в воздухоотводящей трубке наблюдается образование пробки от оставшихся на ее стенках капель воды, вследствие чего происходят перерывы в наполнении бутылки. Для предотвращения подобного явления необходимо батометр погружать в поток медленно, со скоростью не выше 0,1 м/сек, и перед тем как его опускать, требуется продуть воздух через обе трубки.

Батометр-бутылка благодаря простоте в обращении может найти широкое применение на сети, несмотря на ограниченность диапазона глубин, при которых возможно ее использование.

Взятие осредненной или, как обычно называют, интеграционной пробы на вертикали допускается в пределах от 1 м до глубины, гарантирующей неполное заполнение бутылки при ее извлечении из воды. Минимальный предел глубины в 1 м вызы-

вается возможной погрешностью в определении средней мутности, не учитывающей придонной мутности на расстоянии 0,20 м от дна, или $\frac{1}{5}$ глубины.

Батометр-тахиметр (рис. 116) длительного наполнения, позволяющий брать пробы со скоростью течения воды пото-

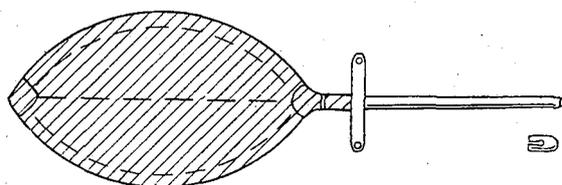


Рис. 116. Батометр-тахиметр.

ка, состоит из резинового баллона рабочей емкостью в 1 л, соединенного с латунной трубкой длиной 20 см с внутренним диаметром 6 мм. При работе на больших скоростях на трубку на-

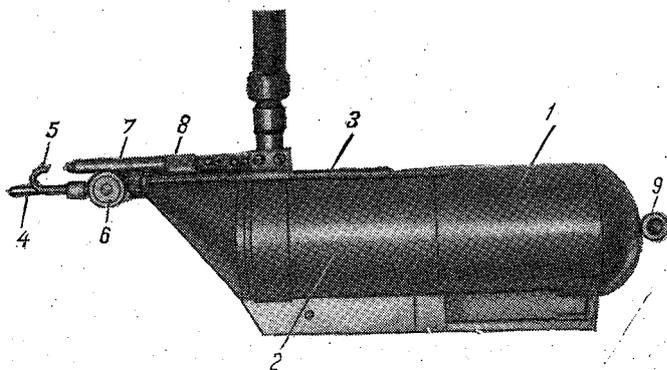


Рис. 117. Батометр Аксакова.

винчивается наконечник диаметром в 3 мм. К трубке прикреплен поперечный стержень для крепления батометра к штанге.

Батометр-тахиметр опускается в поток с вытесненным из баллона воздухом, при этом приемная трубка должна быть направлена по течению. После установки в точке взятия пробы батометр быстро поворачивается на 180° с таким расчетом, чтобы трубка оказалась против течения.

Батометр-тахиметр позволяет брать пробы одновременно в нескольких точках вертикали. Для этого к штанге прикрепляется несколько приборов на нужном расстоянии один от другого. При малых скоростях потока благодаря сопротивлению движению жидкости в трубке и возможности слипания внутрен-

них стенок баллона скорость втекания в него воды будет меньше, чем в реке, что нарушает нормальное поступление в баллон наносов. В силу этого в настоящее время батометр-тахиметр имеет весьма ограниченное применение.

Батометр Аксакова (рис. 117) состоит из металлического цилиндрического резервуара, герметически разделенного на два отсека поперечной перегородкой, показанной на рисунке пунктирной линией. Оба отсека сообщаются при помощи трубки 3. В тыловом отсеке 1 снизу имеется продольный щелевой прорез, через который при погружении прибора в поток входит вода, создающая под влиянием гидростатического напора сжатие воздуха в верхней части этого отсека. Это сжатие воздуха по трубке 3 передается в лобовой отсек 2 цилиндра, который собственно и служит для взятия пробы воды и имеет емкость примерно в 1 л.

Передняя часть лобового отсека представляет собой скошенный конус, в вершине которого вставлены две трубки: 4 — для поступления воды в батометр и 5 — для выхода воздуха, вытесняемого при поступлении воды через трубку 4.

Все три трубки (3, 4 и 5) перекрываются общим краном 6, расположенным в передней части прибора в виде вращающегося горизонтально стержня с соответствующими отверстиями для трубок.

Вращение крана и установление его в том или ином положении производится при помощи специального спускового механизма 7.

Под лобовым (передним) отсеком расположено водомерное стекло и шкала к нему, прикрытые отодвигающейся заслонкой.

Батометр опускается в нужную точку живого сечения реки на подвесной штанге или на тросе.

В последнем случае выше батометра укрепляется груз, жестко соединенный с батометром при помощи специального полого патрубка, проходящего через корпус груза. На грузе крепится приспособление, позволяющее приводить в действие спусковой механизм при помощи посыльных грузов.

При работе со штанги к спусковому устройству батометра крепится прочный шнур, проходящий внутри штанги.

Перед опусканием прибора в воду следует заводной рычаг 8 спускового механизма 7 отвести в крайнее тыльное положение в сторону штанги. При этом положении заводного рычага кран 6 перекрывает трубки для приема воды и выхода воздуха 4 и 5 и оставляет открытой трубку 3, соединяющую лобовой и тыловой отсеки цилиндра. В таком положении прибор опускается в воду на требуемую глубину.

Спустя 10—15 секунд производится первое натяжение шнура, в результате чего спусковой механизм срабатывает. Заводной рычаг при этом займет среднее положение, а кран 6 поворачивается так, что трубки 4 и 5 оказываются открытыми, а трубка 3

перекрывается. С этого момента в батометр начинает по трубке 4 поступать вода, а по трубке 5 вытесняется воздух.

Заполнение батометра обнаруживается по исчезновению пузырьков воздуха, видимых на поверхности воды.

По заполнении батометра производится вторичное натяжение шнура. При этом рычаг 8 займет крайнее переднее положение и обе трубки 4 и 5 оказываются перекрытыми краном 6. Трубка 3 также остается перекрытой.

Батометр извлекается из воды, отвинчивается от штанги и за кольцо 9 подвешивается в вертикальном положении. Открывается заслонка водомерного стекла и по шкале на уровне воды в стекле производится отсчет объема взятой пробы. При этом объем, соответствующий отсчету по шкале, прибавляется к постоянному объему, соответствующему нулевому делению шкалы. После этого спусковой рычаг 8 отводится в среднее положение, причем трубка 4 открывается и проба из батометра сливается в бутылку для последующей лабораторной обработки.

Перед опусканием прибора в следующую точку спусковой рычаг переводится в крайнее тыльное положение и повторяются все манипуляции в описанной выше последовательности.

По окончании измерения расхода наносов лобовой (приемной) отсек батометра тщательно промывается чистой водой, во избежание осаждения наносов на его стенках. Вода для промывки заливается в батометр при среднем положении спускового рычага через водоприемную трубку 4 с помощью резиновой груши.

При интеграционном методе взятия пробы воды батометр опускается ко дну и поднимается к поверхности воды при открытых входной (для воды) и выходной (для воздуха) трубках.

Скорость опускания и подъема батометра, зависящая от скорости течения и глубины на вертикали, определяется опытным путем с тем, чтобы при извлечении батометра из воды в нем оставался некоторый запас незаполненной емкости (до 100—150 см³).

Наличие крана, перекрывающего трубки, со сложным пусковым устройством при существующей его конструкции приводит иногда, особенно в слишком мутной воде, к нарушению в работе механизма. Взятые батометром Аксакова пробы мутности, как будет указано ниже, дают некоторое преуменьшение мутности по сравнению с другими приборами.

Наиболее совершенным прибором для взятия проб мутности является вакуумный батометр.

Вакуумный батометр впервые был предложен Б. В. Поляковым. В последнее время батометр переконструирован и применяется Ленгидроэнергопроектом и с незначительными конструктивными изменениями рекомендуется ГГИ для широкого внедрения на сеть станций гидрометслужбы.

Внешний вид вакуумного батометра представлен на рис. 118.

Батометр состоит из вакуумной камеры 1, насоса двойного действия 2 и водозаборного наконечника 3, соединенных между собой резиновыми шлангами 4 и 5.

Действие прибора основано на засасывании воды в камеру путем разрежения воздуха в вакуумной камере при помощи всасывающего насоса.

Вакуумная камера представляет собой металлический сосуд цилиндрической формы объемом в 3 или 6 л, нижняя часть которого переходит в конус, заканчивающийся краном 6 для сливания пробы.

На верхней части камеры установлены три крана: кран 7, соединенный резиновым шлангом с насосом; кран 8, соединен-

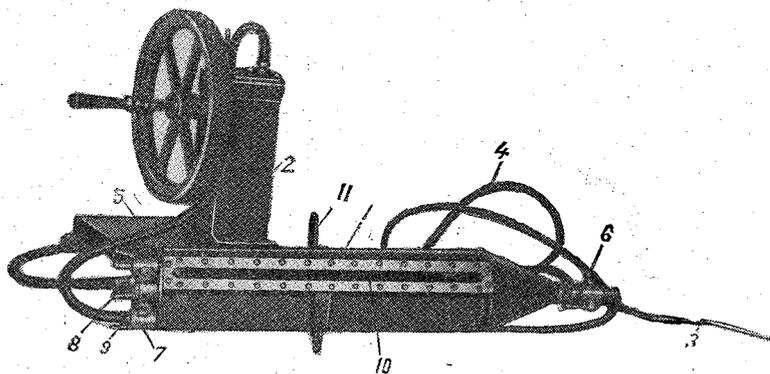


Рис. 118. Вакуумный батометр.

ный резиновым шлангом с заборным наконечником, и кран 9, соединяющий вакуумную камеру с атмосферой.

В центре верхней части камеры имеется отверстие, закрытое герметически пробкой; это отверстие служит для промывания камеры, а также для установки вакуумметра.

Вдоль камеры прорезано смотровое окно 10, закрытое органическим стеклом. По обеим сторонам смотрового окна на прижимной рамке нанесены деления шкалы. Цена делений шкалы 20 мл для 3-литровой камеры и 40 мл для 6-литровой.

В средней части цилиндрической камеры имеется манжета с ушками 11, при помощи которых камера укрепляется на судне или мостике неподвижно в вертикальном положении.

Заборный наконечник 3 представляет собой изогнутую металлическую трубку с внутренним диаметром в 6 мм. Трубка имеет приспособление для крепления ее на штанге или на грузе, для чего в передней части груза ввинчивается специальный штырь. Насос, входящий в комплект прибора, должен быть обязательно двойного действия (системы Камовского или др.), так

как он служит для разрежения воздуха в камере при взятии пробы воды и для нагнетания воздуха в камеру при опорожнении от воды шланга, погруженного в поток.

Длина шланга к насосу выбирается по расстоянию до вакуумной камеры, а к заборному наконечнику в зависимости от глубины потока.

Работа с вакуумным батометром может производиться с судна, с моста или люлечной переправы, но при возможно низ-

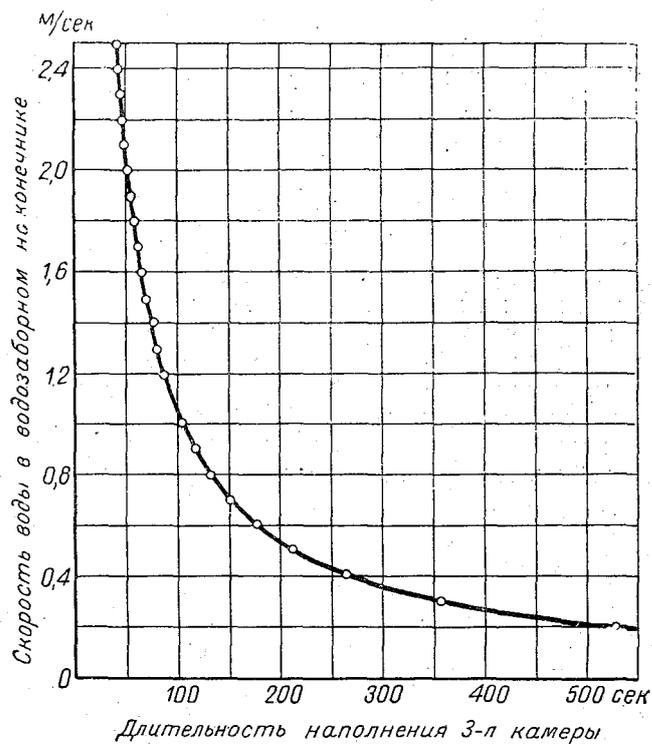


Рис. 119. Кривая, характеризующая зависимость между скоростью воды в водозаборном наконечнике и длительностью наполнения камеры.

ком положении вакуумной камеры над поверхностью воды в реке (не выше 3—4 м). При малой ширине реки камера может устанавливаться на берегу.

Вакуумный батометр позволяет брать пробы мутности как в отдельных точках вертикали, включая точки непосредственно у дна, так и интеграционно по вертикали. Скорость воды в водозаборной трубке регулируется созданием вакуума в соответствии со скоростью течения в точке потока, которая предвари-

тельно определяется вертушкой. Скорость воды в водозаборном наконечнике определяется по заранее построенной кривой в зависимости от показания вакуумметра или по скорости заполнения камеры водой, наблюдающейся через стеклянную прорезь в цилиндре.

На рис. 119 приведена кривая, характеризующая зависимость между скоростью воды в водозаборном наконечнике и длительностью наполнения камеры объемом в 3 л; при объеме камеры в 6 л длительность наполнения камеры должна быть в 2 раза больше.

Порядок работы с батометром следующий.

При установлении водозаборного наконечника в точку вертикали нагнетательным действием насоса прогоняется вода из шланга, попавшая в него под влиянием гидростатического напора. Затем камера посредством крана разъединяется с заборным шлангом и при помощи насоса в камере создается вакуум, соответствующий скорости течения воды.

Когда нужное разрежение в камере достигнуто, заборный кран переключается, соединяя снова камеру с водозаборным шлангом для взятия пробы мутности.

После заполнения вакуумной камеры до заданного объема работа насоса приостанавливается и одновременно перекрывается кран, соединяющий водозаборный шланг с камерой.

Когда проба в точке взята, водозаборный наконечник, не вынимая из воды, непосредственно переводится в следующую точку вертикали. Порядок взятия пробы остается прежним.

При интеграционном способе, перед тем как опустить водозаборный наконечник в воду, кран, соединяющий шланг с водозаборным наконечником, перекрывается и в камере создается разрежение, соответствующее скорости потока. При погружении наконечника кран открывается. Регулирование скорости забора воды достигается различной скоростью вращения насоса.

При взятии пробы необходимо следить, чтобы вакуумная камера не переполнилась водой, так как вода через шланг может попасть в насос и вывести его из работы.

Объем пробы отсчитывается по шкале.

Перевод пробы из камеры в бутылку производится через нижнее отверстие при открытом верхнем кране, соединяющем камеру с атмосферой.

Таким образом, вакуумный батометр позволяет брать пробы воды требуемого объема с заданной скоростью интеграционно и в отдельных точках вертикали на любой глубине.

Помимо широкого диапазона применения, вакуумным батометром удобно производить измерения, что и дало основание рекомендовать его в качестве основного батометра для сети станций гидрометслужбы.

В заключение приведем сравнительную оценку показаний проб мутности, полученных в результате испытаний батометра

Жуковского, бутылки, батометра-бутылки, батометра Аксакова и вакуумного батометра, проведенных в 1951 г. на р. Аму-Дарье сотрудниками ГГИ Е. С. Семеновою и М. К. Чхиквадзе.

Исследование приборов проводилось путем последовательного отбора проб каждым прибором в одной и той же точке реки при 20 повторных опусканиях прибора с соблюдением следующих условий: очередности опускания всех приборов, постоянства объема отбираемых ими проб (около 1 л) и возможно наименьшего промежутка времени между взятием проб. Батометром Жуковского брались в течение примерно 1 минуты 3 повторные пробы. Всего выполнено 3 серии сравнительных опытов, производившихся 8, 11 и 23/IX. Характеристика реки в точках взятия проб в периоды исследования приборов, глубин, скоростей и мутности приводится в табл. 57.

Таблица 57

Дата	Продолжительность наблюдений (часы)	Глубина (м)		Скорость течения в точке (м/сек)			Мутность воды (г/м ³)
		реки	взятия пробы	в начале опыта	в середине опыта	в конце опыта	
8/IX	с 12 по 18	2,30	0,6 h	0,64	0,79	0,69	1800
11/IX	" 12 " 19	4,40	0,2 h	1,29	1,31	1,29	1200
23/IX	" 11 " 16	1,20	0,6 h	0,75	0,69	0,59	1600

Примечание. Мутность дана как средняя из 20 проб, взятых вакуумным батометром.

Данные, характеризующие квадратичные σ и предельные Δ отклонения значений мутности (в %) по отдельным пробам от средней, показаны в табл. 58.

Таблица 58

Дата	Глубина взятия проб	Мутность воды (г/м ³)	Число проб	Батометр-бутылка		Вакуумный батометр		Батометр				Обычная бутылка			
								Аксакова		Жуковского		под углом 24°		вертикальная	
				σ	Δ	σ	Δ	σ	Δ	σ	Δ	σ	Δ	σ	Δ
11/IX	0,2 h	1200	20	4,8	15,0	3,5	6,0	14,5	31,0	7,0	18,0	3,6	10,0	6,1	20,0
23/IX	0,6 h	1600	20	9,7	25,0	9,0	17,0	34,2	79,0	10,5	43,0	15,0	22,0	11,5	34,0

Наилучшими из исследованных приборов в сглаживании пульсации мутности в потоке являются независимо от величины мутности и глубины взятия пробы вакуумный батометр, батометр-бутылка и обычная наклонная бутылка.

Батометры Аксакова и Жуковского дают значительные погрешности: в батометре Жуковского наблюдающиеся отклонения обусловлены мгновенностью его наполнения и отчасти влиянием выступающих крышек. В батометре Аксакова причины отклонений, по-видимому, связаны с преуменьшением скорости в водозаборной трубке.

Отклонения средних значений мутности (в %), полученных различными приборами от средней мутности вакуумного батометра, принимаемой за 100%, характеризуются данными табл. 59.

Как видно из табл. 59, близкие значения мутности к показаниям вакуумного батометра дает батометр-бутылка и обычная наклонная бутылка; батометры Аксакова и Жуковского показывают заниженную мутность.

Таблица 59

Дата	Глубина взятия проб	Мутность воды (г/м ³)	Бато- метр- бутылка	Батометр		Бутылка	
				Аксакова	Жуков- ского	наклон- ная	верти- кальная
11/IX	0,2 h	1200	-0,8	-15,2	-16,0	-0,8	-1,6
23/IX	0,6 h	1600	+1,8	-5,5	-18,8	—	-6,1
8/IX	0,6 h	1800	+9,0	-31,3	-28,9	+8,3	—

На рис. 120 представлено расположение на графиках точек мутности, измеренной различными батометрами, по отношению к показаниям батометра-бутылки. Отклонение на графике *a* верхних точек от прямой, проведенной под углом в 45°, показывает, насколько занижена мутность проб, взятых вакуумным батометром при более высокой мутности воды. Данное понижение вызвано случайным обстоятельством, а именно тем, что скорость воды в водозаборном шланге была 0,40 м/сек, т. е. примерно в два раза ниже скорости потока в точке.

Наибольший разброс точек имеет место в показаниях батометра Жуковского (график *г*) и Аксакова (график *д*). График *б* сравнения мутности, полученной батометром-бутылкой и обычной наклонной бутылкой, показал хорошее их соответствие; наоборот, бутылка, опускаемая в поток в вертикальном положении, дала заниженную мутность (график *в*) за счет недоучета крупных фракций.

Уменьшение мутности (на 16—29%), измеренной батометром Жуковского, подтверждается также данными Ленгидроэнергопроекта.

В табл. 60 приведены показатели содержания частиц (в процентах), характеризующие улавливание батометрами наносов крупностью более 0,05 мм.

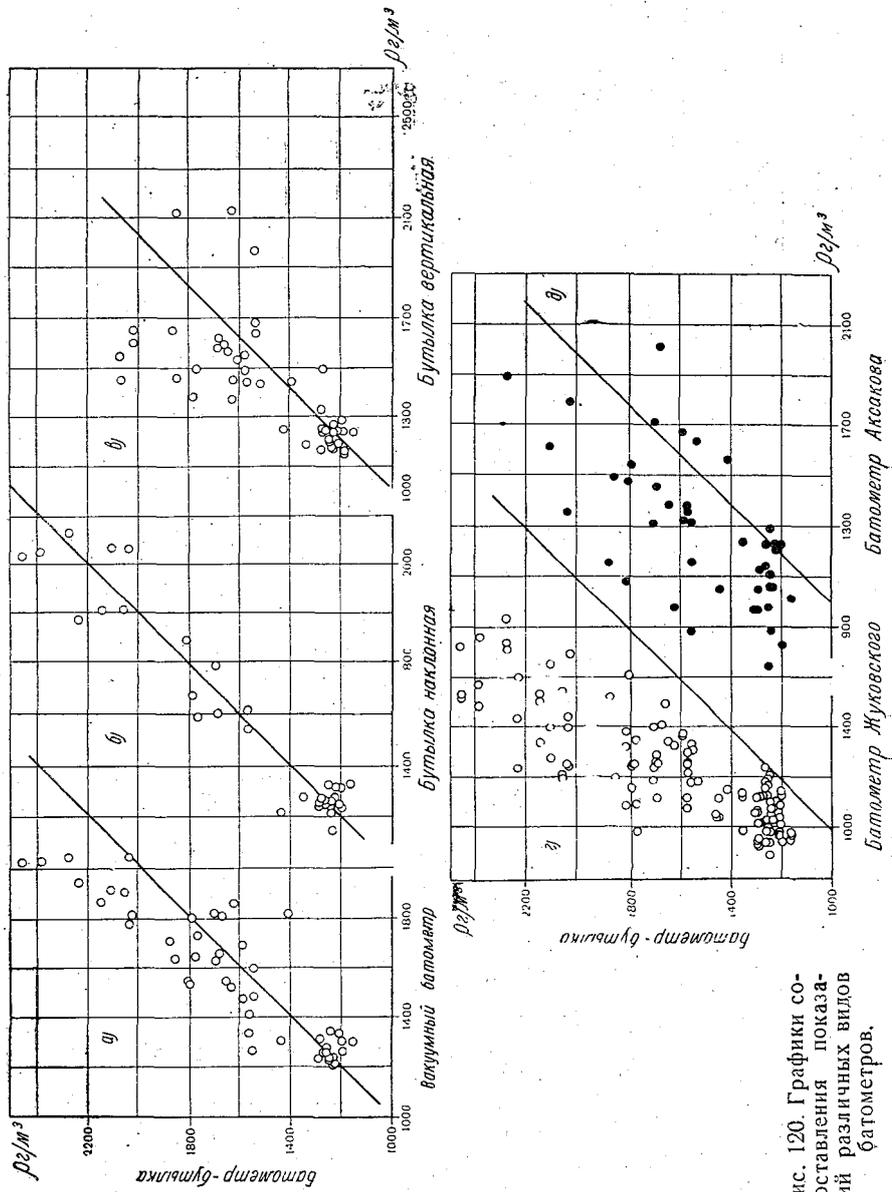


Рис. 120. Графики сопоставления показаний различных видов батометров.

