

**МИНИСТЕРСТВО ОХРАНЫ ОКРУЖАЮЩЕЙ СРЕДЫ
РЕСПУБЛИКИ КАЗАХСТАН**

**РЕСПУБЛИКАНСКОЕ ГОСУДАРСТВЕННОЕ ПРЕДПРИЯТИЕ
«КАЗГИДРОМЕТ»**

В.В. Голубцов

**Моделирование стока
горных рек в условиях
ограниченной информации**

Алматы, 2010

УДК 556. 621. 72
ББК 26. 22
Г 62

Утверждено к печати Научной секцией по гидрометеорологии и экологии при Научно-техническом Совете РГП «Казгидромет»

Голубцов В.В.

Г 62 Моделирование стока горных рек в условиях ограниченной информации. – Алматы, 2010.
– 232 с.

ISBN 978-601-278-368-1

Рецензенты:

к.г.н., старший преподаватель кафедры гидрологии суши КазНУ им. аль-Фараби
Чигринец Л.Ю.,
к.т.н., доцент, Исполнительный Директор Регионального центра гидрологии
Международного Фонда Спасения Арала (МФСА) Шиварева С.П.

В Монографии изложены результаты исследований моделирования гидрологических процессов.

Предложена концептуальная динамическая модель формирования общего стока горных рек – КДМФОС– 76 Б. При моделировании процессов формирования стока, в качестве основных входных характеристик используются наблюдаемые или прогнозируемые суточные значения температуры и влажности воздуха, а также суточные суммы жидких осадков по метеорологическим станциям, расположенным в пределах бассейна. Кроме этого, при моделировании стока, за весенний период могут быть использованы материалы снегомерных съемок. Модель может быть использована в качестве основы для краткосрочного, среднесрочного и долгосрочного прогнозирования водности горных рек на периоды различной заблаговременности и оценки водных ресурсов. Предлагаемая водно-балансовая модель позволяет осуществлять непрерывное моделирование гидрографа стока горных рек по суточным интервалам времени. В результате моделирования могут быть восстановлены различные элементы водного баланса, в частности: снеготопления, влаготопления, испарение, промерзание почвогрунтов и сток рек за различные периоды времени.

Модель достаточно физически обоснована и рассчитана на использование в условиях ограниченной гидрометеорологической информации.

Монография рассчитана на гидрологов, специалистов водного хозяйства, а также будет полезной для студентов соответствующих специальностей.

There are the results of researches of the hydrological processes modeling are set out in the book. The conceptual dynamic model of the Mountain Rivers' runoff formation – КДМФОС-76 Б is suggested.

As the basic entrance characteristics for modeling processes of runoff formation are used observed or predictable daily temperature, air humidity, and also daily sums of liquid precipitation from meteorological stations located within the basin. Besides, at the modeling a runoff for the spring period can be used the materials of snow-measuring survey. The model can be used as a basis for short-term, medium-term and long-term forecasting of the mountain rivers discharge for the various forecast lead time and water resources' estimation.

The offered water-balance model allows carrying out continuous modeling the runoff's hydrograph of the mountain rivers on daily intervals of time. As a result of modeling the various elements of water balance can be restored, in particular: moisture stored, water equivalent of snow cover, evaporation, frost penetration to depth soil and runoff of the rivers for the various periods of time.

The model is proved physically and designed for using in conditions of the limited hydrometeorological information. The monograph is designed for hydrologists, experts of a water industry, and also will be useful for the students of the appropriate specialties.

Министерство охраны окружающей среды
Республики Казахстан (МООС РК),
РГП «КАЗГИДРОМЕТ», 2010 г.

ISBN 978-601-278-368-1

ББК 26. 22

ПЕРЕЧЕНЬ СОКРАЩЕНИЙ

АИС	–	автоматизированная информационная система
Вып.	–	выпуск
ГГИ	–	Государственный гидрологический институт
ГГО	–	Главная геофизическая обсерватория
ГМЦ	–	Гидрометеорологический центр
Госкомгидромет	–	Государственный комитет СССР по гидрометеорологии
ГрузНИГиМ	–	Грузинский научно-исследовательский институт гидротехники и мелиорации
ГЭС	–	гидроэлектростанция
ДВНИГМИ	–	Дальневосточный научно-исследовательский гидрометеорологический институт
Докл.	–	доклад
ЗакНИГМИ	–	Закавказский научно-исследовательский гидрометеорологический институт
Изд.	–	издательство
КазНИГМИ	–	Казахский научно-исследовательский гидрометеорологический институт
КДМФОС-76 Б	–	Концептуальная динамическая модель формирования общего стока
Л.		Ленинград
М.	–	Москва
МГУ	–	Московский Государственный университет
мах	–	максимум
мин.	–	минимум
МС	–	метеорологическая станция
НИИ	–	научно-исследовательский институт
НИГМИ	–	научно-исследовательский гидрометеорологический институт
р.	–	река
РК	–	Республика Казахстан
РФ	–	Российская Федерация
Сер.	–	серия
САНИИ	–	Среднеазиатский научно-исследовательский институт