Таблица 60

Дата	Глубина взятия проб	Мут- ность воды (г/м ³)	Содержание частиц >0,05 мм (‰)					
			Вакуум- ный бато- метр	Бато- метр- бутылка	Батометр		Бутылка	
					Акса- кова	Жуков- ского	наклон- ная	верти- кальная
11/IX	0,2 h	1200	14,3	14,1	11,3	7,9	13,5	13,5
23/IX	0,6 h	1600	44,0	42,0	43,6	29,5	—	36,2
8/IX	0,6 h	1800	40,0	43,5	13,5	23,0	42,5	—

Как видно из таблицы, по уловленным крупным фракциям (> 0,05 мм) показания вакуумного батометра и батометра-бутылки весьма близки, тогда как батометр Аксакова и особенно батометр Жуковского и вертикальная бутылка дают заниженные проценты, что подтверждает преуменьшенное показание средней мутности этими приборами.

Батометры для измерения донных наносов. Для измерения донных наносов существует большое количество батометров-ловушек, однако все они не удовлетворяют основному требованию, которое к ним предъявляется — точности учета стока наносов.

Причинами этого являются как конструктивные недостатки приборов, так и рельеф речного дна. Русла рек чаще всего имеют неровную поверхность в виде гряд, рифелей, камней и пр., в связи с чем практически трудно установить батометр таким образом, чтобы он плотно прилегал ко дну. В результате этого происходит подмыв русла перед входным отверстием прибора и тем самым нарушается нормальное поступление в него наносов. Кроме того, при наличии гряд нормальное поступление наносов в батометр возможно только в том случае, если он установлен на взбеге гряды, а не в ее подвалье.

В текущей воде имеет место снос прибора, а при скоростях более 2,0—3,0 м/сек вообще трудно опустить его на дно, так как для этого требуется слишком большой вес и мощная лебедка. Значительную трудность при конструировании батометра представляет обеспечение во входном его отверстии скорости, соответствующей скорости потока, и полного осаждения в батометре наносов независимо от их крупности.

Даже наиболее конструктивно совершенные батометры требуют многократной повторности измерений и ограничиваются возможностью их применения определенными условиями водного режима рек.

Кроме того, необходима тарировка приборов в отношении количества улавливаемых ими наносов в зависимости от скорости потока, продолжительности выдержки прибора на дне и

состава речных наносов, что в производственных условиях трудно осуществимо.

Создание конструкций батометров-ловушек для измерения донных наносов имеет большую давность. Можно считать, что для них уже сделано почти все возможное, исключая мелких чисто конструктивных деталей.

Следующим этапом в развитии методики измерений донных наносов должно быть коренное изменение принципов построения измерительной аппаратуры, основанной на последних достижениях физики, что является задачей ближайшего будущего.

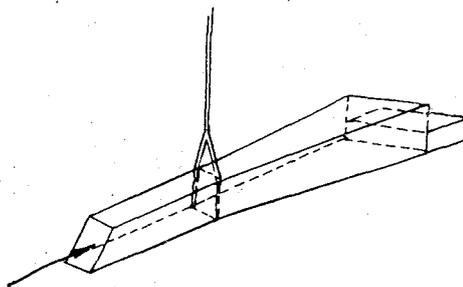


Рис. 121. Батометр Гончарова.

Приведем краткую историю развития конструкции батометров для измерений донных наносов.

В СССР впервые измерение донных наносов производилось на р. Кубани в 1925 г. Прибором для измерений наносов служил батометр, сконструированный В. Н. Гончаровым, в виде конусообразного ящика, в задней стенке которого имелась прорезь для выхода воды (рис. 121).

В батометре В. Н. Гончарова площадь поперечного сечения прибора постепенно увеличивается от входного к выходному сечению, что способствует отложению попавших в него наносов. С этой же целью выходное отверстие в приборе расположено в верхней части задней стенки. Нижняя поверхность прибора имеет несколько вогнутое очертание, с тем чтобы прибор плотно опирался на дно передним и задним краем. Для того чтобы наносы не высыпались из прибора, в задней стенке был устроен ящик или прикреплялся холщевый мешок.

Дальнейшее усовершенствование прибора В. Н. Гончарова было произведено М. К. Пастрюлиным (1937 г.) при измерениях наносов на р. Дону (рис. 122).

Основным отличием батометра Пастрюлина от батометра Гончарова является установленная на дне прибора песколовка, перекрытая плоскостью с прорезями, в которые попадают поступившие в прибор наносы; наличие руля, ориентирующего прибор по направлению течения, и прямолинейность нижней плоскости и кожуха, что, как показали дальнейшие ис-

следования, уменьшает вымыв песка из-под основания прибора и тем самым способствует устойчивости прибора на дне.

В 1927 г. Б. А. Аполлов для улавливания донных наносов предложил так называемую донную ванночку.

Ванночка сделана из толстого листового железа и имеет квадратное дно (18×18 см), к которому с четырех сторон прикреплены на шарнирах откидывающиеся крылья трапециевидальной формы. На эту конструкцию в развернутом виде наклеена

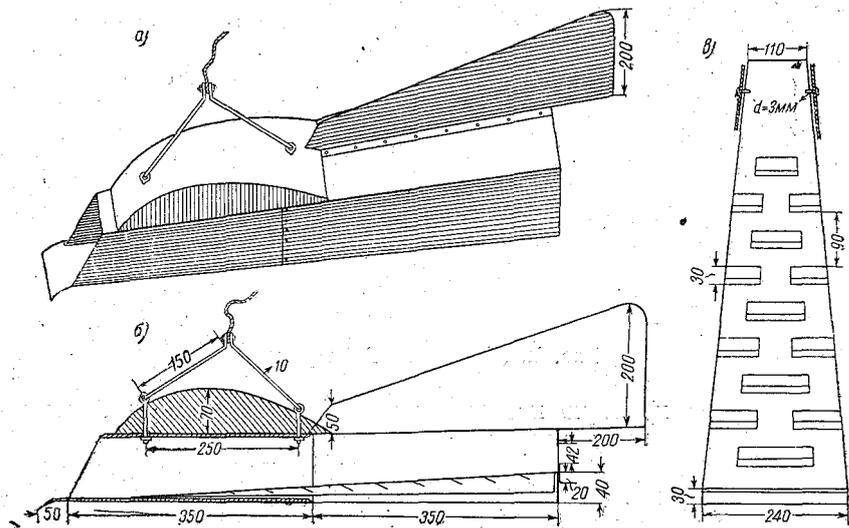


Рис. 122. Батометр Пастрялина.

a — общий вид, *b* — продольный разрез, *v* — вкладной лист.

тонкая резина, перекрывающая также треугольные промежутки между смежными крыльями.

К двум противоположным крыльям, длинные стороны которых располагаются вдоль по течению, прикреплены две крышки, закрывающие ванночку сверху, когда она находится на весу.

В центре ванночки укреплена стойка, на которую надета прямоугольного сечения трубка с компасной коробкой наверху. Последнюю охватывает рамка, к которой прикрепляется руль и тросики, идущие к трапециевидальным крыльям. Стойка оканчивается стальной иглой, которая поднимает стойку компаса, когда прибор встанет на дно и крылья ванночки опустятся.

Когда ванночка находится на весу, игла опущена и стрелка лежит неподвижно на зубчатом лимбе, а руль направляет ванночку так, чтобы переднее, заостренное крыло расположилось прямо навстречу течению, а боковые крылья с крышками — вдоль него.

Прибор опускается на тросе, при установке на дно трос ослабляется, чтобы ванночка раскрылась и одновременно пускается секундомер. По истечении некоторого времени секундомер останавливают и ванночку медленно поднимают. По направлению стрелки на зубчатом лимбе компаса определяется азимут направления течения.

К существенным недостаткам ванночки Аполлова относятся: трудность ее плотной установки на дне, недоучет транзита наносов, который неизбежен при длительной выдержке ванночки на

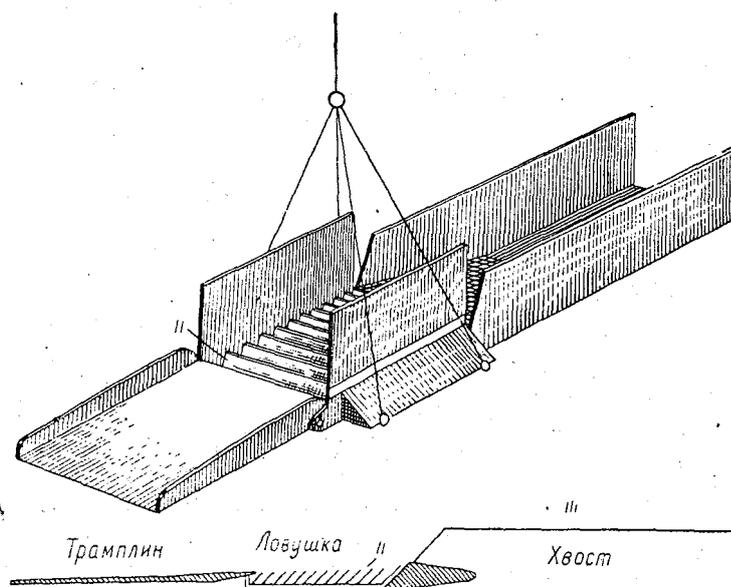


Рис. 123. Батометр Полякова.

дне, неопределенность оптимальной продолжительности выдержки батометра и, наконец, предполагается, что при измерении ванночкой наносы поступают по всей ширине плоскости, чего в действительности не наблюдается.

По типу ванночки Аполлова в 1939 г. В. М. Сокольниковым был сконструирован раскрывающийся на дне зонт, развернутая поверхность которого подразделена парусиновыми перегородками на отдельные секции, перекрытые брезентом в центральной части зонта, и, таким образом, они являются ловушкой для наносов, отложившихся в отдельных секциях, так как при подъеме зонта последний складывается и наносы перемещаются к центру.

На штанге укреплена бусоль для фиксации положения отдельных секций по странам света; что позволяет определять направление движения наносов.

К недостаткам прибора относится трудность его установки на дне, в особенности при значительных глубинах и скоростях течений потока. Имеющиеся по краям брезентового зонта грузила не обеспечивают плотного прижатия плоскости зонта ко дну и условий нормального поступления наносов в прибор.

Батометр Сокольниково имеет преимущества перед батометром Аполлова и может найти применение при исследованиях движения донных наносов в устьевых участках рек и в при-

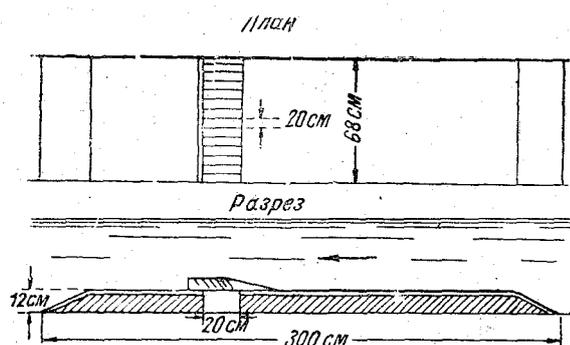


Рис. 124. Схема установки экспериментальных исследований батометра Полякова в лотке.

брежных морских зонах при небольших глубинах и скоростях течений.

В 1931 г. Б. В. Поляковым был предложен открытый батометр с песколовкой, закрывающейся при подъеме его со дна (рис. 123). Батометр состоит из трех частей, соединенных шарнирно: входной наклонной плоскости, ловушки с крышками и поперечными наклонными перегородками наподобие жалюзи, куда проваливаются наносы, и хвостовой части. Ловушка по достижении дна и ослаблении троса раскрывается благодаря противовесам крышек, к которым прикреплены концы троса. Батометр Полякова получил широкое распространение в практике. Однако этот батометр, как показали исследования, дает значительные ошибки в измерении наносов.

В 1935 г. во Всесоюзном научно-исследовательском институте гидротехники (ВНИИГ) автором со схематизированной моделью батометра Полякова были проведены лабораторные исследования влияния входной, выступающей перед песколовкой плоскости на захват наносов. Опыты проводились в стеклянном лотке, в дно которого была врезана песколовка, разделенная на отдельные секции, размерами, соответствующими ширине входного

отверстия модели прибора. Прибор устанавливался над центральной секцией песколовки и своим основанием полностью ее перекрывал. Песок подавался в лоток выше опытной установки.

В результате сопоставления количества песка, отложившегося в отдельных секциях песколовки и в самом приборе, определялся коэффициент улова наносов, или коэффициент полезного действия (рис. 124).

Опыты показали, что по мере скопления песка на входной плоскости, он смывался по сторонам, благодаря чему попадание

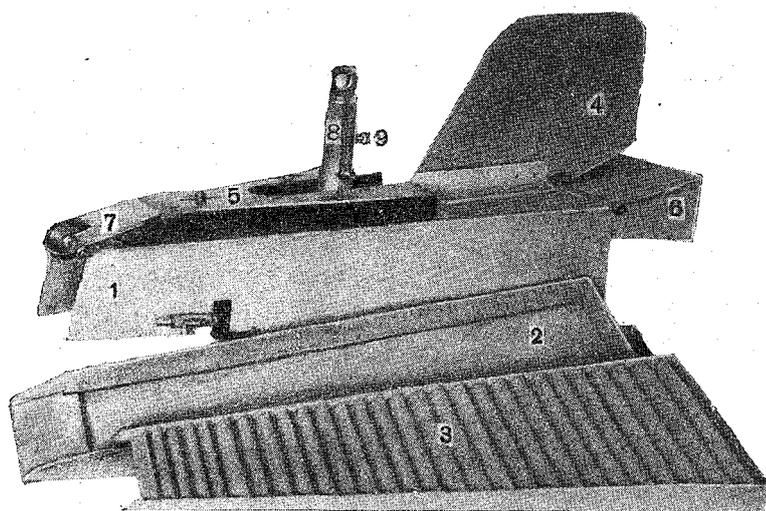


Рис. 125. Батометр «Дон».

песка в прибор составляло всего 40—50% количества наносов, попавших в смежные секции песколовки.

При устройстве над входной плоскостью расходящегося кожуха улов наносов увеличивается до 75%. Примерно аналогичные же результаты улова наносов батометром Полякова получены при полевых исследованиях, проводившихся в 1936 г. Средволгостроем на р. Волге и в 1940 г. Ростовским УГМС на р. Дону. Эти исследования показали, что батометр Полякова при установке на дно передней плоскостью, находящейся при погружении батометра в наклонном положении, врезается в песок, в результате чего на ней образуется скопление наносов, нарушающее нормальное поступление в прибор наносов. Что же касается устройства самой песколовки в виде жалюзи, то оказалось, что она весьма эффективна для задержания наносов.

На рис. 125 изображен батометр «Дон», сконструированный в ГИИ при участии автора. Батометр «Дон» является модернизированным батометром Гончарова—Пастрюлина. Бато-

метр состоит из съемного расходящегося кожуха 1, перекрывающего днище 2 с песколовкой 3 типа Полякова, руля 4, съемного груза 5 и расходящегося раструба 6 у выходного отверстия. Ловушка представляет собой плоский ящик длиной 70 см, в который вкладывается рама с жалюзийными перегородками. На бортах ящика имеются ушки, за которые он крепится к кожуху.

Длина батометра около 70 см, высота входной части 10 см и выходной 15 см; ширина соответственно 10 и 25 см. Задняя стенка кожуха имеет в верхней части отверстие с расходящимся раструбом, равное по площади входному отверстию. Входное и выходное отверстия перекрываются крышками 7, которые приводятся в действие одновременно. На крышке кожуха имеется подвес 8. Последний представляет собой полую втулку, в которую вставлен подвижной стержень с гайками по бокам и петель сверху для подвеса батометра к тросу. На нижней части стержня имеется ролик, через который пропущен трос, открывающий и закрывающий крышки батометра. При опускании батометра на дно крышки удерживаются открытыми при помощи штифта 9 на стержне втулки. При касании батометром дна трос освобождается со штифта, в то же время крышки остаются открытыми; они закрываются при натяжении освобожденного от штифта подвесного троса при подъеме батометра со дна.

Для предотвращения сноса батометра течением у входного отверстия прибора имеются кольца для крепления оттяжек.

Площади входного и выходного отверстий в батометре «Дон» одинаковые. Внутри прибора скорости уменьшаются вследствие постепенного увеличения живых сечений, что способствует осаждению мелких частиц. За выходным отверстием устроен раструб, способствующий увеличению скорости при выходе воды из прибора.

Батометр «Дон» служит для измерения как песчаных наносов, так и гравелистых диаметром до 1 см.

Перед тем как изготовлять опытную серию батометра «Дон», последний подвергся в ГГИ весьма подробному исследованию. В задачу исследований входило проверить влияние следующих различных вариантов узлов батометра на скоростное поле перед входным отверстием и внутри прибора, а также на движение наносов и их отложение внутри прибора:

- 1) батометр с кожухом и раструбом в верхней части задней стенки с гладким дном (без песколовки и с песколовкой);
- 2) тот же батометр с песколовкой, но без раструба;
- 3) тот же батометр с песколовкой, но без задней стенки;
- 4) песколовка (без раструба);
- 5) песколовка с вертикальными боковыми стенками.

Размеры прибора были приняты в натуральную величину.

Испытание проводилось на р. Луге, в русле которой была выбрана ровная площадка размерами 2×2 м; скорости течения в пределах площадки, измеренные вертушкой Прайса, в придон-

ном слое равнялись 30—32 см/сек, на расстоянии 5 см от дна — 38—40 см/сек, на расстоянии 10 см — 46—49 см/сек и на расстоянии 20 см (вблизи к поверхности) — 51—55 см/сек.

Для того чтобы при данных скоростях течения на площадке происходило движение наносов, впереди площадки было насыпано на дно 50 ведер прибрежного, более мелкого песка крупностью от 0,3 до 1 мм. Высыпанный песок приходил в движение, образуя небольшие грядки длиной от 12 до 30 см и высотой от 3 до 5 см. После этого проводились исследования по перечисленным выше вариантам.

Испытания показали, что прибор практически не оказывает влияния на скоростной режим потока у входного отверстия, но внутри прибора скорости уменьшаются по мере удаления от входного отверстия. Так, например, на расстоянии от дна в 5 см скорости изменялись от 40 см/сек у входа в прибор, 30 см/сек в его средней части и до 23 см/сек у задней стенки.

Движения наносов в обход батометра не наблюдалось. Поступающие к прибору песчаные гряды внутри прибора с гладким дном нарушались, при этом песок перекатывался, временами взвешивался, распределяясь на дне батометра неравномерно.

Сзади батометра, непосредственно под раструбом, образовался песчаный бугор.

Батометр ставился на неровное дно, покрытое песчаными грядами, которые под некоторым давлением легко сглаживались.

При наличии в батометре песколовки попавшие в него наносы откладывались между жалюзи, при этом заполнение песколовки происходило последовательно, начиная от входного отверстия; у задней стенки при 30-минутной выдержке осаждались только мелкие наносы.

При отсутствии раструба сзади выходного отверстия произошло уменьшение скорости воды внутри прибора примерно на 50%, при этом наблюдалось обтекание потоком прибора, в результате чего образовались впереди и с боков входного отверстия промоины в песке глубиной и шириной до 1 см.

Снятие задней стенки в батометре, наоборот, увеличило скорости потока, при этом отчетливо наблюдалось всасывание донных наносов во входное отверстие, расширяя полосу захвата песка до 2—3 см от боковых стенок прибора. Попавшие в прибор наносы в значительной своей части взвешивались и выносились за его пределы, вследствие чего продолжительность выдержки батометра не влияла на количество отложившихся в нем наносов. Таким образом, исследованиями было установлено влияние формы прибора на скоростной режим потока и отложение наносов и, в частности, подтверждено назначение раструба за выходным отверстием.

Кроме того, выявилась возможность исключить в батометре выступающую перед входным отверстием плоскость или ограничить длину ее до 2 см.

К сожалению, данными исследованиями не представилось возможным установить влияние увеличения скорости потока на обтекание и подмыв батометра, так как для проведения этих опытов не имелось соответствующих условий.

Исследования открытой песколовки с вертикальными стенками по типу батометра Полякова показали следующее. Наполнение наносами открытой песколовки происходило неравномерно и наблюдался подмыв песка по краям прибора и забрасывание песка в песколовку. При гладком поддоне наблюдалось взвешивание

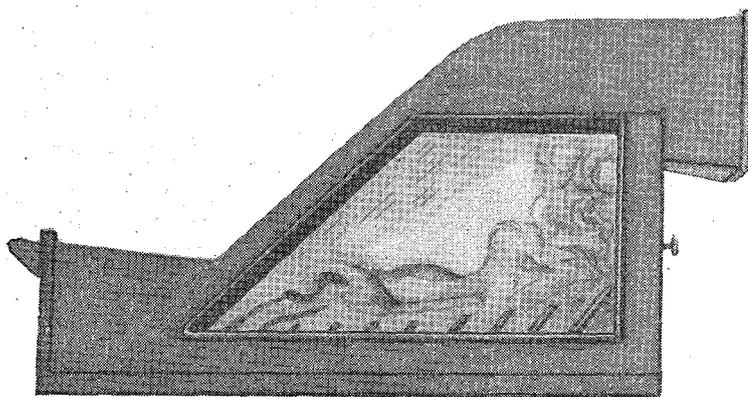


Рис. 126. Характер течений потока внутри батометра.

вание ранее отложившихся наносов. Таким образом, открытый сверху прибор, независимо от наличия боковых стенок, является явно неудовлетворительным.

Дальнейшие серийные испытания батометра «Дон» выявили необходимость усилить рулевое оперение, отнеся его дальше от прибора и спустив вниз, как это имеет место в батометре Шамова для галечных наносов.

При значительных глубинах и скоростях течения, превышающих $1,0$ м/сек, во избежание отбоя прибора необходимо применять оттяжки, без которых трудно его установить точно на вертикали, что значительно осложняет работу с батометром.

Измерения наносов батометром «Дон», произведенные Ленгидэпом в 1952—1953 гг. параллельно с измерением расходов наносов по перемещению песчаных гряд, показали коэффициент полезного действия батометра 0,6.

Характер течений потока внутри батометра с кожухом показан на рис. 126.

Для измерений гравелисто-галечных наносов как в СССР, так и за границей применяются сетчатые ящики.

В 1925 г. В. И. Владычанским был применен в Средней Азии сетчатый мешок с жестким каркасом,

который в свою очередь вставляется в другой каркас с более редкой сеткой. Назначение последней сетки — предохранить внутреннюю сетку от прорывов при извлечении уловленных наносов из воды.

Батометр Владычанского опускался в поток на штанге.

Для предохранения вымыва наносов при извлечении батометра из воды иногда применялась сетка с уменьшением просветов в задней части мешка.

В Германии применяется батометр Мюльгофера, который отличается от батометра Владычанского тем, что имеет более удлиненную форму и руль глубины, прижимающий прибор ко дну, в виде наклонной плоскости (под углом примерно в 45° к горизонту), прикрепленной к верхней плоскости сетчатого ящика, как это показано на рис. 127.

Нижняя плоскость сетчатого ящика в батометре Мюльгофера для придания ей большей эластичности сделана из кольчуги. Батометр опускается на тросе с оттяжками. На нижнем ребре входного отверстия имеется донный контакт.

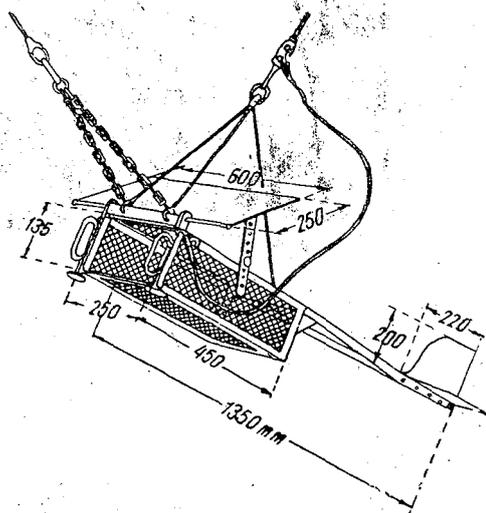


Рис. 127. Батометр Мюльгофера.

Исследование сетчатых ящиков в отношении улова ими наносов было произведено автором в 1930 г. в Среднеазиатском институте водного хозяйства (САНИИРИ).

Лабораторные исследования показали неравномерность поступления в сетчатый ящик наносов. По мере заполнения прибора наносами создавался подпор перед входным отверстием, в результате чего нарушалось дальнейшее поступление в прибор наносов, которые обходили его.

Во избежание этого сетчатый ящик был заключен в расходящийся под углом в 13° жесткий конусообразный кожух. Благодаря кожуху за прибором происходило завихривание потока, образовывался вакуум, способствующий втягиванию в батометр наносов. Влияние кожуха на поступление в прибор наносов по мере его заполнения уменьшалось, и поэтому происходило осреднение улова наносов за время его выдержки на дне.

Наличие верхней конусообразной поверхности кожуха в известной мере заменяло собой устройство руля глубины. Кон-

структивное оформление сетчатого батометра с жестким кожухом системы Шамова (с несколько измененной формой) первоначально было выполнено в САНИИРИ.

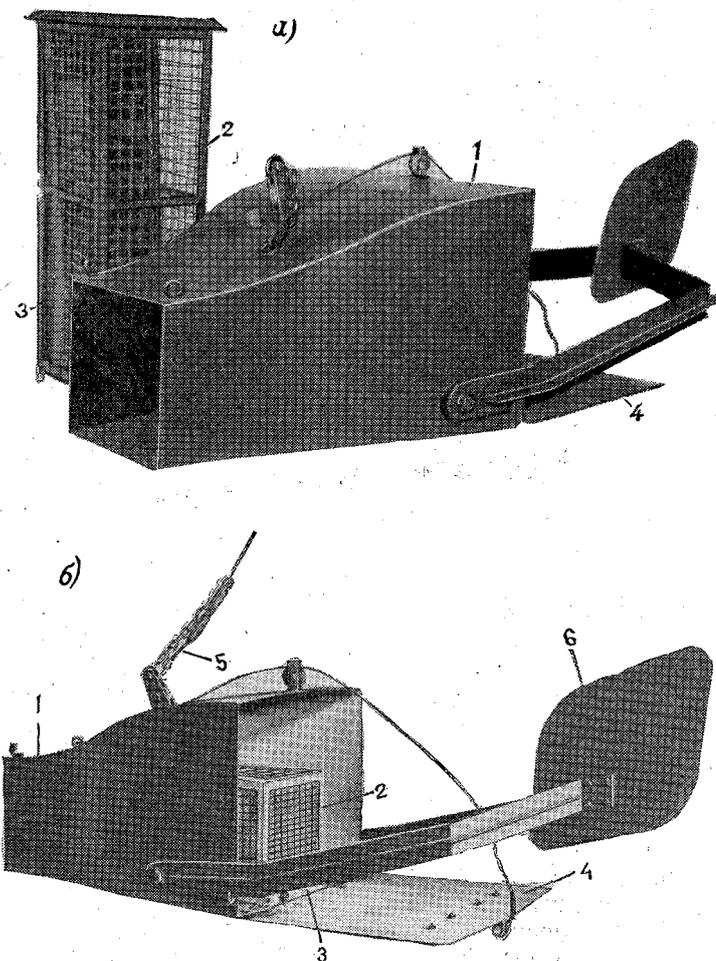


Рис. 128. Батометр Шамова.

a — вид батометра сбоку; *b* — вид батометра сзади.

В 1942—1943 гг. в ГГИ под руководством автора батометр Шамова получил несколько иной вид, представленный на рис. 128.

Батометр состоит из жесткого металлического обтекаемой формы кожуха 1, в который вставляется сетчатый ящик 2. На

дне ящика имеется песколовка 3, перекрытая наклонной плоскостью с прорезьями для поступления в песколовку наносов крупностью до 1 см. Выходное отверстие батометра при подъеме его со дна закрывается крышкой 4, которая при попружении батометра и нахождении его на дне остается открытой.

Маневрирование с закрытием крышки достигается тем, что несущий трос посредством блоков соединен с крышкой и на некотором расстоянии имеет специальный крюк 5, за который прикреплен прибор.

Таким образом, при опускании прибора на дно конец троса, соединенный с крышкой, остается свободным и крышка под влиянием собственного веса находится в горизонтальном положении.

В момент соприкосновения батометра с дном натяжение троса ослабевает и крюк отцепляется от кожуха; в результате чего при подъеме и натяжении троса, конец которого через блок соединен с крышкой, последняя поднимается и закрывает выходное отверстие прибора. Длина прибора 70 см; площадь входного отверстия $20 \times 20 \text{ см}^2$, выходного $35 \times 35 \text{ см}^2$; отверстия сетки имеют размер 1 см².

Для установки батометра по течению существует руль 6. Для крепления оттяжек у входного отверстия имеются кольца.

Наличие в батометре песколовки с прорезьями в 1 см и сетки с просветами в 1 см² может в какой-то мере гарантировать улавливание не только крупных гравелисто-галечных наносов, но и песчаных частиц. Однако этому батометру присущи недостатки прочих батометров-ловушек, а именно: трудность его опускания на дно при значительных скоростях течения (порядка 2,0—3,0 м/сек); неплотное сопряжение батометра с дном, особенно при наличии выступающих на поверхности русла крупных галек; неопределенность времени выдержки батометра, так как при короткой выдержке не будет учтена периодичность в движении наносов, а при длительной выдержке — не исключена возможность подмыва батометра и движения наносов в обход прибора, и частичного вымыва наносов через сетку.

Перечисленные выше недостатки приборов-ловушек, в том числе последних батометров «Дон» и Шамова и трудоемкость работы с ними, в особенности при значительных глубинах и скоростях течения потока, затрудняют широкое распространение на сети измерений донных наносов. Эти измерения приходится рассматривать как специальные исследования, проводимые на ограниченном количестве станций, хорошо оборудованных плавсредствами и переправами при наличии квалифицированного персонала.

§ 17. ИЗМЕРЕНИЕ РАСХОДОВ ВЗВЕШЕННЫХ И ДОННЫХ НАНОСОВ

Измерение расходов взвешенных наносов. Эти измерения включают в себя следующие элементы:

а) взятие проб мутности на отдельных вертикалях с одновременным измерением скоростей потока,

- б) ежедневное взятие единичных проб мутности,
- в) взятие проб воды для определения крупности состава наносов.

При проведении указанных выше измерений необходимо ясно представлять основные требования, предъявляемые к методике производства наблюдений, обеспечивающей наибольшую точность получаемых результатов.

Прежде всего необходимо подчеркнуть, что в подсчете стока наносов, помимо измеренных расходов наносов, огромное значение имеют ежедневные единичные пробы мутности. Единичные пробы мутности имеют то же значение, что и ежедневные измерения уровня при подсчете ежедневных расходов воды. На этот вид наблюдений должно быть обращено особое внимание.

На точность измерений влияют не только особенности приборов, как было установлено выше, но и в значительной степени методика отбора проб и соответствие объема забираемой пробы фактической мутности воды в реке.

Весьма важен правильный выбор вертикалей, на которых берутся единичные пробы мутности, так как от этого зависит возможность построения связи между единичной и средней в сечении мутностью потока, необходимой при построении хронологического графика и подсчете ежедневных расходов наносов.

Измерение расходов взвешенных наносов может производиться тремя способами: точечным, суммарным и интеграционным.

Объем проб, независимо от способа измерения расходов наносов, назначается в соответствии с мутностью реки на данный момент времени. При мутности меньше 20 г/м^3 объем пробы должен быть не менее 10 л, от $20\text{—}50 \text{ г/м}^3$ — не менее 5 л, от $50\text{—}100 \text{ г/м}^3$ — не менее 2 л, более 100 г/м^3 — достаточно 1 л.

Объемы проб установлены для обеспечения точности метода фильтрования в пределах 4%. Такая точность обеспечивается, если в результате фильтрования через бумажный фильтр вес наносов получится не менее 0,10 г.

Точечный способ в зависимости от требуемой точности измерения расходов наносов предусматривает детальные, двухточечные и одноточечные измерения. При детальных измерениях пробы берутся в 5 точках по глубине вертикали — у поверхности, на глубинах $0,2h$, $0,6h$, $0,8h$ и у дна. При двухточечных, наиболее распространенных измерениях пробы берутся при свободном от льда и водной растительности русле в точках $0,2h$ и $0,8h$, а под льдом и при наличии водной растительности в точках $0,15h$ и $0,85h$. Одноточечные измерения — на глубине $0,6h$ или $0,5h$, обычно применяются при малых глубинах.

Детальный способ измерений расходов наносов, помимо большей его точности, дает возможность получать распределение наносов по вертикали и всему живому сечению потока, что практически имеет большое значение, например, для оценки точности

различных способов измерений расходов наносов, выборе вертикалей для взятия единичных проб мутности и т. д. Для того чтобы избежать транспортирования большого количества посуды с пробами воды в лабораторию в отдельных случаях при специальных исследованиях применяется предварительное выделение (отстой) наносов из проб воды на месте работы (на судне). Этот метод широко применялся в практике работы некоторых производственных организаций.

Метод предварительного отстоя проб воды объемом в 5 л заключается в следующем.

После извлечения пробы, взятой в отдельной точке вертикали, последняя переливается в специальную воронку (рис. 129). По истечении одной минуты после наполнения отстойной воронки осевшие в носке воронки наносы переводятся в пробирку емкостью в 20—30 см³. Пробирка подставляется под надетый на носок воронки и перекрытый зажимом резиновый патрубок. Зажим осторожно освобождается, а осевшие частицы стекают в пробирку. Собранные в пробирке частицы в основном, будучи крупнее 0,1 мм, составляют первую условную группу наносов, которая выделяется из всех проб, взятых в отдельных точках.

После выделения первой группы наносов все пробы, взятые на четных скоростных вертикалях, выливаются за борт судна, а пробы, взятые на нечетных вертикалях, оставляются для дальнейшего отстоя и выделения из них второй условной группы наносов. По истечении одного часа с момента выделения первой группы наносов из воронки осторожно сливается при помощи сифона верхний слой осветленной воды примерно до половины первоначальной высоты. Осевшие на стенках воронки наносы смываются тонкой струей той же осветленной воды в нижнюю часть воронки. Слитая вода со всех проб, относящихся к данной (нечетной) вертикали, собирается в один бак. Через полчаса производится вторичный слив в тот же бак осветленной воды до уровня начала носка воронки.

Осветленная вода, перелитая в бак, содержит частицы мельче 0,01 мм, которые составляют третью группу наносов. Из бака после интенсивного взбалтывания отбирается проба объемом в 3 л для дальнейшего выделения мелких частиц в полевой лаборатории. Наносы, скопившиеся в носках отстойных воронок после слива в бак осветленной воды с наносами третьей условной группы, содержат частицы крупностью от 0,1 до 0,01 мм и составляют вторую условную группу наносов. Эти наносы переводятся в пробирки так же, как это было сделано с наносами первой условной группы.

В результате отстоя и слива проб получается количество пробирок, соответствующее числу взятых проб с наносами первой группы для всех точек вертикалей и с наносами второй группы для нечетных вертикалей (в два раза меньше), а также количество, соответствующее числу нечетных вертикалей трехлитровых бутылей с наносами третьей группы.

Таким образом, количество бутылей для транспортирования проб наносов в лабораторию значительно сокращается. Что же касается данных о крупности наносов в выделенных трех группах, то они являются условными, поскольку способ отстоя проб в воронках недостаточно точен. Поэтому необходим повторный анализ в лабораторных условиях. К сожалению, это обстоятельство иногда упускается из вида, что приводит к ошибочным представлениям о крупности наносов.

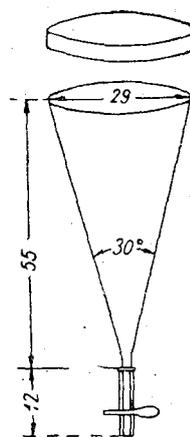


Рис. 129. Отстойная воронка.

При предварительном отстое проб объемом в 2—3 л вместо пятилитровых воронок могут применяться трехлитровые бутылки со срезанным дном. В зависимости от высоты воды в бутылки должно пропорционально меняться время отстоя проб при выделении наносов, что легко определяется по гидравлической крупности наносов, соответствующей принятым крайним диаметрам $> 0,1$ и $< 0,01$ мм.

Предварительное выделение наносов из проб требует соответствующего устойчивого судна (парома), на котором должны быть размещены отстойные воронки, так как проводить эти операции на берегу одновременно с измерением наносов практически невозможно.

Суммарный способ отличается от точечного тем, что пробы мутности, взятые в отдельных точках вертикали, сливаются в один сосуд и анализируются суммарно по вертикали. Применением этого способа достигается уменьшение количества посуды, так как с каждой вертикали получается одна бутылка.

Интеграционный способ, так же как и суммарный, является приближенным. При этом способе берется одна осредненная проба на вертикали путем постепенного погружения (от поверхности до дна) и поднятия (от дна к поверхности) батометра. Объем пробы должен соответствовать мутности реки, поэтому при литровых бутылках необходимо брать несколько проб до требуемого объема.

Возможность применения того или иного способа измерений расходов наносов в значительной мере зависит от типа батометра.

Наиболее универсальным прибором является вакуумный батометр, позволяющий брать пробы любого объема и в любых точках потока, независимо от глубины реки и способа измерений.

При опускании водоприемного наконечника вакуумного батометра или бутылки на штанге последние устанавливаются против течения посредством ориентира, прикрепленного к штанге.

При опускании бутылки или водоприемного наконечника вакуумного батометра на тросе с грузом в случае его сноса течением применяется оттяжка, аналогично тому, как это делается на горных реках при измерении расходов воды вертушкой.

Точность определения стока наносов в значительной мере зависит от количества измеренных расходов наносов в году и их сроков.

Количество измеренных расходов наносов в зависимости от режима наносов и его изученности должно составлять от 12 до 60 в год. В первый год наблюдений количество измерений расходов увеличивается примерно вдвое.

Учитывая, что основная масса наносов проходит в реках в течение весеннего половодья или в периоды паводков, в зависимости от характера водного режима реки, измерения наносов должны быть в основном приурочены к этим периодам с тем, чтобы осветить измерениями по возможности полно подъем, пик и спад половодья и отдельных паводков. В периоды летней,

осенней и зимней межени измерения расходов наносов можно ограничить одним-двумя расходами в месяц. В отдельных случаях при малой мутности реки в зимнее время можно ограничиться взятием единичных проб мутности.

После двух лет систематических наблюдений при установлении надежной связи $\rho_{\text{ср}} = k\rho_{\text{ед. контр}}$ количество измерений расходов наносов может быть сокращено до пяти в год.

На реках, имеющих устойчивые зависимости $Q=f(H)$ и $\rho_{\text{ср}} = k\rho_{\text{ед. контр}}$, измерения расходов воды и наносов производятся периодически (в качестве контрольных).

Единичные пробы мутности берутся наблюдателем в одной или двух постоянных вертикалях ежедневно при водомерных наблюдениях в 8 часов утра и чаще, в зависимости от интенсивности паводка и внутрисуточного хода мутности. Кроме того, на тех же вертикалях берутся единичные пробы мутности во время измерений расходов наносов, называемые *контрольными пробами*. В тех случаях, когда единичные пробы берутся в двух вертикалях, пробы сливаются в общий сосуд и суммарно анализируются.

Местоположение вертикалей для взятия единичных проб выбирается с таким расчетом, чтобы взятые единичные пробы характеризовали среднюю мутность в створе. Этот выбор производится путем анализа материалов распределения мутности по живому сечению потока.

С этой целью при каждом измерении расхода наносов вычисляются разности между средней мутностью по сечению и мутностью на каждой вертикали. Вертикали, для которых в течение года разности в величине мутности наименьшие, и должны быть назначены для взятия единичной пробы мутности.

В случае явно выраженной тенденции перемещения струй потока с мутностью, близкой к средней мутности потока, в каком-либо направлении по ширине реки, приходится вертикали назначать для отдельных периодов года. Подобное явление может наблюдаться при изменении направления течений в реке и при наличии деформации русла. Однако, как показывает опыт, для большинства рек единичные пробы мутности, взятые на двух стержневых вертикалях, дают значения мутности, достаточно близкие к средней мутности по сечению.

Пробы на вертикалях берутся теми же батометрами, что и при измерении расходов наносов, интеграционным способом или суммарным по двум точкам на глубине $0,2h$ и $0,8h$ вертикали в зависимости от типа батометра и глубины потока.

Единичные пробы у берегов реки допускается брать только в крайнем случае, при отсутствии возможности выезда наблюдателя на стрежень реки, например при ледоходе. В этом случае пробы берутся на расстоянии от берега в 2—3 м, на глубине потока не менее 1 м в зоне с явно выраженным транзитным течением потока и при отсутствии местных размывов берега.

В меженный период, когда мутность воды незначительна, ежедневные пробы сливаются в общий сосуд по пятидневкам и таким образом определяется за пятидневный период средняя мутность.

Учащенное взятие проб мутности через 2—3 часа должно производиться на горных реках в период интенсивных паводков и на реках с внутрисуточным ходом мутности. На основании учащенных наблюдений на реках с внутрисуточным изменением мутности должны быть установлены сроки взятия единичных проб, характеризующих среднюю суточную мутность. Эти наблюдения должны проводиться в первый же год организации станции.

В отдельных случаях единичные пробы мутности могут заменить собой измерения расхода наносов, например, в условиях равнинных рек, когда подъем весеннего половодья сопровождается ледоходом. В связи с этим измерение расходов наносов перед половодьем может производиться со льда перед его подвижкой, а затем уже после ледохода. Между тем как более простые операции по взятию единичной пробы мутности могут производиться при ледоходе на реке и таким образом способствовать освещению весьма важного периода в стоке наносов.

Единичные пробы мутности имеют также самостоятельное значение при измерениях расходов наносов на гидрометрических сооружениях, где скорости воды не измеряются, а также в тех случаях, когда на створе установлена постоянная кривая $Q=f(H)$ и связь между средней мутностью по сечению и единичными контрольными пробами $\rho_{\text{ср}} = k\rho_{\text{ед. контр.}}$.

В заключение отметим, что единичные пробы мутности могут дать ценный материал для определения режима и стока наносов только в том случае, если наблюдатели станций, на обязанности которых лежит отбор проб, точно соблюдают установленные правила взятия единичных проб мутности. Невыполнение этих правил может привести к грубым ошибкам в подсчете годового стока.

Для определения крупности состава наносов взятие проб воды производится независимо от проб, предназначенных для определения мутности и расходов наносов, так как дальнейшая их обработка исключает выделение сухого остатка фильтрованием. Определение крупности наносов равнинных рек должно производиться от 6 до 10 раз в зависимости от гидрологического режима реки; для горных рек число определений увеличивается до 10—15. Пробы воды для определения крупности наносов должны быть взяты в период подъема, пика и спада половодья и отдельных паводков, а также в межень. Пробы воды для определения состава наносов берутся одновременно с измерением расходов наносов и теми же батометрами.

Объем проб воды в данном случае определяется величиной навески наносов (в граммах), требующейся для проведения ла-

бораторного анализа, и мутностью воды в реке. Этот объем может быть найден по следующей формуле:

$$W = \frac{a \cdot 1000}{\rho} \text{ л}, \quad (5,1)$$

где a — величина навески в граммах, ρ — мутность воды в $г/м^3$.

Величина навески a зависит от детализации гранулометрического анализа.

Так, например, для обычно применяемого на сети анализа, с выделением суммарной фракции диаметром $< 0,01$ мм методом фракциометр—пипетка, требуется величина навески в 2—3 г, при этом минимальный объем пробы воды должен составлять при мутности от 100 до 300 $г/м^3$ примерно 24 л, при мутности 300—500 $г/м^3$ — 9 л, при 500—1000 $г/м^3$ — 6 л и, наконец, при мутности > 1000 $г/м^3$ — 3 л.

Для полного анализа, с выделением фракций крупностью $< 0,001$ мм, требуется навеска в 5—7 г, соответственно и объем пробы должен увеличиваться.

Наиболее сложным и трудоемким процессом является отбор проб взвешенных наносов на реках со средней и малой мутностью. В связи с этим при мутности в пределах от 50 до 100 $г/м^3$ состав наносов определяется упрощенным способом (методом фракциометра), ограничивая анализ минимальной фракцией $< 0,05$ мм, для проведения которого требуется навеска всего в 2,0—0,5 г.

При мутности воды меньше 50 $г/м^3$ определение гранулометрического состава наносов не производится за исключением специальных заданий. В последнем случае необходимо брать пробы соответствующего объема в зависимости от требуемой полноты анализа или пользоваться микрофотографическим методом, разработанным в ГГИ А. В. Караушевым,¹ позволяющим анализировать навески до 0,02 г.

Для уменьшения количества посуды пробы при определении крупности состава наносов, как правило, берутся и анализируются суммарно по сечению потока. С этой целью взятые с вертикалей пробы наносов сливаются в общий сосуд. Пробы берутся на тех же вертикалях, на которых измеряются расходы наносов, или через вертикаль, в зависимости от требуемого объема пробы, но не менее чем на пяти вертикалях. При пяти вертикалях три из них должны располагаться в стрежневой части потока, а остальные две на некотором расстоянии от берега.

Пробы на вертикалях берутся интеграционным и суммарным способами аналогично измерению расхода наносов. В отдельных случаях отбор проб производится по специальному заданию с каждой из пяти точек вертикалей и каждая проба анализи-

¹ А. В. Караушев. Микрофотографический метод механического анализа наносов. Труды ГГИ, вып. 28(82). 1951.

руется самостоятельно. Это делается с целью получения распределения по глубине и ширине реки крупности наносов, что существенно важно для проверки существующих теоретических методов расчета и для решения целого ряда инженерных задач.

Измерения расходов донных наносов. Измерения расходов донных, песчаных и мелкоправелистых наносов рекомендуется производить батометром «Дон», а более крупных галечных наносов — батометром Шамова.

Для измерений расходов наносов берутся те же вертикали, что и для измерений взвешенных наносов, при этом измерения желательнее производить одновременно или в ближайший день. Количество измерений в году должно охватываться наблюдениями периоды половодья и межени. При измерении расходов донных наносов должны определяться на каждой вертикали глубина потока и средняя скорость течения, а также производится определение крупности уловленных батометром наносов и донных отложений. Эти определения необходимы для уточнения формул «предельных» скоростей и расходов донных наносов (см. главу II).

Учитывая рядовую форму песчаного русла, необходимо стремиться установить батометр на взбеге гряды, т. е. на пологой ее поверхности вблизи гребня, но никак не в подвалье гряды, где нормальное поступательное движение наносов нарушено. Для нахождения местоположения гребня гряды желательнее произвести предварительные промеры русла от вертикали вверх и вниз по течению реки в пределах нескольких метров.

Во избежание отбоя батометра течением применяются оттяжки, для чего поперек реки выше гидроствора натягивается трос на таком расстоянии, чтобы угол отклонения оттяжки от вертикали при положении батометра на дне был не менее 45° .

Оттяжка представляет собой тонкий тросик, один конец которого прикрепляется к имеющимся на батометре кольцам. Другой конец оттяжного тросика перекидывается через блок, прикрепленный к кольцу, свободно ходящему по перекинутому через реку тросу и поступает к наблюдателю. Наблюдатель, регулируя натяжение тросика, придает несущему батометр тросу вертикальное направление.

На широких реках, где натянуть поперечный трос невозможно, последний заменяется установленной на якоре лодкой или бумом с блоком, через который пропускается оттягивающий батометр тросик.

На рис. 130 показано крепление оттяжки к тросу.

Большое влияние на поступление в батометр песчаных наносов оказывает наличие на поверхности гряд вторичных наносных образований — рифелей.

При установке батометра на поверхности гряды входное отверстие его может занять различные положения по отношению к гребню рифеля. При постоянной выдержке батометра, напри-

мер, в течение 5 минут, попадание в батометр наносов будет различным. Поэтому необходимо производить повторные измерения наносов не менее 3—5 раз на каждой вертикали с тем, чтобы получить осредненное значение; при этом резко отличающиеся отдельные измерения исключаются.

Элементарный расход наносов, уловленных батометром, будет равняться

$$g = \frac{p \cdot 100}{tb} \text{ г/сек м,} \quad (5,2)$$

где p — вес уловленных наносов в граммах, t — время выдержки батометра в секундах, b — ширина входного отверстия батометра в сантиметрах.

Измерения расходов галечных наносов обычно приходится производить на горных реках со значительными скоростями течения, поэтому основные затруднения возникают при погружении батометра на дно.

Поскольку при галечном русле гряд не существует, установка батометра значительно упрощается, если на дне нет крупных булыжников, препятствующих нормальному его положению. Выдержка батометра на дне определяется в зависимости от количества передвигающихся наносов, но не более 5—10 минут, так как при продолжительной выдержке возможен вымыв грунта из-под прибора и нарушение его нормального положения на дне.

Для сопоставления результатов отдельных измерений наносов на месте работ применяется предварительное объемное измерение.

Необходимо указать на возможность измерений расходов песчаных донных наносов по наблюдениям за движением песчаных гряд. Этот метод широко использовался на изысканиях, проводимых Средволгостроем и Ленгидэпом на рр. Волге, Каме и др.

Сущность этого метода заключается в периодических (через 5—10 дней) промерах глубин реки по заранее закрепленным продольным профилям. Путем сопоставлений профилей песчаных волн определяются объемы переместившихся масс наносов за данный период времени.

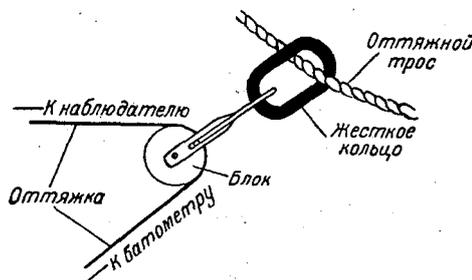


Рис. 130. Крепление оттяжки к тросу.

Расходы наносов для каждой гряды в отдельности могут быть приближенно определены по формуле

$$g = 0,6\gamma \frac{hl}{t} \text{ кг/сек м}, \quad (5,3)$$

где h — высота гряды в метрах, l — продвижение гребня гряды в метрах, t — время между промерами в секундах, γ — объемный вес наносов в отложениях в кг/м^3 .

Окончательные расходы наносов принимаются как средние из расходов по отдельным грядам, измеренным в различных створах по ширине реки.

Основная трудность данного метода заключается в необходимости тщательного фиксирования планового положения промеров, так как только с соблюдением этого условия совмещенные профили песчаных волн могут быть использованы для данной цели.

Измерение расходов донных наносов посредством движения песчаных гряд ввиду его громоздкости и ограниченности применения при спокойном течении и небольших глубинах нельзя рассматривать как самостоятельный метод учета стока наносов, но тем не менее он имеет большое значение при специальных исследованиях, например, при испытаниях батометров, проверке расчетных формул и пр.

Суммарный учет донных наносов может производиться путем периодических промеров конусов выноса в устьях рек и отложений наносов в водохранилищах.

Взятие проб донных (русловых) отложений производится одновременно с измерением расходов донных наносов, и независимо от этого пробы отложений берутся на станциях, на которых измеряются взвешенные наносы.

Для взятия проб песчано-илистых отложений при малых глубинах и скоростях течения может применяться стратометр Перфильева, а при больших глубинах — шуп Аполлова.

Для галечных отложений применяется дночерпатель (см. главу IV).

При взятии проб необходимо следить, чтобы при извлечении приборов из воды из них не вымывались мелкие частицы. При взятии проб с ненарушенной структурой для определения объемного веса отложений последние, после предварительного обмера, тщательно упаковываются для отправки в лабораторию, где производится взвешивание и анализ.

Непосредственный отбор проб донных отложений при наличии в русле крупных галек и валунов практически неосуществим, в связи с чем приходится ограничиваться относительной оценкой состава отложений.

На мелких реках, где хорошо просматривается дно реки, производится визуальная оценка занимаемой крупными гальками или валунами площади на 1 м^2 русла с помощью металлической

или деревянной с грузилами рамки со сторонами размером 1×1 м, разделенной проволокой на 25 равных квадратов, площадью в 400 см^2 . Рамка на вертикали опускается на дно, и подсчетом суммарной площади, занимаемой крупными отложениями, определяется их примерное процентное содержание. Диаметр крупных отложений определяется или на глаз по сетке или, когда это возможно, путем измерений длины окружности l по двум взаимно перпендикулярным направлениям. Из мелких отложений, заполняющих промежутки между крупными гальками и валунами, отбираются образцы для их самостоятельного анализа.

На больших реках с крупными отложениями, если нельзя взять пробы на вертикалях, дается приближенная характеристика по прибрежным отложениям.

На реках с быстрым течением, в особенности в горных условиях, когда опустить приборы в период паводка на дно реки невозможно, определение крупности состава донных отложений производится 2—4 раза в год в период межени, до и после прохождения паводков.

§ 18. ИЗМЕРЕНИЕ НАНОСОВ НА СТОКОВЫХ СТАНЦИЯХ

Измерения наносов на стокowych станциях связаны с изучением формирования стока наносов в пределах стокowych площадей, логов, балок и на реках с площадью водосбора до 10 км^2 в связи с происходящими на склонах эрозионными процессами и агромелиоративными и противоэрозионными мероприятиями.

Предлагаемые ниже рекомендации по учету стока наносов с малых водосборов нужно рассматривать как первый опыт, поэтому при практическом применении этих рекомендаций неизбежны существенные коррективы в зависимости от местных условий.

Наблюдения за влиянием эрозии на сток наносов включают в себя измерения количества наносов, смываемых со склонов бассейна с учетом основных факторов, влияющих на интенсивность склонового смыва и подстилающих их грунтов.

К числу этих факторов относятся:

- а) характер вспашки (продольная и поперечная), выгон, зябь;
- б) вид сельскохозяйственных культур, задернованность и облесенность склона;
- в) характер почв и подстилающих почвы грунтов;
- г) уклоны склонов, их протяженность и экспозиция;
- д) наличие оврагов в различной стадии их развития;
- е) количество и интенсивность осадков и склонового стока и др.

Для установления влияния на сток наносов того или иного эрозионного фактора пункты наблюдений необходимо размещать на различных объектах.

Измерение стока наносов со стоковых площадок производится путем взятия единичных проб мутности при сливе воды из лотка в бак с одновременным измерением расхода воды, переливающейся через водослив бака.

Количество проб на мутность берется в зависимости от величины сносимых с площадки наносов и изменения ее в течение суток.

При незначительной мутности берутся в течение дня три пробы с таким расчетом, чтобы охватить изменение мутности на протяжении суток. Все три пробы сливаются вместе, и, таким образом, определяется средняя суточная мутность воды.

При интенсивном смыве наносов с площадки, учитывая, что сток воды и наносов в течение суток резко меняется, необходимо брать пробы воды в течение дня возможно чаще, не менее четырех раз; при этом каждая из взятых проб анализируется отдельно. Для определения средней мутности за ночное время при снеготаянии берутся две дополнительные пробы, в 20 часов и в 8 часов утра следующего дня; обе пробы сливаются вместе.

При ливнях количество проб может быть больше, причем не исключается необходимость взятия проб мутности и в ночное время.

Учитывая, что часть смытого с площадок прунта отлагается в водоприемных лотках, необходимо для полного учета наносов при взятии утренней пробы воды собирать из лотков отложившиеся в них наносы и взвешивать; после чего присоединять их к расходам наносов, подсчитанным по мутности воды за предыдущие сутки, и определять крупность взвешенных и отложившихся в лотке наносов.

Наблюдения на стоковых площадках нужно рассматривать как экспериментальные исследования.

Для установления связи между явлениями эрозии в пределах стоковой площадки и количеством смываемых с площадки наносов необходимо установить объем и характерные особенности происходящих размывов и отложений наносов на пути стока воды вдоль площадок. С этой целью необходимо 2—3 раза в год производить нивелировку стоковых площадок для выявления размывов и отложений наносов, для чего вдоль площадок через определенные расстояния устанавливаются постоянные реперы.

Место измерения стока наносов с логов и балок назначается в створе существующего гидрометрического сооружения; при наличии водослива — на водосливе или в створе, расположенном несколько выше распространения подпора; при наличии лотка или контрольного русла — в пределах этих сооружений.

Основным методом измерения стока взвешенных наносов в балках и на малых реках является взятие единичных проб мутности. Для перехода от мутности к расходам наносов одновременно определяются расходы воды

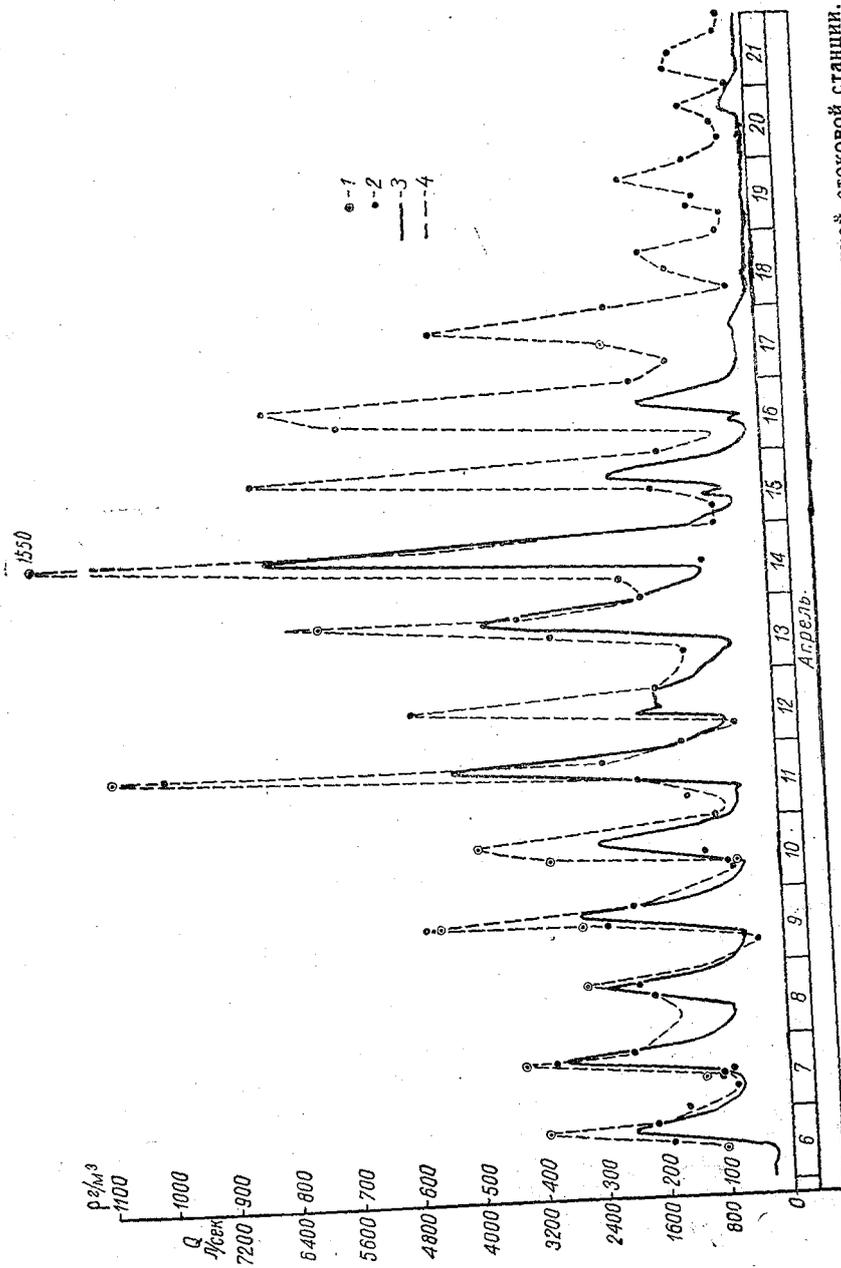


Рис. 131. График суточного хода расходов воды и мутности, измеренных на Нижнедевицкой стоктовой станции.
 1 — средняя мутность по расходам взвешенных наносов; 2 — единичные пробы мутности; 3 — расходы воды; 4 — мутность.

на измерительных сооружениях, используя тарировочные кривые связи $Q=f(h)$.

Сроки и количество единичных проб мутности должны определяться интенсивностью стока и мутностью воды. При резких изменениях в течение суток расходов воды и наносов пробы воды берутся не менее четырех раз в день с охватом максимума мутности. В ночное время мутность определяется, как и в предыдущем случае, по средним пробам, взятым в 20 часов вечера и 8 часов утра следующего дня.

Место отбора пробы назначается в зависимости от ширины потока.

На рис. 131 приведен график суточного хода расходов воды и мутности, полученный на Нижнедевицкой стокковой станции.

§ 19. ЛАБОРАТОРНАЯ ОБРАБОТКА НАНОСОВ

При изучении речных наносов большое значение имеет лабораторная обработка проб. Обработка проб наносов производится в полевых и стационарных лабораториях. От соблюдения правил обращения с пробами и методики лабораторной обработки наносов в значительной степени зависит точность конечных результатов полевых наблюдений.

Методы лабораторных анализов речных наносов не получили достаточного освещения в гидрологической литературе, это обязывает нас остановиться на них несколько подробнее.

Полевые лаборатории. Задача полевых лабораторий заключается в выделении наносов из проб воды, доставляемых с гидроствора, путем отстоя или фильтрования.

Отстой проб наносов применяется в том случае, если взятые пробы предназначаются для определения гранулометрического состава наносов, а фильтрование — для определения мутности.

Предварительный отстой проб проводится также перед фильтрованием, если объем пробы превышает 1 л, так как при большем объеме происходит вымыв волокон из фильтра, что нарушает первоначальный его вес.

Отстой проб производится в цилиндрических стеклянных сосудах. Сосуды, прикрытые стеклянными крышками, ставятся на устойчивую полку или стол для спокойного осаждения частиц. Помещение должно быть чистым и светлым с постоянной температурой, исключающей влияние изменения вязкости воды на продолжительность оседания частиц.

Время отстоя принимается из расчета на полное оседание частиц диаметром до 0,0005 мм при 15° и определяется по следующей зависимости:

$$T = 0,4zh \text{ сут.}, \quad (5,4)$$

где h — высота слоя воды в отстойном сосуде в сантиметрах, α — коэффициент, учитывающий влияние температуры, определяемый по графику (рис. 132).

Для ускорения предварительного отстоя наносов в пробах, предназначенных для определения мутности воды (но не крупности взвешенных наносов), может быть применено коагулирование наносов. С этой целью в пробу приливается на каждые 100 мл пробы 1 мл 20%-ного раствора хлористого кальция. Процесс коагуляции заключается в образовании хлопьев (агрегатов) из мельчайших частиц наноса под влиянием хлористого кальция (электролита). В основе этого процесса лежит явление нейтрализации электрического заряда на поверхности глинистых и илистых частиц, находящихся в водном растворе, противопо-

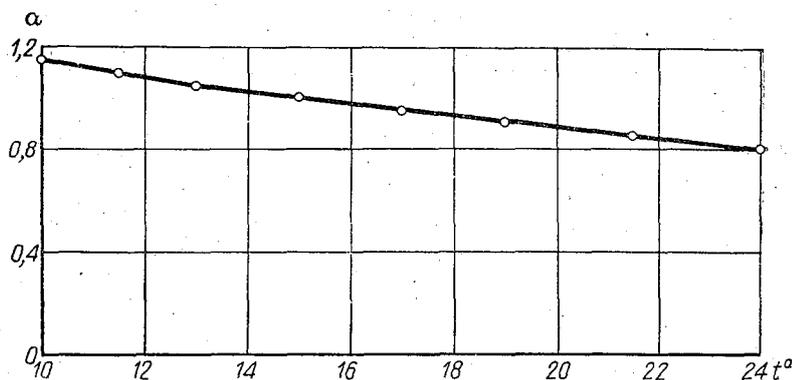


Рис. 132. График изменения коэффициента α от температуры воды.

ложным по знаку зарядом ионов кальция, вводимых в водный раствор с электролитом. В результате отстой наносов может сократиться в три раза и более.

После истечения срока отстоя осветленная от наносов вода осторожно сливается сифоном посредством резиновой трубки с боковыми отверстиями и закрытым пробочкой нижним отверстием. Слив начинается засасыванием воды из середины осветленного слоя и продолжается постепенно с медленным погружением сифона до нижней границы этого слоя.

Если проба предназначена для определения крупности наносов, то остаток выпаривают и высыпают в пакетик из восковой бумаги или в жидком виде переводят в бутылку. Перед закупоркой бутылки в нее вливается несколько капель 10%-ного раствора формалина.

Если же проба взята на определение мутности воды, то остаток ее в объеме около одного литра переливается в бутылку и ставится на фильтрование.

Автоматическое фильтрование проб воды со взвешенными наносами рекомендуется производить в специальном шкафу конструкции ГГИ, обеспечивающем удобство работы и предохраняющем от загрязнения фильтров.

На рис. 133 показаны основные размеры шкафа, а на рис. 134 — расположение в нем оборудования.

Шкаф имеет четыре отделения. Нижнее отделение служит для фильтрования, левое и правое боковые верхние отделения — для сушки фильтров с наносами, а центральное — для размещения оборудования.

В нижнем отделении расположены одна над другой две деревянные полки и поднос из оцинкованного железа. В полках высверлены гнезда с вырезами в передней части для удобной установки перевернутых бутылок с пробками воды. Диаметры гнезд рассчитаны на установку бутылок емкостью в 0,5 и 1,0 л.

На нижней полке укреплено 7 держателей для фильтровальных воронок. Каждый держатель состоит из кольца и штатива. Высота кольца на штативе регулируется винтом.

Поднос площадью около 95×25 см, с бортиками высотой около 2 см ставится на дно шкафа и служит для предохранения дна от сырости. При фильтровании на подносе расставляются под воронки пустые бутылки для сбора отфильтровавшейся воды.

В боковых стенках верхней части шкафа имеются вентиляционные отверстия, перекрытые сеткой и

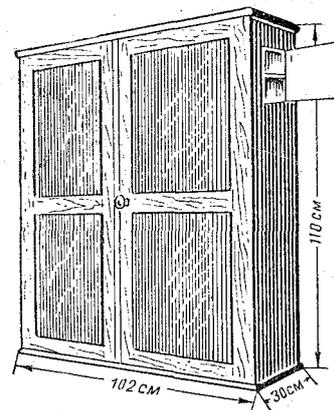


Рис. 133. Фильтровальный шкаф.

снаружи прикрывающиеся дверцами. При сушке фильтров отверстия открываются для сквозного обмена воздуха.

Верхние боковые отделения шкафа имеют по две фанерные полочки, а спереди — фанерные дверцы в рамках. Верхние полочки располагаются на $\frac{1}{4}$ общей высоты вентиляционных отверстий. В полочках просверлены отверстия: в левом отделении диаметром 15 мм (7—8 отверстий), а в правом — 10 мм. На полочках для просушки расставляются в левом отделении воронки (7 шт.) с фильтрами, в первом — подсохшие первоначально в левом отделении, а затем вынутые из воронок фильтры. Отверстия в полочках диаметром 10 мм служат для ускорения обмена воздуха при сушке фильтров. Дверцы боковых отделений открываются лишь при сушке фильтров.

В нижних боковых отделениях, изолированных от верхних

полок, хранятся пустые и уже заполненные наносами фильтры, уложенные каждый в отдельный конвертик из восковой бумаги. Там же хранятся лабораторные и полевые журналы и запасное полотенце.

В центральном отделении размещаются мерные цилиндры, полулитровые бутылки (одна с 20%-ным раствором хлористого кальция, другая с чистой, отфильтрованной водой для промывания посуды), стеклянные палочки, запасные воронки, резиновые сифоны, резиновые эластичные наконечники и восковые карандаши.

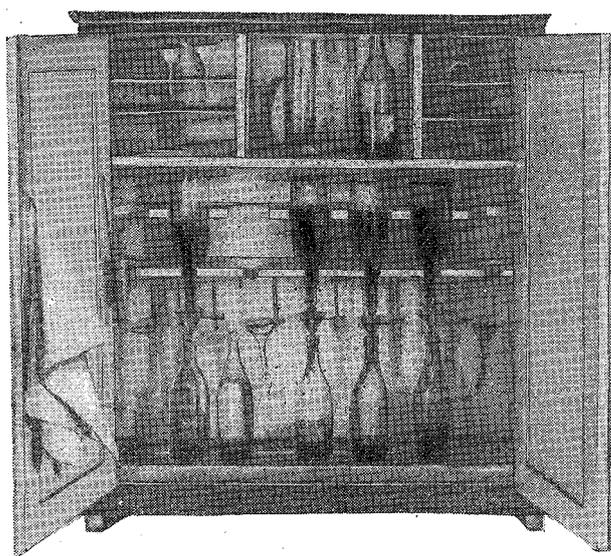


Рис. 134. Размещение оборудования в шкафу.

На левой створке двустворчатой дверцы шкафа вешается полотенце, зажим и ерш (ерш употребляется для мытья бутылок и воронок, зажим с замком — для установки бутылок на фильтрование, а полотенце — для вытирания вымытых перед работой рук).

Шкаф подвешивается на стену на крючках при помощи двух ушков с опорой на кронштейны, прочно заделанные в стену.

В комплект оборудования шкафа для фильтрования входят:

- | | |
|--|-------|
| 1. Металлические кронштейны под шкаф | 2 шт. |
| 2. Металлический поднос | 1 " |
| 3. Металлические держатели воронок | 7 " |
| 4. Воронки химические (ГОСТ 10054—39) диаметром 70 мм | 20 " |
| 5. Бутылки белого стекла емкостью 0,5 л | 2 " |
| 6. Резиновые эластичные наконечники диаметром 2 см и длиной 6—7 см | 20 " |
| 7. Металлический зажим с замком (ГОСТ 3478) | 1 " |

18. Мерные цилиндры емкостью 10 мл	2 шт.
19. Палочки стеклянные	0,2 кг
10. Резиновые трубки диаметром 0,5—1,0 см для сифона	0,2 "
11. 20% -ный раствор хлористого кальция	500 мл
2. Восковые карандаши	5 шт.
13. Ерши	1 "
4. Полотенца	2 "

Процесс фильтрования производится следующим образом.

В нижней части шкафа на кольцах держателей расставляются воронки, затем вскрывается пакет с заранее взвешенными фильтрами, которые вкладываются в воронки. Фильтры обязательно применяются стандартные — беззольные, диаметром 12 см, с фабричной маркой «белая лента». Каждый фильтр присылается в полевую лабораторию взвешенным и вложенным в конвертик из восковой бумаги. Фильтр в воронке смачивается чистой отфильтрованной водой и пальцами осторожно прижимается к стенкам воронки для удаления пузырьков воздуха между фильтром и воронкой (для обеспечения полной поверхности фильтрования); под воронку подставляется чистая бутылка для отфильтрованной воды так, чтобы конец воронки касался стенки горлышка бутылки (для ускорения фильтрования).

Бутылки с пробками раскупориваются (на горлышко надевается резиновый наконечник) и устанавливаются на металлическом подносе против каждой воронки. Снятая с бутылки пробка обмывается над фильтром водой из той же бутылки.

В фильтр осторожно подливается вода из бутылки с пробой до уровня, отстоящего на 1 см от верхнего края фильтра. Затем резиновая трубка у края горлышка бутылки перехватывается наглухо зажимом с замком. Проба в бутылке взбалтывается, и бутылка, опрокинутая вниз горлышком, вводится левой рукой в гнездо нижней полки. Одновременно воронка с фильтром подводится правой рукой под нижний край резиновой трубки бутылки с таким расчетом по высоте, чтобы над уровнем воды в фильтре оставался запас свободного края фильтра в 1 см, т. е. чтобы проба с наносами не могла переливаться через верхний край фильтра. Кольцо держателя с воронкой закрепляется на штативе винтом, затем снимается зажим с резиновой трубки бутылки и проба оставляется для автоматического фильтрования.

Процесс автоматического фильтрования заключается в том, что когда некоторое количество воды из воронки профильтруется и получится разрыв между мениском (поверхностью) воды в воронке и краем резинового наконечника, надетого на горлышко бутылки, в последнюю входит пузырек воздуха, вытесняя соответствующее количество воды из бутылки, которая выливается в воронку и восстанавливает первоначальный уровень воды на фильтре. Этот процесс восполнения уровня происходит непрерывно.

Установив на фильтрование все пробы, дверцы шкафа закрывают до окончания фильтрования.

Если будет обнаружено, что фильтры пропускают муть, то необходимо в отфильтрованную часть пробы на каждые 100 мл влить мерным цилиндром 1 мл 20%-ного раствора хлористого кальция. В этом случае фильтрование производится после того, как муть в бутылке образует осадок на дне и будет слит осветленный слой воды. Осажденная муть фильтруется через тот же фильтр, через который фильтровалась данная проба. Для следующих фильтрований аналогичных проб мутной воды следует вкладывать в воронку сразу два фильтра.

Опорожненные бутылки вынимаются из гнезд. Отфильтрованная вода используется как чистая для обмывания бутылок, пробок и воронок. Внутренность каждой бутылки, освободив-

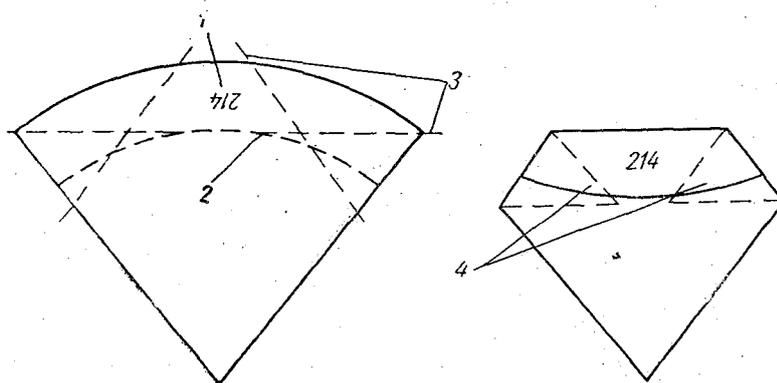


Рис. 135. Складывание фильтров.

шейся от фильтровавшейся пробы, обмывается чистой водой (для удаления осевших на стенках бутылки наносов), выливаемой по стеклянной палочке на фильтр, через который фильтровалась проба. Если ранее не определялся объем взятой пробы, то отфильтрованная вода выливается в бутылки до отмеченной восковым карандашом метки, а затем — в цилиндрический стакан для измерения ее объема.

Влажные фильтры в воронках укладываются в левое верхнее отделение на фанерную полочку с отверстиями для просушки на воздухе при открытых дверцах вентиляционных отверстий, а в нижней части шкафа устанавливается следующая партия проб на фильтрование. По окончании фильтрования второй партии проб влажные фильтры в воронках устанавливаются для просушки в левом верхнем отделении шкафа, а подсохшие фильтры первой партии осторожно вынимаются из воронок и кладутся на дальнейшее досушивание в правое верхнее отделение на полочку с отверстиями.

Каждый окончательно просохший фильтр складывается, как показано на рис. 135, и вновь упаковывается в конвертик, в ко-

тором он поступил в полевую лабораторию. О всех обработанных фильтрах с наносами делаются записи в журнале проб.

Правильное складывание фильтров и упаковка каждого фильтра в конвертик для их хранения и пересылки на станцию и обратно в лабораторию имеют весьма важное значение. Несоблюдение этого приводит к потере наносов и истиранию фильтров, что сказывается на точности определения веса.

В последние годы применяется прибор для ускоренного фильтрования проб на мутность под давлением, предложенный

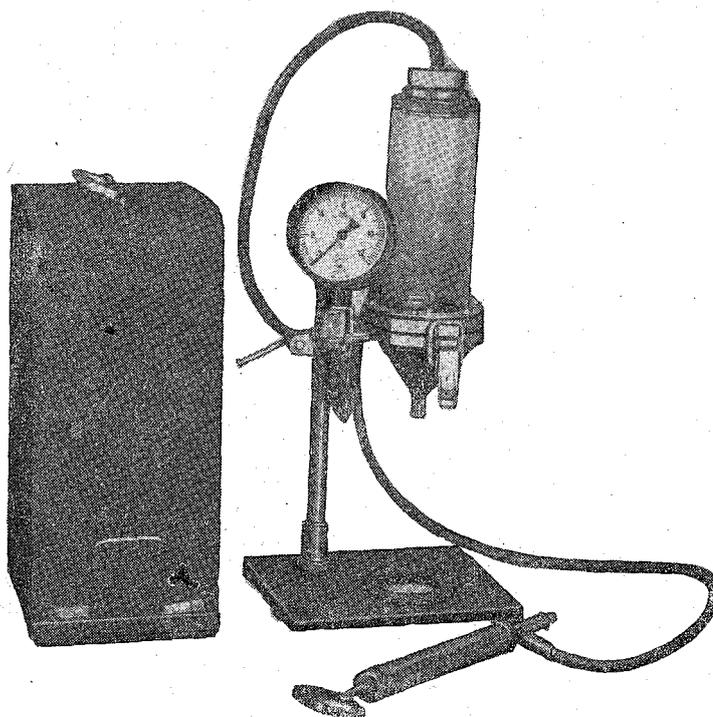


Рис. 136. Прибор Куприна.

В. С. Куприным (рис. 136) и позволяющий производить фильтрование проб непосредственно у реки в течение 10—15 минут при условии малой мутности.

Фильтр в развернутом виде укладывается номером книзу на металлическую сетку между воронкой и стеклянным баллоном прибора. Проба наливается в стеклянный баллон (емкостью один литр), верхняя крышка баллона плотно закрывается и в баллон насосом по резиновому шлангу накачивается воздух. Давление воздуха в баллоне в зависимости от интенсивности фильтрования может постепенно повышаться насосом до 3 атм

(по манометру). Отфильтрованная вода собирается в бутылку, устанавливаемую под воронкой прибора.

Если отфильтрованная вода, стекающая в бутылку, на глаз мутная, то первые порции фильтрата с мутной водой повторно пропускаются через тот же фильтр на приборе.

Влажный фильтр по окончании фильтрования снимается с сетки, складывается вчетверо и укладывается в отдельный отсек самодельно приспособленной коробочки для переноса всех фильтров с наносами в помещение наблюдателя, где и производится воздушная сушка фильтров с навесами и их упаковка.

Стационарная лаборатория. Задачей стационарной лаборатории является:

- 1) взвешивание пустых фильтров и фильтров с наносами для определения количества наносов в пробах;
- 2) определение гранулометрического состава наносов;
- 3) определение удельного и объемного веса донных наносов и отложений;
- 4) проведение контроля за работой полевых лабораторий.

Для выполнения этих работ с надежной точностью необходимо соответствующее помещение под лабораторию и оборудование, а также правильная организация лабораторных работ.

Помещение лаборатории должно быть достаточно светлым и просторным с постоянной температурой воздуха, колебания которой не должны превышать 5° , постоянной должна быть и абсолютная влажность воздуха. В лаборатории должен быть водопровод, канализация, электроэнергия, нагревательные приборы, аппарат для перегонки дистиллированной воды, термостат и пр.

Весьма важно соблюдать правильную установку измерительных приборов. Так, например, чувствительные к температурным влияниям приборы (весы аналитические, пипеточная установка, фракциометр, отстойники наносов) должны быть размещены вдали от печей, дверей, прямых солнечных лучей и пр.; аналитические весы, пипеточная установка и фракциометр должны находиться в устойчивом положении, укрепленными к капитальной стене. Рабочее место около приборов, сами приборы и посуда должны содержаться в полном порядке и чистоте. Особенно следует охранять помещение и приборы от пыли.

При проведении анализов должна строго соблюдаться единая методика, так как всякие отклонения от нее могут привести к грубым ошибкам и невозможности сопоставлений между собой данных, полученных в различных лабораториях. В некоторых лабораториях, например, для определения гранулометрического состава наносов применялся метод Сабанина, тогда как еще в 1930 г. Б. В. Архангельский указывал на его ошибочность.

Благодаря неправильному отбору сифоном проб и преувеличенному значению принятой гидравлической крупности частиц $0,01 \text{ мм}$ ($0,20 \text{ см/сек}$) количество фракций $< 0,01 \text{ мм}$ в пробах оказывалось завышенным до 10%.

Определение весового количества наносов в пробах производится по разности весов фильтров с наносами и пустых фильтров.

Как уже отмечалось, для фильтрования наносов применяются специально изготовленные беззольные чистые фильтры диаметром 11—13 см, с фабричной маркой «белая лента». Применение фильтров, изготовленных своими средствами из обычной фильтровальной бумаги, категорически воспрещается, так как они подвержены вымыву волокон бумаги до 0,02 г, а при их сжигании не позволяют точно учитывать вес содержащихся в фильтрах зольных веществ.

Взвешивание пустых фильтров производится следующим образом.

Перед взвешиванием фильтры складываются вчетверо, на середине края четвертинки пишется порядковый номер фильтра простым карандашом, после чего они кладутся в стеклянные бюксы номером кверху. Открытые бюксы с фильтрами ставятся на полку в термостат при температуре в 105—110° на 2—3 часа, при этом крышки от бюксов кладутся в термостат рядом с бюксом. По истечении этого времени бюксы в термостате закрываются крышками и переносятся в эксикатор, где охлаждаются до комнатной температуры. После охлаждения бюксы с фильтрами взвешиваются на аналитических весах с точностью до 0,0001 г.

Для контроля правильности взвешивания фильтров из каждой партии в 25 взвешенных фильтров берется один фильтр, который после трехчасовой сушки взвешивается, затем опять сушится в термостате в течение одного часа и вновь взвешивается. Разность весов по первому и второму взвешиванию не должна превышать 0,0006 г. Если эта разность окажется больше, то следует увеличить срок сушки данной партии фильтров до постоянного веса.

Недопустимо введение условной средней поправки на изменение веса фильтра на влажность без непосредственной просушки каждого фильтра в бюксе, что может привести к ошибке до $\pm 0,01$ г. Нельзя допускать взвешивание чистых фильтров пачками и принимать вес отдельных фильтров равным среднему весу. В случае недостатка бюксов взвешивание фильтров можно производить в бюксе попарно. При этом вначале производится взвешивание обоих фильтров, а затем один из них быстро вынимается из бюкса; бюкс закрывается крышкой и производится взвешивание оставшегося фильтра. Вес первого фильтра вычисляется по разности весов.

После взвешивания фильтры вынимаются из бюкса и вкладываются в отдельные конвертики из восковой бумаги.

Пустые бюксы с крышками взвешиваются обычно при их нумерации и повторно один раз в месяц.

Взвешивание фильтров с наносами производится в том же порядке, что и пустых фильтров. Разница заключается только в

том, что бюксы с фильтрами и наносами ставятся в термостат на 5 часов вместо 2—3 часов.

После определения веса бюкса с фильтром и наносами из него вычитается вес бюкса и пустого фильтра и в результате получается вес наносов.

В составе речных наносов, помимо минеральной части, имеются и органические вещества, для определения веса которых необходимо после определения веса фильтра с наносами его сжигать и прокалывать в заранее взвешенном фарфоровом тигле. Сжигание и прокалывание производятся в муфельной печи в течение 1—1,5 часа, после чего зола с тиглем охлаждается в эксикаторе и взвешивается. Разность между полученным весом и весом тигля представляет вес минеральной части наносов. Вычитая из веса наносов вес его минеральной части, получаем вес органических веществ. Определение содержания в наносах органической части производится выборочно для 30% измеренных в году расходов взвешенных наносов, относящихся к различным гидрологическим периодам (на подъеме и спаде паводка, в летнюю и зимнюю межень).

В том случае, если наносы доставляются в лабораторию не в фильтрах, а в пробирках или в банках (после отстоя на станциях в воронках, с подразделением наносов на три группы), сырые пробы наносов перекладываются в бюксы и ставятся в песчаную баню для выпаривания воды, а затем в термостат для высушивания, после чего взвешиваются.

Пробы донных наносов, доставляемые в лабораторию в банках или в пакетах, перекладывают в фарфоровую чашку и подсушивают в песчаной бане или в сухом теплом месте, затем остывшую чашку с наносами взвешивают на химико-технических весах с точностью до 0,01 г. Разница весов чашки с наносами и самой чашки дает вес наносов.

Взвешивание выполняется на аналитических весах с точностью до 0,0001 г и на химико-технических весах до 0,01 г с помощью соответственно аналитических и технических разновесов и в пределах максимальных нагрузок, указываемых в свидетельстве к аналитическим весам или клеймом на коромысле технических весов.

При пользовании весами следует строго соблюдать следующие правила.

1. Весы и разновесы должны иметь свидетельство (аналитические весы) или клеймо (технические весы) поверки. Через каждые два года они должны проходить очередную поверку в соответствующих учреждениях. Весы и разновесы должны содержаться в абсолютной чистоте.

2. Аналитические весы, как весьма чувствительные, помещаются в стеклянный шкаф, предохраняющий от пыли, воздушных течений и дыхания взвешивающего лица. Поэтому передняя дверца шкафчика открывается только при вытирании пыли. Взвешиваемый предмет и разновесы устанавливаются на чашки весов соответственно через левую и правую боковые дверцы. Разновесы при взвешивании вынимаются из ящичка и ставятся на подставку весов около правой чашечки.

В заднюю часть шкафчика ставится стаканчик с гранулированным (обезвоженным) хлористым кальцием для поглощения парообразной влаги, имеющейся в воздухе внутри шкафчика.

3. Абсолютно недопустимо брать разновесы пальцами, для этой цели служит пинцет.

4. Взвешиваемое вещество помещается в стеклянную бюксу с притертой пробкой (фильтры, фильтры с наносами, пробы с частицами, взятые пипеткой) или в фарфоровые чашки (фракции, выделенные на фракциометре; навески, отбираемые к анализам). На аналитических весах нельзя взвешивать в открытых сосудах аммиак, концентрированные кислоты и вообще летучие вещества, действующие на материалы, из которых изготовлены весы.

5. Бюксы с крышками, фарфоровые чашки должны быть пронумерованы и заранее взвешены; их вес периодически проверяется.

6. Взвешиваемые предметы должны предварительно принять комнатную температуру.

7. Перед началом взвешивания нужно проверить положение равновесия ненагруженных весов, так как оно меняется от самых разнообразных причин.

8. Разновесы и взвешиваемый предмет нужно класть в центральную часть чашки весов. Абсолютно недопустимо накладывать на чашки весов (или снимать с них) какой-либо груз при опущенном арретире. При нерабочем состоянии коромысла весов должно находиться в приподнятом положении.

Существенно при взвешивании производить точный отсчет колебаний стрелки, необходимый для быстрого нахождения равновесия свободных и нагруженных весов и для выражения в весовых единицах (обычно у аналитических весов в долях миллиграмма) разницы между двумя крайними положениями стрелки на делениях шкалы, расположенной внизу колонки весов.

Нужно стремиться быстро производить отсчеты по шкале в тот момент, когда стрелка, двигаясь над делениями, на короткое время останавливается в своем крайнем (слева и справа) положении. Разность в отклонении стрелки аналитических весов от положения равновесия, выражаемая целым делением, уравнивается соответствующим передвижением рейтера на коромысле весов, а разность, выражаемая в десятых долях такого деления, добавляется в виде соответствующих десятых долей миллиграмма к отсчету по рейтеру на коромысле.

Поправки к разновесам, приведенные в свидетельстве, вводятся только в случае, когда вес взвешиваемого предмета не превышает 0,01 г.

В настоящее время широко распространяются электрические весы с успокоителями (аналитические демпферные весы), позволяющие производить взвешивание более точно и ускорять процесс взвешивания. Эти весы имеют специальное устройство для механического накладки и снятия мелких разновесов (от 10 до 990 мг) без открывания дверцы шкафчика весов. Для удобства ведения отсчета весы снабжены оптическим приспособлением со световым экраном (вайтографом), на котором видно увеличенное изображение микрошкалы, укрепленной на стрелке коромысла весов. Отсчеты по микрошкале в пределах 0,1 и 9,9 мг производятся по рискам на экране.

Определение гранулометрического состава наносов включает в себя:

- 1) подготовку образца (навески) к анализу,
- 2) подразделение образца на фракции и обработку результатов анализа.

Прежде чем переходить к изложению производства перечи-

сленных выше лабораторных работ, остановимся на основных принципах определения фракционного состава наносов.

Подразделение речных наносов на фракции основано на принятой в гидрометслужбе шкале гидравлической крупности и выполняется различными методами: пипеточным, фракциометра, ситовым и простым обмером частиц в зависимости от их круп-

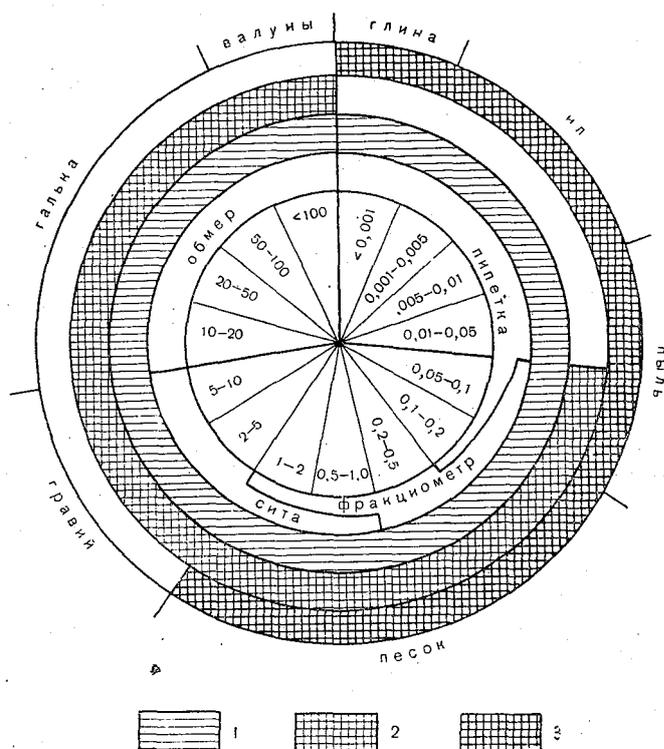


Рис. 137. Схема применения различных методов анализа в зависимости от крупности частиц.

1 — донные отложения, 2 — донные наносы, 3 — взвешенные наносы.

ности. При наличии в пробах смешанного состава наносов эти методы используются в различных сочетаниях: пипетка — фракциометр, сита — фракциометр, обмер — сита — фракциометр в соответствии со схемой, изображенной на рис. 137.

Применение того или иного метода определяется, кроме крупности частиц в образце, также его весом.

Для проведения полного анализа до $0,001$ мм методом пипетка — фракциометр величина навески должна составлять 5—7 г.

Для сокращенного анализа до 0,01 мм при том же методе требуется 2—3 г.

При анализе до 0,05 мм методом фракциометра величина навески принимается 2—0,5 г.

При ситовом и комбинированном методе (сита—фракциометр) величина навески требуется: а) для однородных по крупности песков 150—100 г, б) для гравелистых песков 500—300 г, в) для галечно-гравелистых песков 1—2 кг.

При дополнительном определении удельного и объемного веса донных наносов и отложений количество наносов увеличивается в зависимости от крупности частиц: а) при преобладании мелких наносов (0,1 мм) на 70 г, б) при преобладании наносов крупностью от 0,1 до 1,0 мм на 100 г, в) при наличии частиц > 1 мм на 200 г, г) при крупных наносах (> 10 мм) на 300 г.

В основу гидравлических принципов определения крупности наносов (методы фракциометра и пипеточный) принята шкала гидравлической крупности ГГИ (табл. 61).

Поскольку выдержать в условиях лаборатории постоянство температуры воды 15° практически трудно, необходимо вводить коэффициенты для перехода от фактической к нормальной (при 15°) гидравлической крупности в связи с влиянием температуры на вязкость воды.

Величины этих поправок представлены на графике (см. рис. 132).

Таблица 61

Диаметр частиц (мм)	Скорость падения частиц (см/сек)	Диаметр частиц (мм)	Скорость падения частиц (см/сек)
$t = 15^\circ$			
1,0	10,0	0,05	0,211
0,5	6,10	0,01	0,008
0,2	2,10	0,005	0,0021
0,1	0,80	0,001	0,00008

При проведении анализов крупности состава мелкозернистых взвешенных наносов весьма существенно исходить из естественного их состояния в водной среде (микроагрегатного) и учитывать физические свойства различных фракций частиц, проявляющиеся в процессе анализа, т. е. способность к дальнейшей коагуляции микроагрегатов при их отстое и высушивании.

В связи с этим необходимо перед анализом проводить весьма тщательную подготовку наносов.

Подготовка образца к анализу заключается прежде всего в отборе средней пробы, если количество наносов превышает необходимую для анализа навеску.

Отбор средней пробы для крупнозернистых наносов выполняется квартованием. Для этого образец предварительно размельчается и рассыпается для просушки тонким слоем на листе бумаги. Спустя 2—3 дня тщательно перемешивается способом так называемого «кольца и конуса», заключающемся в том, что проба насыпается в виде кольца, постепенно превращаемого в конус. Этот конус вновь превращается в кольцо и так повторяется 2—3 раза.

После этого конус разрезается лопаточкой на четыре равные части, одна из которых и взвешивается. Если необходима меньшая навеска, то одна из четвертей вновь подвергается квартованию.

Отбор средней пробы для мелкозернистых наносов ($< 0,2$ мм) производится из рассыпанного ровным слоем на листе бумаги, тщательно перемешанного образца. Слой наносов делится на 6—8 частей и из каждой части отбирается на кончике ножа примерно по равному количеству наносов, которые соединяются в одну навеску.

Для механической подготовки к анализу гравелисто-галечных, песчаных наносов и донных отложений, не покрытых глинистым налетом, достаточно комочки агрегатов в воздушно-сухом состоянии растереть пальцами.

Для заиленных песчаных образцов (определение заиленности делается перед взятием навески визуально, по остающимся на ладони мазкам влажной пробы) навеска размачивается в двойном объеме дистиллированной воды в течение одних суток, после чего тщательно растирается (пальцем в резиновом напалечнике или резиновым пестиком) в фарфоровой чашке и подвергается в ней многократному декантированию¹ с целью удаления частиц $< 0,01$ мм. Столб жидкости высотой в 4—5 см после взбалтывания и отстоя в течение 30 секунд сливается до остаточного слоя в 2 см. Количество отмытых частиц ($< 0,01$ мм) отдельно не учитывается, а относится к частицам $< 0,05$ мм, определяемым по разности первоначальной навески и суммы фракций, выделенных на фракциометре.

Илистые и глинистые наносы подвергаются более тщательной механической подготовке. При наличии частиц крупнее 1,0 мм образец после растирания крупных агрегатов просеивается через набор сит с отверстиями от 1 мм и крупнее.

Если крупные частицы покрыты глинистым налетом, то они отмываются от частиц мельче 0,01 мм методом декантации, просушиваются, отдельные комочки разминаются и частицы вновь просеиваются через сито с отверстиями в 1 мм. После этого все частицы крупнее 1 мм взвешиваются и поступают на анализ ситовым методом, а из мелкозема (частицы < 1 мм) отбирается

¹ Декантированием называется способ отмучивания мелких частиц, когда они после положенного срока отстоя в воде крупных частиц сливаются через край сосуда вместе с осветленным от более крупных частиц слоем.

необходимая навеска по правилу средней пробы на анализ пипеточным методом.

Если величина образца таких наносов мала и на анализ пипеточным методом поступает весь мелкозем, то отмываемые частицы $< 0,01$ мм собираются в одном сосуде. После этого вода выпаривается, а частицы наносов в воздушно-сухом состоянии присоединяются к части образца, просеянной через сито с отверстиями в 1 мм, поступаая целиком на анализ, и входят в общий вес мелкозема образца.

Навеска мелкозема в 3—2 г или 7—5 г, залитая 10—20 мл дистиллированной водой, размачивается в фарфоровой чашке в течение двух суток.

После размачивания навеска растирается резиновым пестиком с добавлением нескольких капель 25%-ного раствора аммиака (NH_4OH). Густая суспензия постепенно сливается из чашки в двух- или однолитровую коническую колбу. После каждого сливания остаток суспензии вновь растирается с небольшим количеством дистиллированной воды до полного перенесения навески в колбу. Колба дополняется дистиллированной водой до объема в 300—500 мл; добавляется 0,5—1,0 мл 25%-ного раствора аммиака, в горлышко колбы вставляется резиновая или корковая пробка с обратным холодильником (для конденсации водяного пара) и колба ставится на кипячение в течение 1 часа. Если аммиак не добавляется, то кипячение продолжается в течение 3 часов.

По окончании кипячения проба остужается до комнатной температуры ($15\text{--}20^\circ$) и переводится для анализа в однолитровый цилиндр.

Среди образцов, взятых на стоковых площадках и сухих логах, могут встретиться илистые грунты, содержащие воднорастворимые соли, под влиянием которых при анализе частицы могут перейти в агрегатное состояние. В этих случаях делается опробование наносов на коагуляцию частиц. Берется специальная навеска около 2 г и резиновым пестиком растирается в фарфоровой чашке с 4—6 мл дистиллированной воды, добавляется 25 мл дистиллированной воды и кипятится в течение 5—10 минут. По охлаждении содержимое фарфоровой чашки сливается через воронку в стеклянную пробирку емкостью около 30 мл. Пробирка ставится в стойку и оставляется в покое до следующего дня. Если суспензия в пробирке коагулирует (верхняя часть осадка рыхлая, хлопьевидная), то взятая на анализ навеска отмывается от воднорастворимых солей, прежде чем подвергнется кипячению.

Отмывка навески от воднорастворимых солей производится следующим образом. Навеска в 10—15 г, отвешенная на аналитических весах, промывается методом автоматического фильтрования на бумажном фильтре дистиллированной водой до полного удаления воднорастворимых солей. Окончание промывки определяется по отсутствию в фильтрате реакции на хлор и на SO_4 в отдельных пробирках, куда наливают немного фильтрата и добавляют в одну AgNO_3 (азотнокислое серебро), а в другую — BaCl_2 (хлористый барий). Промывные воды (фильтрат) собираются в одну колбу в объеме 1—2 л и после перемешивания из нее берутся две пробы по 100 мл. Пробы выпариваются в бюксах, высушиваются в термостате при $105\text{--}110^\circ$ в течение 2—3 часов, охлаждаются в эксикаторе: в течение 30 минут и взвешиваются.

Вычисляется среднее значение веса воднорастворимых солей p во всем объеме фильтрата W :

$$p = 0,005W (p_1 + p_2), \quad (5,5)$$

где p_1 и p_2 — веса солей в каждой из проб.

Затем определяется чистый вес p_4 отмытого грунта, идущего на анализ,

$$p_4 = p_0 - p_r - p,$$

где p_0 — навеска в воздушно-сухом состоянии, поступившая на отмывку солей, p_r — вес гигроскопической воды в навеске, p — вес вымытых из навески солей.

Затем воронка с фильтром и остатками навески вставляется в коническую колбу (1 л), фильтр в вершине конуса прокалывается стеклянной палочкой и навеска через отверстие смывается в колбу чистой дистиллированной водой. Дополненная же водой до 300—500 мл колба с навеской после добавления 0,5—1,0 мл 25%-ного раствора аммиака ставится на кипячение в течение одного часа.

Химическая подготовка навески к анализу пипеточным методом, заключающаяся в отмывке из навески соляной кислотой кальциевых солей, выполняется только в случае специального задания, когда необходимо подразделить на фракции частицы в их элементарном, а не микроагрегатном состоянии.

Определение гигроскопической влаги выполняется только для донных отложений, поступающих на анализ пипеточным методом или на определение удельного и объемного веса. Из просеянной через сито с отверстиями в 1 мм части образца в заранее взвешенный бюкс берется в воздушно-сухом состоянии и взвешивается на аналитических весах навеска в 1—1,5 г.

Бюкс с пробой в открытом виде помещается на 5 часов в термостат (при температуре 105—110°), крышечка бюкса ставится там же рядом. По окончании срока бюкс быстро закрывается крышечкой внутри термостата и ставится в эксикатор для охлаждения. После охлаждения бюкс с пробой взвешивается на аналитических весах. Разность в весе бюкса с первоначальной навеской и с высушенной навеской определяет вес гигроскопической влаги, который перечисляется в проценты от первоначальной навески.

Подразделение образца на фракции слагается из определений наибольшей крупности и содержания частиц различных фракций.

Определение наибольшей крупности частиц производится в зависимости от крупности наносов. Если размер частиц крупнее 1 мм, то наибольший размер определяется просеиванием через сита, прохот и непосредственным обмером; при меньшем диаметре (< 1 мм) на фракциометре — путем определения гидравлической крупности.

Перечисление гидравлической крупности в размер диаметра d производится по формуле

$$w = \frac{l}{t} \text{ мм/сек}$$

и по связи

$$d = f(w),$$

где l — длина трубы фракциометра (пути падения частиц) между верхней и нижней метками, по которым прослеживается по секундомеру длительность t падения самой крупной частицы.

Расстояние между метками принимается 1400 мм.

Для частиц диаметром меньше 0,1 мм наибольшая крупность не определяется, как, например, в случае анализа наноса непосредственно пипеточным методом (без применения сит или фракциометра).

Ситовой метод может применяться для подразделения частиц на фракции как самостоятельный метод для частиц от 10 до 0,5 мм и при методе фракциометра и комбинированном пипетка — фракциометр для частиц крупнее 1 мм.

Набор сит применяется с отверстиями от 10 до 0,5 мм; сита из проволочной сетки с отверстиями менее 0,5 мм, как непрочные, не рекомендуются. Навеска, подготовленная соответствующим образом, просеивается в воздушно-сухом состоянии на наборе сит, полном или частичном, в зависимости от размеров наносов.

Выделенные на ситах частицы, а также застрявшие в отверстиях на данном сите относятся к фракции, нижней границей которой принимается диаметр отверстия этого сита, а верхней — диаметр следующего по номеру более крупного сита.

Точность анализа зависит от продолжительности просеивания на ситах, от формы зерен и от точности калибровки сит. Последняя обеспечивается при изготовлении сит и уходе за ними при эксплуатации. Продолжительность просеивания устанавливается по прекращении проскакивания частиц через отверстия каждого сита, но не должна превышать 20 минут.

В результате анализа ситовым методом сумма весов отдельных выделенных фракций может отличаться от взятой навески не более 0,5%.

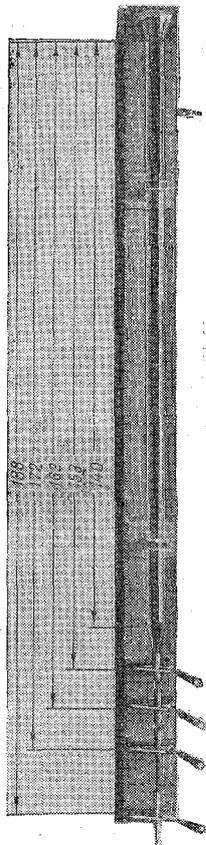


Рис. 138. Фракциометр.

Метод фракциометра может применяться для подразделения частиц на фракции в двух случаях: как самостоятельный для частиц от 1,0 до 0,05 мм и при комбинированном методе пипетка — фракциометр для тех же частиц.

Фракциометр (рис. 138) состоит из цилиндрической стеклянной трубки с внутренним диаметром 46—50 мм и длиной 1565 мм. Трубка в верхнем конце имеет воронкообразное расширение, а в нижней части — конусное сужение до внутреннего диаметра 13 мм. Стеклянная трубка имеет две метки: верхняя метка нахо-

дится на расстоянии 50 мм от верха воронки, нижняя — на расстоянии 1400 мм от верхней метки, т. е. в нижнем конце цилиндрической части трубки.

Трубка крепится к деревянному основанию, имеющему петлю для подвешивания прибора к стене. Основание представляет собой доску длиной 2 м, шириной 130 мм и толщиной 22 мм.

Крепление трубки к доске производится при помощи двух лап, представляющих собой металлические кронштейны, состоящие из двух полукольцевых скоб, одна из которых поставлена на шарнире, что позволяет производить установку и крепление трубки, а также снимать ее в случае надобности.

На деревянном основании в его нижней части укреплены четыре зажимных рычага, которые расположены так, что могут перекрывать резиновые трубки по их средней части в моменты окончания выпадения частиц соответствующей крупности.

Расстояния зажимных рычагов от верхней метки на трубке фракциометра равны 153, 162, 172 и 188 см.

На нижний конец трубки крепится сборная трубка, состоящая из четырех резиновых и трех стеклянных трубок. Сборная трубка заканчивается пробиркой. Длина резиновых трубок 60 мм, стеклянных 55 и 120 мм. Длина резиновых и стеклянных трубок подбирается с учетом расположения зажимных рычагов. Фракциометр располагается на прочной стене в строго вертикальном положении, что проверяется по отвесу.

Фракциометр должен находиться в светлом помещении, но не в поле падения солнечных лучей и не вблизи очагов обогрева и охлаждения воздуха во избежание появления конвекционных токов в воде.

В случае наличия в образце частиц крупнее 1,0 мм он предварительно просеивается на ситах. Если в образце имеются частицы мельче 0,01 мм, то они удаляются путем декантации.

Точность анализа методом фракциометра зависит от следующих факторов: размеров внутреннего диаметра и длины стеклянной трубы, величины навески образца к анализу, обеспечения рабочей температуры воды (15—20°), правильности расчета сроков и мгновенности закрывания зажимов, тщательности ведения анализа.

Стеклянная труба фракциометра, как показали исследования А. М. Васильева и др., должна иметь в диаметре не менее 46 мм, желательно до 50 мм. При меньших диаметрах на осаждении наносов сказывается влияние стенок и частичное осаждение на них наносов.

Величина навески, как отмечалось выше, берется в пределах от 2 до 0,25 г, чтобы падению отдельных частиц не мешали соседние; нижний предел допускается как крайний случай, так как требует высокой тщательности анализа. Взвешивание навески и фракций производится от 0,01 г, а в случае навесок меньше 1 г — до 0,001 г.

Перед анализом фракциометр медленно наполняется до верхней метки чистой водопроводной водой, растекающейся по внутренней стенке стеклянной трубы (во избежание образования воздушных пузырьков на стенках). Зажимы фракциометра открываются; при этом конечная резиновая трубка оканчивается пробиркой диаметром 1—1,5 см и высотой 5 см. К анализу приступают спустя 15—20 минут для того, чтобы вода в фракциометре успокоилась и приняла постоянную температуру, которая измеряется.

Процесс анализа на фракциометре заключается в следующем. Взятая навеска помещается в фарфоровую чашку, смачивается чистой водой и осторожно растирается резиновым пестиком в течение 3—5 минут до состояния жидкой кашицы.

После этого пробу переводят в маленькую коническую колбочку, встряхивают и, быстро перевернув над фракциометром, вливают в фракциометр. В момент прохода самой крупной частицы через верхнюю метку фракциометра пускается секундомер и отсчитывается продолжительность падения частицы по пути между верхней и нижней метками. Разделив на нее длину пройденного пути, получают максимальную гидравлическую крупность в мм/сек.

Сроки закрывания зажимов и расчетные значения гидравлических крупностей приведены в табл. 62 для случая температуры воды во фракциометре в 15°.

Таблица 62

Фракции (мм)	Диаметр отсекаемых частиц (мм)	Скорость падения отсекаемых частиц (мм/сек)	Путь частиц (см)	Время отде- ления частиц зажимами	№ зажима
				мин. сек.	
1,0—0,5	0,5	60	188	0 31	1
0,5—0,2	0,2	21	172	1 22	2
0,2—0,1	0,1	8	162	3 23	3
0,1—0,05	0,05	2	153	12 45	4

Необходимо у вновь поступившего прибора проверить длину пути падения частиц и в случае расхождений с данными табл. 57 изменить соответственно расположение зажимов.

При другой температуре воды во фракциометре производится пересчет приведенного в табл. 62 времени отделения выпавших частиц зажимами умножением на соответствующий температуре коэффициент, пользуясь для этого графиком (см. рис. 132).

По истечении 13 минут (при 15°) под фракциометр подставляется фарфоровая чашка и отделяется нижняя пробирка, содержимое которой смывается в чашку.

Затем под фракциометр подставляется вторая фарфоровая чашка, открывается нижний зажим и отделяется часть пробы,

заключенная между нижним и следующим зажимами. Частицы, осевшие в отделенной части трубок, смываются в подставленную фарфоровую чашку. Подобным же образом извлекаются частицы, осевшие в трубках между следующими парами зажимов.

Фарфоровые чашки с наносами разных фракций ставятся на водяную или песчаную баню для выпаривания воды, а затем взвешиваются с точностью до 0,01 г при воздушно-сухом состоянии наносов.

Последней фракцией при анализе на фракциометре является суммарная фракция для частиц мельче 0,05 мм, определяемая по разности между весом взятой навески и суммой весов всех фракций, выделенных на фракциометре.

Метод пипетка — фракциометр применяется для подразделения наносов на фракции взамен пипеточного метода при сочетании его с ситовым методом. Комбинированный метод был разработан в ГГИ Е. С. Семеновой. Этот метод имеет ряд преимуществ: 1) вес фракций определяется непосредственно, что обеспечивает контроль результатов анализа; 2) не требуется применения сит с отверстиями 0,5 и 0,2 мм, подвергающихся быстрому износу, который понижает точность отсеивания мелких фракций; 3) весь анализ мелкозема (частиц мельче 1 мм) осуществляется методами, основанными на едином принципе (гидравлическом); 4) уточняется определение фракции 0,1—0,05 мм.

Для ускорения и уточнения анализа в ГГИ Е. С. Семеновой в 1952 г. была сконструирована пипеточная установка (рис. 139 и 140), которая состоит из штатива, аспиратора, крана, пипетки, смывного сосуда, мешалки, цилиндров и бюксов.

Штатив разборный и состоит из основания 1, стержня 2, столика 3, кронштейна 4 и крестовины 5.

На основании устанавливаются в выемках столика шесть цилиндров 10 объемом¹ в 1 л одинаковой высоты с анализируе-

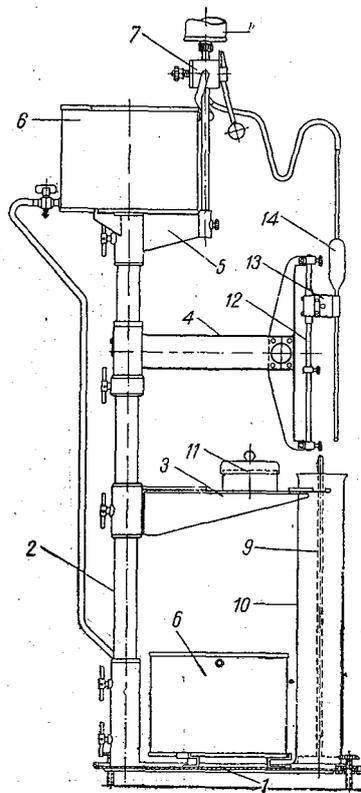


Рис. 139. Схема пипеточной установки.

¹ Допускается отклонение объема цилиндра и суспензии от 1200 до 900 мл.

мой суспензией, а на столике рядом с цилиндрами — низкие бюксы 11. Для удобства работы верхние края бюксов и цилиндров располагаются примерно на одном уровне путем установки столика на соответствующей высоте.

На вертикальном стержне 12 кронштейна свободно и плавно передвигается в вертикальном и горизонтальном направлениях держатель пипетки 13. Пипетка 14 укрепляется в держателе.

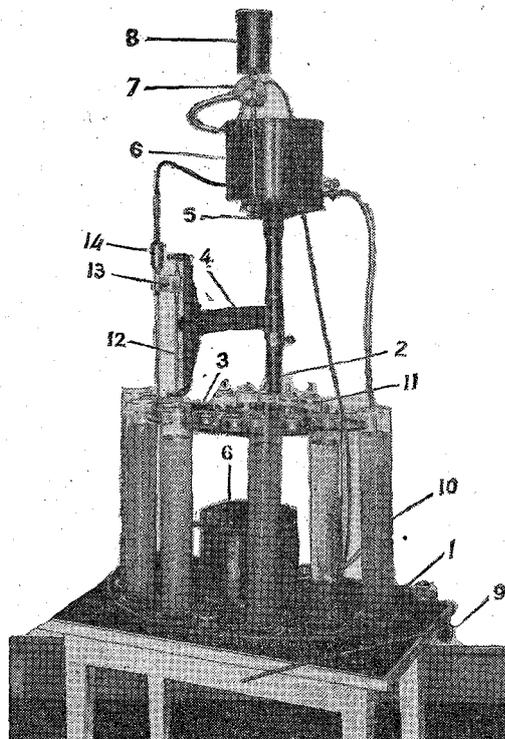


Рис. 140. Общий вид пипеточной установки.

На крестовине устанавливается один из двух сосудов 6 аспиратора; второй сосуд помещается на основании. Оба сосуда аспиратора емкостью по 4 л соединяются между собой резиновой трубкой, по которой из верхнего в нижний сосуд периодически стекает определенная порция воды в момент отбора пипеткой пробы суспензии из цилиндра. После того как верхний сосуд освобождается от воды, они меняются местами. Действие аспиратора основано на создании вакуума в верхнем сосуде и рассчитано на отбор 150 проб с постоянной скоростью наполнения пипетки.

Сосуды через верхние отверстия соединяются с атмосферой (нижний сосуд) и с краном 7 пипетки (верхний сосуд).

С помощью трехходового крана 7, приводимого рукояткой в движение около его горизонтальной оси, пипетка попеременно может соединяться (через систему отростков в кране и резиновых трубок) с аспиратором, атмосферой и смывным сосудом.

Смывной сосуд 8 емкостью 300 мл навинчивается на верхний отросток крана, наполняется чистой дистиллированной водой для смыва в бюкс с отобранной пробой остатков твердых частиц суспензии со стенок пипетки.

Мешалка 9 употребляется для взбалтывания суспензии в цилиндре перед отбором каждой пробы.

Пипеточная установка позволяет производить отбор проб при одновременном анализе шести образцов.

Анализ наносов комбинированным методом фракциометр—пипетка производится следующим образом.

После кипячения охлажденная на воздухе до комнатной температуры суспензия переводится из колбы в фарфоровые чашки, где осевшая часть пробы осторожно растирается резиновым пестиком, после чего переводится в пустой однолитровый цилиндр. В цилиндр доливается дистиллированная вода комнатной температуры до метки 1 л, смесь энергично взбалтывается путем переворачивания закрытого ладонью цилиндра, затем оставляется на 15—20 минут для выравнивания температуры. После измерения температуры суспензию в цилиндре тщательно взбалтывают специальной мешалкой, движением вниз и вверх, после чего мешалка вынимается из цилиндра. С этого момента включается секундомер и определяется время для взятия пипеткой первой пробы. После взятия каждой пробы повторяется взбалтывание суспензии мешалкой. Первые четыре пробы берутся с глубины 10 см, а последняя — с глубины 5 см.

Пробы берутся пипеткой Мора путем втягивания суспензии с помощью аспиратора. Объем взятой пробы отсчитывается с точностью до 0,1 мл по шкале емкости пипетки.

Сроки отбора проб пипеткой даются в табл. 63 при условии ведения анализов на дистиллированной воде, имеющей температуру 15°.

Таблица 63

№ проб	Наибольший размер частиц, отбираемых пипеткой (мм)	Срок взятия пробы пипеткой		Глубина взятия пробы (см)
		час.	мин. сек.	
1	0,05		51	10
2	0,01		21 16	10
3	0,005	1	25	10
4	0,001	17	43	5

При других температурах для определения времени взятия проб вводятся указанные выше поправочные коэффициенты (см. рис. 132).

Взятые пипеткой пробы переносятся во взвешенные бюксы и выпариваются досуха на бане. Если анализу подвергаются взвешенные наносы, то вынутые из бани бюксы ставятся на охлаждение в эксикатор; при анализе донных наносов и отложений пробы после выпаривания подвергаются высушиванию в термостате при 105—110° в течение 3—4 часов, затем охлаждаются в эксикаторе.

Затем пробы в бюксах, накрытые крышечками, взвешиваются на аналитических весах.

После отбора пипеткой положенных проб оставшаяся суспензия в цилиндрах взбалтывается и оставляется на отстой в течение 3 минут, частично осветленный таким образом слой воды с оставшимися во взвеси частицами мельче 0,05 мм осторожно сливается сифоном. В цилиндре остается слой суспензии в 7—8 см. Этот процесс повторяется до трех раз.

Остаток суспензии с частицами > 0,05 мм тщательно переводится из цилиндра в коническую колбочку емкостью 50 мл для дальнейшего подразделения их на фракциометре.

Количество взятых пипеткой и фракциометром наносов в граммах вычисляется по формуле

$$x = \frac{aW}{e}, \quad (5,6)$$

где a — абсолютно сухой вес наносов во взятой пипеткой суспензии в граммах; W — объем всей суспензии в цилиндре (1000 мл); e — объем пипетки (20—25 мл).

Чтобы получить количество наносов фракций 0,05—0,01, 0,01—0,005, 0,005—0,001 мм, надо произвести последовательные вычитания количеств, определенных по формуле (5,6) для всех проб. По разности определяется вес каждой фракции y в граммах, который затем вычисляется в процентах от всей навески по формуле

$$z = \frac{y(100 - c)}{A}, \quad (5,7)$$

где c — сумма фракций крупнее 1 мм, в процентах; A — вес навески для анализа пипеткой—фракциометром, в граммах; z — процентное содержание в образце частиц отдельной фракции, определенной пипеткой и фракциометром.

Сумма процентов по всем выделенным фракциям на пипетке, фракциометре и на ситах должна составлять 100%. При расхождении менее 3% эта разность разбрасывается пропорционально весу каждой фракции.

Если расхождение превышает 3%, то проверяются вычисления веса проб, фракций и в случае ненахождения ошибки анализ считается приближенным, а при ошибке > 10% — бракуется.

Определение удельного и объемного веса наносов. *Определение удельного веса наносов* производится следующим образом.

Чистый сухой пикнометр с высоким горлышком, точно градуированный на 50—100 мл, наполняется до метки дистиллированной водой комнатной температуры (15—20°), закрывается притертой пробочкой и взвешивается с точностью до 0,01 г. После этого вода из пикнометра выливается.

Взятая в воздушно-сухом состоянии навеска (10—15 г) осторожно (чтобы не распылить пробу) всыпается в тот же пикнометр через воронку. Пикнометр с наносами примерно до половины его объема доливается дистиллированной водой, и проба кипятится на плитке в течение 30 минут (для удаления воздуха из пор наносов). По окончании кипячения проба в пикнометре охлаждается до комнатной температуры, затем в него доливается до метки дистиллированная вода, пикнометр обтирается досуха, закрывается пробкой и опять взвешивается.

Из оставшейся части образца берется навеска, в которой определяется содержание гигроскопической влаги.

Вес воздушно-сухих наносов, всыпанных в пикнометр, пересчитывается на вес абсолютно сухих наносов по формуле

$$p = \frac{100f}{100 + e}, \quad (5,8)$$

где f — вес воздушно-сухих наносов; e — процентное содержание гигроскопической влаги.

Удельный вес наносов определяется по формуле

$$\gamma = \frac{p}{R + p - m}, \quad (5,9)$$

где p — вес абсолютно сухих наносов; R — вес пикнометра с водой; m — вес пикнометра с пробой (т. е. с водой и наносами).

Определение объемного веса наносов заключается в следующем.

Берется навеска в воздушно-сухом состоянии, взвешенная с точностью до 0,01 г в количестве:

а) для мелких наносов (с преобладанием частиц мельче 0,1 мм) 25—30 г;

б) для средних наносов (с преобладанием частиц от 0,1 до 1,0 мм) 50—70 г;

в) для крупных наносов (с наличием частиц крупнее 1,0 мм) 150—300 г.

Навески, растертые с водой в фарфоровой чашке, переводятся в стеклянные градуированные цилиндры объемом для мелких и средних наносов в 100 см³, для крупных 500 см³. Навески илистых и глинистых наносов предварительно в течение 1—2 суток размачиваются в фарфоровой чашке.

В цилиндр добавляется вода до полного покрытия пробы с тем, чтобы поверхность воды была на 3—4 см выше поверхности отстоявшейся пробы.

Перед установкой на длительный отстой наносы тщательно взбалтываются с водой в цилиндре для естественного заполнения частицами промежутков уплотняемой навески и удаления из них воздуха.

Наносы в цилиндрах уплотняются постукиванием по стенкам цилиндра резиновым молоточком, изготовленным из резиновой пробки диаметром, равным диаметру цилиндра.

Уплотнение наносов производится в начале и конце рабочего дня до установления постоянного объема наносов, в течение не менее 5 дней для мелких наносов и 2 дней для средних и крупных. Длительность уплотнения илистых и глинистых наносов может продолжаться 12 дней.

Необходимо следить за тем, чтобы усадка наносов происходила равномерно по всей высоте, а также чтобы поверхность пробы в цилиндре была строго горизонтальной, что обеспечивается размещением цилиндров для отстоя на строго горизонтальной полке и постукиванием цилиндра молоточком равномерно со всех сторон и по всей высоте заполненной части цилиндра.

Объемный вес наносов γ_1 определяется по формуле

$$\gamma_1 = \frac{p}{W},$$

где p — вес наносов в абсолютно сухом состоянии в граммах, W — уплотненный объем наносов в $см^3$.

При определении объемного веса отложений в их естественном уплотнении вес наносов в абсолютно сухом состоянии относится к объему взятой пробы с ненарушенной структурой, который предварительно (на месте) тщательно измеряется.

§ 20. ВЫЧИСЛЕНИЕ РАСХОДОВ НАНОСОВ

Расходы взвешенных наносов, измеренные детальным способом, вычисляются графомеханическим методом, а измеренные упрощенными способами — аналитическим.

В основу графомеханического метода принимается чертеж поперечного профиля сечения реки в гидростворе, построенный для вычисления расхода воды, измеренного в день определения расхода наносов.

На основании данных взвешивания отфильтрованных проб наносов для каждой точки вертикалей, на которых брались пробы, определяется мутность воды по формуле

$$\rho = \frac{p_n \cdot 10^6}{A} \text{ г/м}^3, \quad (5,10)$$

где p_n — вес наносов в пробе в граммах, вычисленный с точностью до трех значащих цифр, если величина мутности больше

10 г/м³, и с точностью до 0,1 г, если она меньше 10 г/м³; А — объем взятой пробы в миллиметрах.

Перемножив мутность воды на скорость течения в той же точке, получаем единичный расход наносов в точке, равный

$$\alpha = v\rho \text{ г/м}^2 \text{ сек.} \quad (5,11)$$

После этого для каждой вертикали строятся эпюры скоростей, мутности и единичных расходов. Иногда для характеристики распределения крупности наносов по вертикали мутность подразделяется пропорционально содержанию отдельных фракций.

Площади эпюр единичных расходов, определенные планиметрированием, дают величины элементарного расхода наносов r в г/м сек на вертикалях. Для того чтобы получить значения элементарных расходов промерных вертикалей, на которых скорости и мутности воды не измерялись, вычисляются средние единичные расходы путем деления полученных планиметрированием элементарных расходов на глубину вертикали

$$\alpha_{\text{ср}} = \frac{r}{h} \text{ г/м}^2 \text{ сек.} \quad (5,12)$$

На основании этих данных строится вспомогательная эпюра распределения средних единичных расходов по ширине реки. С этой эпюры снимаются значения средних единичных расходов наносов для каждой промерной вертикали, которые затем умножаются на их глубину, и получаются значения элементарных расходов взвешенных наносов для всех вертикалей

$$r = \alpha_{\text{ср}} h \text{ г/м сек.}$$

Масштаб для построения эпюры элементарных расходов выбирается с таким расчетом, чтобы наибольшая его величина на чертеже изображалась отрезком около 10 см.

Для анализа распределения мутности по ширине реки на том же чертеже строится эпюра распределения средней мутности воды.

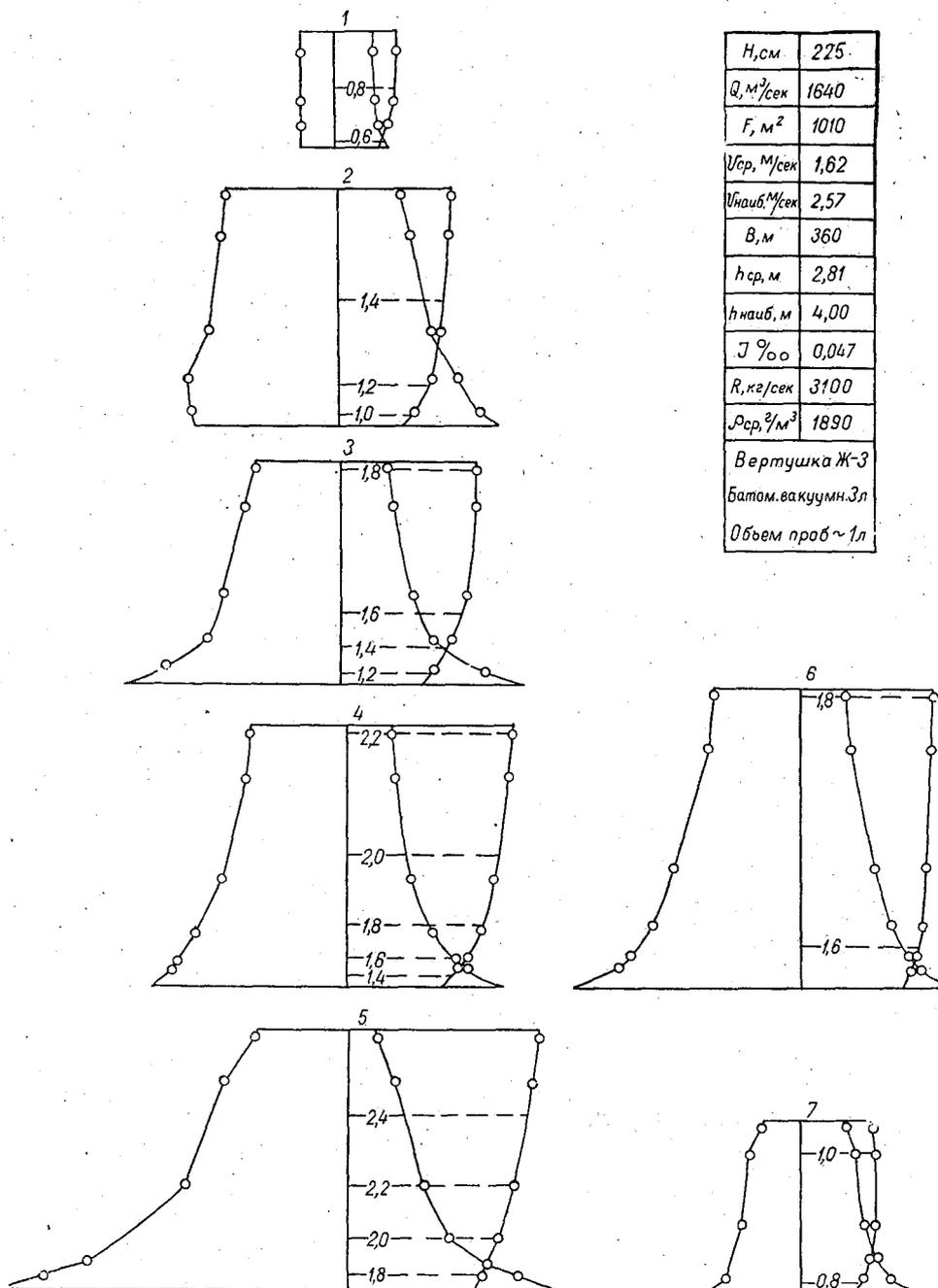
Площадь эпюры элементарных расходов по ширине русла, измеренная планиметрированием, численно равна расходу взвешенных наносов R кг/сек.

Построение эпюр приведено на рис. 141.

Подсчет расходов взвешенных наносов, измеренных упрощенными способами (двухточечным, одноточечным, суммарным и интеграционным), производится аналитическим методом.

При двухточечном способе измерений средние единичные расходы наносов вычисляются по формуле

$$\alpha_{\text{ср}} = 0,5 (\rho_{0,8} v_{0,8} + \rho_{0,2} v_{0,2}) \text{ г/м}^2 \text{ сек.} \quad (5,13)$$



расхода воды и взвешенных наносов.

При одноточечном способе

$$\alpha_{\text{ср}} = \rho_{0,6} v_{0,6}. \quad (5,14)$$

Вычисление полного расхода наносов производится по формуле

$$R = 0,001 \left(\frac{2}{3} \alpha_1 \omega_0 + \frac{\alpha_1 + \alpha_2}{2} \omega_1 + \frac{\alpha_2 + \alpha_3}{2} \omega_2 + \dots + \frac{\alpha_{n-1} + \alpha_n}{2} \omega_n + \frac{2}{3} \alpha_n \omega_n \right) \text{ кг/сек}, \quad (5,15)$$

где α_1, α_2 — средние единичные расходы наносов по вертикалям в $г/м^2 \text{ сек}$; $\omega_0, \omega_1, \omega_2$ — площади водного сечения соответственно между урезом воды и первой скоростной вертикалью, между первой и второй вертикалями и т. д. Площади водного сечения вычисляются так же, как и при вычислении расхода воды.

При измерении расходов наносов интеграционным и суммарным способами на каждой скоростной вертикали непосредственно определяется средняя мутность ρ . В этом случае расход наносов подсчитывается по следующей формуле:

$$R = 0,001 \left[\rho_1 Q_0 + \left(\frac{\rho_1 + \rho_2}{2} \right) Q_1 + \dots + \left(\frac{\rho_{n-1} + \rho_n}{2} \right) Q_{n-1} + \rho_n Q_n \right] \text{ кг/сек}, \quad (5,16)$$

где $\rho_1, \rho_2, \dots, \rho_n$ — средние мутности на вертикалях Q_0, Q_1, \dots, Q_n — частичные расходы воды соответственно между урезом воды и первой вертикалью, между первой вертикалью и второй и т. д.

Средняя мутность для всего сечения вычисляется по формуле

$$\rho_{\text{ср}} = \frac{R \cdot 1000}{Q} \text{ г/м}^3. \quad (5,17)$$

Расходы донных наносов вычисляются графоаналитическим методом, предварительно определив значения элементарных расходов в $г/м \text{ сек}$ по формуле

$$g = \frac{100 \cdot p}{tl}, \quad (5,18)$$

где p — вес наносов в пробе (в граммах), t — продолжительность выдержки батометра на дне в секундах, l — ширина входного отверстия в сантиметрах.

При построении на поперечном профиле эпюры распределения элементарных расходов донных наносов необходимо учитывать прибрежные вертикали с нулевым расходом донных наносов, местоположение которых определяют начальные и конечные точки эпюры. Таким образом, в каждом отдельном случае ши-

рина русла, в пределах которой передвигаются донные наносы, может оказаться различной и не совпадать с урезами воды. Для уточнения местоположения точек между вертикалью с нулевым расходом наносов и смежной вертикалью с измеренным расходом можно пользоваться формулой для определения «предельной» скорости потока, при которой начинается движение наносов.

Такой формулой может служить

$$u_0 = 4,4d^{\frac{1}{3}}h^{\frac{1}{6}},$$

где h — глубина на вертикали в метрах; d — средний диаметр наносов в метрах, уловленных батометром на вертикали, который подсчитывается по формуле

$$d_{\text{cp}} = \frac{d_1 a_1 + d_2 a_2 + \dots + d_n a_n}{100},$$

где a_1, a_2, \dots, a_n — проценты отдельных фракций, в сумме составляющие 100%, d_1, d_2, \dots, d_n — средние диаметры отдельных фракций.

После того как «предельная» скорость найдена, по ширине потока на кривой изменения скорости находится соответствующая скорость и полученная точка переносится на линию горизонта, как отвечающая нулевому расходу наносов. Площадь эпюры будет выражать величину полного расхода донных наносов, которая аналитически вычисляется по формуле

$$G = 0,001 \left(\frac{g_1}{2} b_0 + \frac{g_1 + g_2}{2} b_1 + \dots + \frac{g_{n-1} + g_n}{2} b_{n-1} + \frac{g_n}{2} b_n \right) \text{ кг/сек}, \quad (5,19)$$

где g_1, g_2, \dots, g_n — элементарные расходы донных наносов на 1 м ширины в г/сек м; $b_0, b_1, b_2, \dots, b_n$ — расстояния между вертикалями в метрах.

Весьма целесообразно производить сопоставление элементарных расходов донных наносов и полного расхода с соответствующими расходами, полученными по расчетной формуле Шамова.

В результате подобных сопоставлений выявится возможность использования формул для подсчета донных наносов для тех периодов года, в течение которых непосредственное измерение донных наносов практически окажется невозможным (из-за больших глубин, скоростей течения и пр.).

§ 21. ВЫЧИСЛЕНИЕ ЕЖЕДНЕВНЫХ РАСХОДОВ ВЗВЕШЕННЫХ НАНОСОВ И ГОДОВОГО СТОКА

При вычислении ежедневных расходов взвешенных наносов используются как измеренные расходы наносов, так и ежедневные единичные пробы мутности при условии наличия связи $\rho_{\text{ср}} = f(\rho_{\text{ед. контр}})$ между средними мутностями в реке $\rho_{\text{ср}} = \frac{R \cdot 1000}{Q}$ и единичными (контрольными) пробами мутности $\rho_{\text{ед. контр}}$, взя-

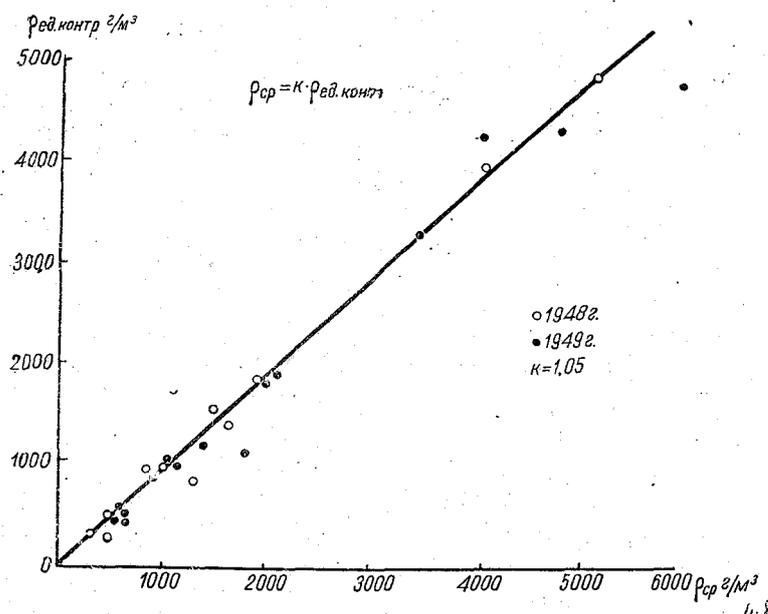


Рис. 142. Зависимость $\rho_{\text{ср}} = k \rho_{\text{ед. контр}}$

тыми в момент измерения расхода наносов на тех же вертикалях, на которых берутся ежедневно единичные пробы.

Данная зависимость, как показывает рис. 142, представляет собой прямую линию $\rho_{\text{ср}} = k \rho_{\text{ед. контр}}$.

Получающийся на графике разброс точек объясняется тем, что в отдельные периоды в зависимости от водного режима реки происходит перераспределение течений и скоростей потока, вызывающее местные размывы русла и берегов и соответствующее в этих местах повышение мутности.

Вследствие невозможности учесть единичными пробами такие временные нарушения распределения мутности в поперечном сечении потока эти случайные отклонения в расчет не принимаются и на графике связи проводится прямая линия по направлению преобладающего числа точек. Переходный коэффициент k

принимается по графику постоянным, равным $\frac{\rho_{\text{ср}}}{\rho_{\text{ед. контр.}}}$, на который умножаются ежедневные единичные пробы мутности для получения средней мутности.

Естественно, что для правильности ориентировки прямой линии связи необходимо иметь на графике большое количество точек, т. е. измеренных средних значений мутности, в особенности при высокой мутности воды в реке.

Значительную помощь при построении графика связи могут оказать данные за предшествующие годы, поскольку значение

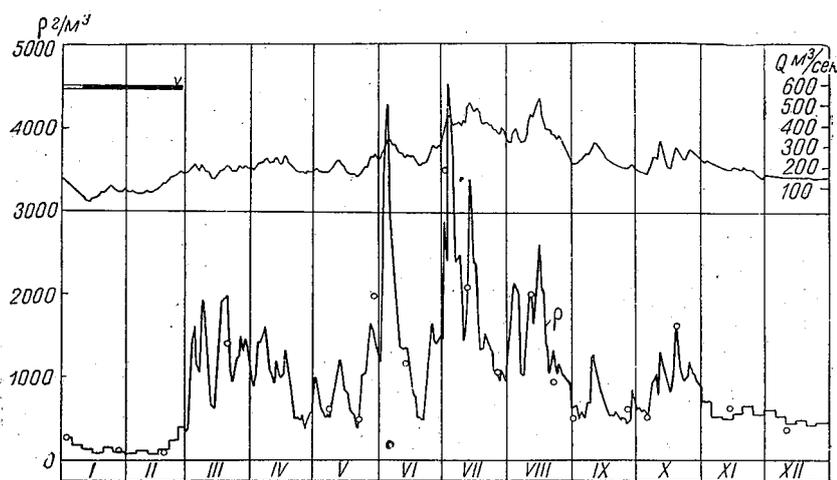


Рис. 143. Хронологический график расходов воды Q и средней мутности ρ . Кружками отмечены $\rho_{\text{ср}}$, измеренные по расходу наносов.

переходного коэффициента k из года в год сохраняется, как правило, постоянным.

В отдельных случаях в связи с перераспределением на участке створа течений потока и мутности воды наблюдается группировка точек по двум направлениям, одно из которых характеризует подъем половодья, а второе — спад. В этом случае принимается два переходных коэффициента — для периода подъема и спада. При значительных отклонениях точек от линии связи, как уже об этом говорилось выше, необходимо проверить правильность принятых двух срежневых вертикалей для взятия единичных проб мутности путем сопоставления средней мутности по сечению с мутностью на отдельных вертикалях. В случае явного несоответствия средней мутности с мутностью на принятых вертикалях последние должны быть заменены вертикалями, отвечающими средней мутности. Возможно, что в отдельных случаях потребуется производить отбор проб не на двух вертикалях,

а на большем количестве их или переходить к учащенному измерению расходов наносов.

Определив переходный коэффициент k и перемножив на него ежедневные единичные пробы мутности, строится хронологический график средней мутности (рис. 143). На этот же график наносятся измеренные значения средней мутности $\rho_{\text{ср}} = \frac{R \cdot 1000}{Q}$ а также ежедневные расходы воды.

На хронологический график наносятся в виде точек средние мутности, подсчитанные по ежедневным пробам мутности или ступенек, когда пробы мутности анализировались по пятидневкам. Кружками обозначаются средние мутности, полученные в результате деления измеренных расходов наносов на расходы воды.

График средней мутности проводится по преобладающему количеству точек, сообразуясь с гидрографом, допуская, что отдельные точки, включая и обведенные кружками, отклоняются от осредненной кривой графика.

Систематическое отклонение точек, обозначенных на хронологическом графике кружками (обычно в сторону превышения), может вызываться изменением мутности за промежуток времени между взятием утренней пробы (в 8 часов) и измерением расходов наносов, что имеет место при наличии суточного хода мутности.

В этом случае необходимо провести учащенные измерения мутности и на основании их анализа установить или дополнительные сроки взятия единичных проб мутности или перенести его на другое время дня, характеризующего среднюю суточную мутность.

После построения хронологического графика с него снимаются ежедневные значения средней мутности, и после перемножения их на соответствующие средние суточные расходы воды вычисляются средние суточные расходы наносов

$$R = 0,001 \rho_{\text{ср}} Q \text{ кг/сек.} \quad (5,20)$$

Практически работа может быть упрощена без ущерба для точности конечных результатов, а именно значения средней мутности берутся из ведомости, на основании данных которой строился график, если эти данные после анализа признаны удовлетворительными.

При резко выраженном суточном изменении расходов воды и наносов, наблюдающемся при стоке с малых водосборов, необходимо вычислять средние суточные значения мутности. С этой целью строятся ежесуточные за период половодья совмещенные хронологические графики расходов воды и мутности. С графиков снимаются почасовые расходы воды и мутности и по этим данным (путем их суммирования и деления на 24 часа)

подсчитываются средние суточные расходы воды и мутности, а затем и средние суточные расходы наносов.

В тех случаях, когда нанесенные точки на графике связи $\rho_{\text{ср}} = f(\rho_{\text{ед. контр.}})$ дают большой разброс, затрудняющий проведение прямой зависимости, тогда приходится прибегать к использованию графика связи $R = f(Q)$.

При построении графика по оси ординат откладываются измеренные расходы воды, а по оси абсцисс — расходы наносов. По нанесенным точкам проводится плавная кривая с учетом хронологического расположения точек, для чего у точек проставляются порядковые номера, а лучше — даты измерений. С этого графика снимаются соответствующие ежедневным расходам воды значения расходов наносов.

Нужно отметить, что для горных рек данный способ подсчета средних расходов затруднен благодаря наличию многих петель, вызванных прохождением отдельных паводков, которые, кстати сказать, как правило, измерениями расходов наносов не освещены.

Часто, к сожалению, приходится прибегать к подсчету средних расходов взвешенных наносов приближенным комбинированным методом, т. е. с использованием одновременно связи $\rho_{\text{ср}} = k\rho_{\text{ед. контр.}}$ и $R = f(Q)$. Это приходится делать в том случае, если имеются перерывы во взятии единичных проб мутности и недостаточное количество измеренных расходов наносов.

При отсутствии единичных проб мутности и измеренных расходов наносов, освещающих сток наносов в периоды межени, когда мутность реки незначительна, как исключение допускается приближенный подсчет средних расходов наносов путем построения связи между средними месячными расходами наносов $R_{\text{ср. мес}}$ и соответствующими расходами воды $Q_{\text{ср. мес}}$ за предшествующие годы наблюдений для данного периода времени.

Имея эти связи, по данным расходам воды определяются соответствующие им средние месячные расходы наносов.

Средние расходы наносов за декаду, месяц и год вычисляются последовательно по средним суточным расходам наносов:

среднедекадные — путем суммирования расходов за декаду и деления полученной суммы на число дней в декаде;

средние месячные — путем суммирования средних декадных расходов и делением суммы на число декад в месяце;

средние годовые — путем суммирования средних месячных расходов и делением суммы на число месяцев в году.

Средняя месячная мутность вычисляется делением среднего месячного расхода наносов на средний месячный расход воды.

Средняя годовая мутность вычисляется путем деления среднего годового расхода наносов на средний годовой

расход воды, а не как средняя из средних месячных значений ее.

Материалы по стоку наносов, как и по другим видам гидрометрических наблюдений (уровням, расходам воды, температуре и толщине льда), с 1936 г. публикуются в «Гидрологических ежегодниках».

По наносам в гидрологических ежегодниках имеются 3 таблицы: 1 — измеренные расходы взвешенных и донных (влекомых) наносов; 2 — средние расходы взвешенных и донных наносов и 3 — крупность взвешенных и донных наносов и донных отложений.

Рассмотрим каждую таблицу в отдельности.

Таблица 1 состоит из следующих 15 граф.

1. Порядковый номер измеренного расхода наносов.
2. Порядковый номер измеренного расхода воды.
3. Дата измерения.
4. Номер створа.
5. Состояние реки на участке гидроствора.
6. Уровень воды над нулем графика основного водпоста.
7. Расход взвешенных наносов.
8. Расход воды.
9. Средняя мутность.
10. Способ измерения расхода взвешенных наносов.
11. Метод вычисления расхода взвешенных наносов.
12. Расход донных наносов.
13. Способ измерения расходов донных наносов.
14. Метод вычисления расходов донных наносов.
15. Примечание.

При заполнении графы 7 нужно иметь в виду, что если расходы измерялись отдельно в русле, пойме и протоках, то частным и суммарному расходам придается один номер, причем к номеру частных расходов добавляются литеры «а», «б» и т. д. Соответственно записывается в графе 9 мутность под литерами «а», «б» и т. д.

В графе 10 указываются приборы, которыми брались пробы воды на мутность, число вертикалей и общее число точек, на которых брались пробы, и способ отбора проб воды на мутность, например: «бв; $\frac{5}{25}$ », что обозначает: батометр-вакуумный; 5 вертикалей; 25 точек, точечный способ; в случае применения интеграционного способа: «бв; $\frac{5}{\text{интегр.}}$ » и суммарно: «бв; $\frac{5}{20с}$ ».

В графе 15 указываются пояснения, относящиеся к измеренному расходу.

Гидравлические данные (средняя скорость, средние глубины, ширины, уклоны), относящиеся к расходам воды и наносов, можно найти в таблице Ежегодника, относящейся к измеренным расходам воды.

Таблица 2 состоит из следующих 16 граф:

1. Номер станции (поста).
2. Наименование реки, местоположение поста, площадь водосбора.
3. Декады.
- 4—15. Средние декадные и средние месячные расходы взвешенных наносов.
16. Средние годовые расходы взвешенных наносов.

Таблица для донных наносов отличается от таблицы для взвешенных наносов только тем, что исключаются средние декадные значения расходов.

Все расходы даются в *кг/сек.*

Сомнительные данные обозначаются курсивом; в случаях отсутствия стока (река перемерзла, пересохла, стоячая вода) графы оставляются незаполненными; при отсутствии данных по другим причинам проставляется тире (—).

Таблица 2 является итоговой таблицей всех видов работы, связанных с количественным определением расходов взвешенных наносов, поэтому она требует анализа помещенных в ней результатов. При анализе необходимо прежде всего нанести среднее годовое значение расхода на многолетний график $R_{\text{год}} = f(Q_{\text{год}})$. В случае если данная точка сильно отклонится от линии связи, необходимо найти причину этого отклонения (прохождение ливня, пропуск наблюдений, грубая ошибка в вычислении расхода наносов и пр.). Кроме того, требуется произвести увязку расходов взвешенных наносов по длине реки, для чего строятся совмещенные графики средних декадных или, в крайнем случае, средних месячных расходов наносов по отдельным постам с учетом поступления наносов со стороны притоков и добегания их к створу и общих эрозионных условий в отдельных частях бассейна реки. На изменение расходов наносов на том или другом посту, помимо указанных выше причин, может оказать влияние зарегулированность реки или отдельных ее притоков водохранилищами, задерживающими сток наносов. Выяснившиеся при подобном анализе материалов отклонения в величине расходов наносов помещаются в пояснении к таблице, в которой также указываются методы подсчета средних значений расходов наносов.

В примечании отмечаются даты значительных ливневых и селевых выносов наносов и в какой степени они оказали влияние на сток наносов или прошли в реке неизмеренными.

Для подобного анализа техперсонал станции должен хорошо изучить бассейн рек и проявлять должный интерес к этому виду наблюдений. Еще большие требования предъявляются к измерениям и вычислениям расходов донных наносов.

Отсутствие надежных данных по измерениям расходов донных наносов, в особенности в период половодий, затрудняет составление таблицы средних значений расходов донных наносов для всего года, поэтому, как правило, приходится ограничи-

ваться помещением в Гидрологическом ежегоднике только измеренных расходов.

Таблица 3 состоит из следующих 9 граф:

1. Номер станции (поста).
2. Наименование реки и местоположение поста.
3. Номер расхода наносов.
4. Дата взятия пробы.
5. Место и способ взятия пробы.
6. Диаметр частиц (фракций) и их содержание (в % по весу).
7. Наибольший диаметр.
8. Метод анализа.
9. Примечание.

В графе 5, относящейся к взвешенным наносам, принимаются следующие условные обозначения:

1. Если анализ выполнялся для объединенной по вертикали или по всему сечению пробы, то в зависимости от способа взятия и объединения пробы пишется: в числителе дроби расстояние вертикали от постоянного начала или количество вертикалей, в знаменателе — суммарное число точек, что указывает на взятие проб точечным способом, а после запятой ставится буква «с», обозначающая, что наносы всех проб на вертикали или по всему сечению объединены в одну. Или в числителе дроби пишется количество вертикалей, в знаменателе знак «интегр», указывающий, что пробы на каждой вертикали брались интеграционным способом.

2. Если анализ выполнялся отдельно для каждой точки, то пишется: в числителе дроби — расстояние вертикали от постоянного начала, в знаменателе — глубина взятия пробы в долях общей глубины.

Если же в Ежегоднике помещается средний состав наносов по сечению, то эта величина вычисляется по формулам последовательно: сначала находится средний диаметр в точке наблюдений

$$d_{\text{ср}} = \frac{d_1 p_1 + d_2 p_2 + \dots + d_n p_n}{100} \text{ мм}, \quad (5,21)$$

где p_1, p_2, \dots, p_n — процентное содержание отдельных фракций, в сумме составляющих 100%; d_1, d_2, \dots, d_n — средние диаметры отдельных фракций.

Затем находится осредненный состав наносов по всему живому сечению

$$d_{\text{ср}} = \frac{d_{1\text{ср}} \alpha_1 + d_{2\text{ср}} \alpha_2 + \dots + d_{n\text{ср}} \alpha_n}{\alpha_1 + \alpha_2 + \dots + \alpha_n}, \quad (5,22)$$

где $d_{1\text{ср}}, d_{2\text{ср}}, \dots, d_{n\text{ср}}$ — средние диаметры наносов в отдельных точках в миллиметрах, $\alpha_1, \alpha_2, \dots, \alpha_n$ — единичные расходы взвешенных наносов в соответствующей точке взятия пробы в г/м сек.

В последнем случае пишется в графе 5, в числителе дроби, количество вертикалей, в знаменателе — число точек, а после запятой ставится знак «дет.», обозначающий, что наносы всех проб анализируются отдельно.

После дроби, во всех случаях, цифры указывают номер створа.

В графе 6, относящейся к донным наносам и отложениям, первая цифра указывает расстояние вертикали от постоянного начала, вторая цифра — номер створа.

В примечании указывается процентное содержание органических веществ, если производилось сжигание и прокаливание образца, удельный вес донных наносов и отложений, а также объемный «условный» вес донных отложений после отстоя их в мензурке и «истинный» объемный вес с ненарушенной структурой, если таковой определялся.

В гидрологических ежегодниках к таблицам прилагается титульный лист, где указываются условные обозначения.

В заключение нужно с особым удовлетворением подчеркнуть тот факт, что только в СССР систематическое изучение стока наносов производится на таком большом количестве речных объектов по единому «Наставлению» и результаты этих наблюдений публикуются в гидрологических ежегодниках и тем самым являются доступными широкому кругу потребителей.

ЛИТЕРАТУРА

1. Алекин О. А. Гидрохимия рек СССР, ч. II и III. Труды ГГИ, вып. 10(64), 1948 и 15(69), 1949.
2. Аполлов Б. А. Учение о реках. Изд. Моск. унив. М. 1952.
3. Архангельский Б. В. Экспериментальные исследования точности шкал гидравлической крупности частиц. Изв. НИИГ, № 16. Л. 1935.
4. Архангельский М. М. О теориях распределения в турбулентном потоке концентрации взвешенных наносов. Изв. АН СССР. Отд. техн. наук, № 12, 1952.
5. Близняк Е. В. Водные исследования. Изд. 5-е. Изд. МРФ СССР. М. 1952.
6. Боголюбова И. В. Селевые потоки и их распространение на территории СССР. Гидрометеоздат. Л. 1957.
7. Быков В. Д. Гидрометрия. Гидрометеоздат. Л. 1949.
8. Важнов А. Н. Небывалый селевой паводок на р. Гедар. Метеорол. и гидрол., № 5. 1946.
9. Великанов М. А. Движение наносов. Изд. МРФ СССР, М. 1948.
10. Великанов М. А. Гидрология суши. Гидрометеоздат. Л. 1948.
11. Великанов М. А. Динамика русловых потоков. Гидрометеоздат. Л. 1949.
12. Великанов М. А. Динамика русловых потоков. т. II. Гос. изд. техн.-теорет. л-ры. М. 1955.
13. Виленский Д. Г. Свойства почв, определяющие податливость их эрозии, и методы исследования этих почв. Сб. «Борьба с эрозией почв в СССР». АН СССР. М.—Л. 1938.
14. Виленский Д. Г. Почвоведение. Учпедгиз. Л.—М. 1950.
15. Вильямс В. Р. Почвоведение. Земледелие с основами почвоведения. 4-е изд. Сельхозгиз. М.—Л. 1939.
16. Вирский А. А. Об основных закономерностях и факторах развития эрозионного рельефа. Пробл. физ. геогр., вып. XV. 1950.
17. Воскресенский К. П. Гидрологические расчеты при проектировании сооружений на малых реках, ручьях и временных водотоках. Гидрометеоздат. Л. 1956.
18. Воскресенский К. П. Сток рек и временных водотоков на территории лесостепной и степной зон Европейской части СССР. Труды ГГИ, вып. 29(83). 1951.
19. Гагошидзе М. С. Характерные особенности селей, формирующихся в бассейнах горных рек Закавказья. Изв. Груз. н.-и. ин-та гидротехн. и мелиор., т. I. 1949.
20. Гвелесиани Л. Г. Режим наносов р. Риони. Изв. Тбил. н.-и. ин-та сооруж. и гидроэнерг., т. III. 1950.
21. Герасимов И. П. Овраги и балки (суходолы) степной полосы. Пробл. физ. геогр., вып. XV. 1950.
22. Гириллович Н. А. Гидрометрия. ОНТИ. Л.—М. 1937.
23. Глушков В. Г. Отчет об организации Гидрометрической части в Туркестанском крае. Отч. Гидром. части в Турк. Крае за 1910 г. т. I., СПб. 1911.

24. Глушков В. Г. К вопросу о методах изучения наносов в устьях рек. Изв. Центр. гидрометеор. Бюро ЦУМОР, П., в. II. 1923.
25. Глушков В. Г. Наблюдение над намыванием и размыванием дна, как подход к учету донных речных наносов. Изв. РГИ, № 8, 1924.
26. Глушков В. Г. Нахождение кривых механического состава по способу моментов Pearson. Изв. РГИ, № 3, 1924.
27. Глушков В. Г. Изучение движения наносов в дельте р. Волги. Изв. РГИ, № 11, 1924.
28. Глушков В. Г. Методы изучения наносов. Тр. II Всесоюз. гидролог. съезда 20—27 мая 1928 г., ч. III. Л. 1930.
29. Глушков В. Г. Новые методы механического анализа. Тр. Почв. Инст. имени В. В. Докучаева., № 3—4. Л. 1930.
30. Гончаров В. Н. Движение наносов. ОНТИ. Л.—М. 1938.
31. Гончаров В. Н. Основы динамики русловых потоков. Гидрометеориздат. Л. 1954.
32. Гришанин К. В. Речной поток. Речиздат. Л.—М. 1952.
33. Грищенко М. Н. К методике оценки геоморфологических условий эрозии. Труды юбилейной сессии, посвященной 100-летию со дня рождения В. В. Докучаева. АН СССР. М.—Л. 1949.
34. Гуссак В. Б. Изучение процессов смыва и эрозии в лотке. Почвоведение, № 1. 1945.
35. Егiazаров И. В. Расход влекомых потоком наносов. Изв. АН Армянской ССР, т. II, № 5. 1949.
36. Егiazаров И. В. К определению начальной влекущей силы транспорта наносов. Изв. АН АрмССР, т. III, № 1. 1950.
37. Жуковский Н. Е. О снежных заносах и заилинии рек. Труды ЦАГИ. М. 1919.
38. Зайков Б. Д. Средний сток и его распределение в году на территории СССР. Труды НИУ ГУ ГМС СССР, сер. IV, вып. 15. 1944.
39. Замарин Е. А. Транспортирующая способность и допускаемые скорости течения в каналах. Госстройиздат. М.—Л. 1951.
40. Калесник С. В. Основы общего землеведения. Изд. второе. Учпедгиз. М. 1955.
41. Караушев А. В. Транспорт наносов в открытых потоках. Труды ГГИ, вып. 28(82). 1951.
42. Караушев А. В. Микрофотографический метод механического анализа наносов. Труды ГГИ, вып. 28(82). 1951.
43. Караушев А. В. Гидравлика рек и водохранилищ. Реч. транспорт. Л. 1955.
44. К итогам дискуссии о гравитационной и диффузионной теориях движения взвешенных наносов. Изв. АН СССР. Отд. техн. наук, № 12. 1952.
45. Козменко А. С. Эрозия почв и борьба с ней. Агролесомелиорация. М. 1948.
46. Козменко А. С. Основы противозерозионной мелиорации. Сельхозгиз. М. 1954.
47. Кондратьев Н. Е. Расчеты ветрового волнения и переформирования берегов водохранилищ. Гидрометеориздат. Л. 1953.
48. Крицкий С. Н. и Менкель М. Ф. Гидрологические основы речной гидротехники. Изд. АН СССР. М.—Л. 1950.
49. Леви И. И. Динамика русловых потоков. Госэнергоиздат. Л.—М. 1948.
50. Лопатин Г. В. О распределении среднего многолетнего стока взвешенных наносов рек территории Европейской части СССР. Труды НИУ ГУГМС, сер. IV, вып. I. 1941.
51. Лопатин Г. В. Наносы рек СССР. Географгиз. М. 1952.
52. Маккавеев В. М. К динамике твердого и жидкого стока свободных потоков при прямолинейном и извилистом руслах. Труды по гидрологии (Сб. геогр.-эк. н.-и. ин-та). Гидрометеориздат. Л.—М. 1938.
53. Маккавеев В. М. О теориях движения турбулентных потоков, содержащих взвешенные наносы. Изв. АН СССР, отд. техн. наук, № 2. 1952.

54. Маккавеев Н. И. Русловой режим рек и трассирование прорезей. Изд. МРФ СССР. М. 1949.
55. Мильков Ф. Н. Лесостепь русской равнины. Изд. АН СССР. М. 1950.
56. Наставление гидрометеорологическим станциям, вып. 6, ч. I, Гидрометеоздат. 1957.
57. Поляков Б. В. Методика исследований речных наносов и перекатов. Гидрометеоздат. М.—Л. 1940.
58. Поляков Б. В. Гидрологический анализ и расчеты. Гидрометеоздат. Л. 1946.
59. Проблема русловых процессов. Гидрометеоздат. Л. 1953.
60. Проскуряков А. К. В. М. Лохтин, Н. С. Лелявский — основатели учения о формировании русла. Гидрометеоздат. Л. 1951.
61. Семенова Е. С. Сравнительная оценка приборов для взятия проб взвешенных наносов. Труды ГГИ, вып. 36(90). 1952.
62. Соболев С. С. Развитие эрозионных процессов на территории Европейской части СССР и борьбы с ними, т. I, АН СССР. 1948.
63. Соколов Д. Я. Отстойные бассейны для ирригации и гидростанций. ОГИЗ, Сельхозгиз. М. 1945.
64. Соколовский Д. Л. Речной сток. Гидрометеоздат. Л. 1952.
65. Сус Н. И. Эрозия почв и борьба с ней. Сельхозгиз. М. 1949.
66. Флейшман С. М. Селевые потоки. Изд-во геогр. л-ры. 1951.
67. Хортон Р. Е. Эрозионное развитие рек и водосборных бассейнов. Гос. изд-во ин. л-ры. 1948.
68. Чертоусов М. Д. Специальный курс гидравлики. Госэнергоиздат. Л.—М. 1949.
69. Шамов Г. И. Заилнение водохранилищ. Гидрометеоздат. Л.—М. 1939.
70. Шамов Г. И. Сток взвешенных наносов рек СССР. Труды ГГИ, вып. 20(74). 1949.
71. Шамов Г. И. Гранулометрический состав наносов рек СССР. Труды ГГИ, вып. 18(72). 1951.
72. Шамов Г. И. Речные наносы. Гидрометеоздат. Л. 1954.
73. Шамов Г. И. Сток наносов рек СССР. Гидрометеоздат. Л. 1956.

БИБЛИОТЕКА
Ленинградского
Гидрометеорологического
Института

Шамов Григорий Иванович

РЕЧНЫЕ НАНОСЫ

Редактор *М. М. Ясногородская*

Техн. редактор *М. И. Брайнина*

Корректоры: *З. В. Булатова* и *А. Б. Котиковская*

Сдано в набор 24/І 1959 г.

Подписано к печати 20/V 1959 г.

Бумага 60×92¹/₁₆. Бум. л. 11,88+7 вкл.

Печ. л. 25,25 Уч.-изд. л. 28,34

Тираж 3000 экз. М-41119. Индекс ГЛ-7.

Гидрометеорологическое издательство.

Ленинград, В-53, 2-я линия, д. № 23.

Заказ № 80. Цена 11 руб. 40 коп.

Типография № 8 Управления полиграфической

промышленности Ленсовнархоза

Ленинград, Прачечный пер., д. № 6.

**ГОСУДАРСТВЕННОЕ НАУЧНО-ТЕХНИЧЕСКОЕ
ГИДРОМЕТЕОРОЛОГИЧЕСКОЕ ИЗДАТЕЛЬСТВО**

Отдел распространения

Ленинград, В-53, 2-я линия, дом 23

ИМЕЮТСЯ НА СКЛАДЕ ГИДРОМЕТЕОИЗДАТА

I. Учебники и учебные пособия для ВУЗОВ

- Алехин В. М. Краткосрочные прогнозы стока на равнинных реках. Ц. 8 р. 85 к.
Гинко С. С. Основы гидротехники Ц. 10 р. 50 к.
Иванов К. Е. Гидрология болот. Ц. 9 р. 65 к.
Лебедев В. В. Номограммы для гидрологических расчетов. Ц. 3 р. 70 к.
Для техникумов
Булах В. Л., Соломенцев Н. А., Чекмарев В. А. Основы гидрологии и сельскохозяйственных мелиораций. Ц. 8 р. 30 к.
Ильин И. А. Исследование вод суши (гидрографические) работы. Ц. 7 р. 30 к.
Попов Е. Е. Гидрологические прогнозы. Ц. 13 р. 10 к.
Соломенцев Н. А. Гидрометрия. Ц. 12 р. 45 к.

II. Монографии

- Байдин С. С. Гидрология дельты Волги. Ц. 17 р.
Воскресенский К. П. Гидрологические расчеты при проектировании сооружений на малых реках, ручьях и временных водотоках. Ц. 19 р. 10 к.
Зайков Б. Д. Очерки по озероведению. Ц. 11 р. 30 к.
Иванов К. Е. Гидрология болот лесной зоны. Ц. 25 р. 60 к.
Машуков П. М. Анализ и прогноз ледовых явлений на Аму-Дарье. Ц. 4 р. 70 к.
Пиотрович В. В. Образование и стаяние льда на озерах-водохранилищах. Ц. 9 р. 70 к.
Проскураков А. К. Водный баланс реки Аму-Дарьи на участке от р. Керки до г. Нучи-Нукуса. Ц. 4 р. 65 к.
Ресурсы поверхностных вод районов освоения целинных и залежных земель. Вып. I. Акмолинская область. Под ред. В. А. Урываева. Ц. 56 р. 20 к.
Вып. II. Кустанайская область. Под ред. В. А. Урываева. Ц. 54 р. 25 к.
Рогов М. М. Гидрология дельты Аму-Дарьи. Ц. 12 р. 70 к.
Родионов Н. А. Гидрология устьевой области Дона. Ц. 4 р. 65 к.
Симонов А. И. Гидрология устьевой области Кубани. Ц. 6 р. 90 к.
Скриптунов Н. А. Гидрология предустьевого взморья Волги. Ц. 6 р. 60 к.
Харшан Ш. А. Долгосрочные прогнозы стока половодья горных рек Сибири. Ц. 2 р. 80 к.
Чеботарев В. И. Гидрологические и водно-энергетические расчеты сельских ГЭС. Ц. 19 р. 40 к.

Книги можно приобрести в магазинах книготоргов. При отсутствии книг в местных книжных магазинах просьба направлять заказы:

Магазину № 17 Ленинградского книготорга. Ленинград, В. О. Средний пр. д. № 45. Тел. А 3-09-14.

Магазину № 2 Московского книготорга. Москва, Б-78. Садово-Черногрязская 5/9. Тел. К 4-36-87.

Магазину № 21 Московского книготорга. Москва, Красная Пресня 47/20. Тел. Д 2-28-65.

Магазину № 95 Московского книготорга. Москва, ул. Подбельского 7/20. Тел. Е 3-15-53, доб. 74—2 зв.

Отделу распространения Гидрометеоиздата. Ленинград, В-53, 2-я линия, д. 23. В 3-19-62.

Гидрометеоиздат