Сб.	–	сборник
СНГ	–	Союз Независимых Государств
СССР	–	Союз Советских Социалистических Республик
сут.	–	сутки
с.ш.	–	северная широта
Т.	–	том
уроч.	–	урочище
Ч.	–	часть
ЭВМ	–	электронно-вычислительные машины

Единицы измерений

гПа	–	гекта - паскаль
град/км	–	градусы на километр
г/см ³	–	грамм на сантиметр кубический
км ²	–	квадратный километр
км ³	–	кубический километр
л/мин	–	литр в минуту
м	–	метр
млн.м ³	–	миллион метров кубических
м/с ²	–	метр в секунду в квадрате
м ³ /с	–	метр кубический в секунду
мм	–	миллиметр
мм/град.сут		миллиметр в сутки на 1 градус Цельсия
мм/сут	–	миллиметр в сутки
°С	–	градус по Цельсию
%	–	процент
см ³ /дм ² час	–	кубический сантиметр в час с квадратного дециметра
сут	–	сутки

*Матери моей,
Голубцовой Александре Ивановне
посвящаю.
Автор*

ПРЕДИСЛОВИЕ

Разработка методов краткосрочных, среднесрочных и долгосрочных прогнозов стока равнинных рек обычно осуществляется с помощью приемов, основанных на закономерностях истощения запасов воды и перемещения паводковых волн в гидрографической сети. Для горных рек, в связи с небольшой продолжительностью времени добегания и незначительными запасами воды в гидрографической сети, даже для краткосрочных прогнозов эти методы не всегда применимы.

Методы прогнозов стока горных рек основываются на учете накопления и расходования влаги в пределах всего водосбора. Причем количество влаги (жидкие осадки, снег) чаще всего характеризуются косвенными показателями, например, модульными коэффициентами, либо рассчитываются с помощью современных математических моделей, которые имеют ряд преимуществ по сравнению с традиционными приемами расчета и прогнозирования речного стока.

В 80...90 –е годы прошлого века в СНГ и за рубежом разработаны современные математические модели формирования стока, которые явились методической базой для прогнозирования характеристик водного режима рек. Математические модели гидрологических процессов используются в качестве основы для разработки краткосрочного, среднесрочного и долгосрочного прогнозирования водности рек. Разработанные модели характеризуются различной детализацией описания элементарных гидрологических процессов и требований к исходной информации. Они позволяют рассчитывать гидрографы стока весенне-летнего половодья и дождевых паводков по суточным интервалам времени.

Существенные результаты по вопросам моделирования стока равнинных рек получены в Гидрометцентре РФ и Дальневосточном НИГМИ, а горных – в Среднеазиатском и Казахском НИГМИ.

При разработке методов прогноза для водных объектов Казахстана возникли значительные трудности, обусловленные слабой гидрологической изученностью территории, а также неоднородностью наблюдений за стоком. В большинстве случаев это связано с влиянием антропогенных изменений климата, а также хозяйственной деятельности человека на речной сток (строительство водохранилищ, забор воды на орошение, сельскохозяйственное преобразование поверхности речных бассейнов и т.д.). В этих условиях задача разработки методов прогноза стока за различные периоды и с различной заблаговременностью была решена путем использования математических моделей формирования стока, т.е., путем синтеза его гидрографа.

Автором разработана концептуальная динамическая модель формирования общего стока – КДФОС-76 Б. В модели с некоторыми дополнениями использована схема расчета снегозапасов и поступления воды на поверхность бассейна, предложенная А.Н. Важновым и Ю.М. Денисовым, а также схема расчета поверхностного стокообразования, разработанная Ю.Б. Виноградовым.

Модель включает описание отдельных элементарных водно-балансовых процессов: формирования снегозапасов и поступления воды на поверхность бассейна; суммарного испарения; изменения влагозапасов; промерзания и оттаивания почвогрунтов; поверхностного, почвенно-грунтового и грунтового стокообразования; скорости и времени добегания стока в горных бассейнах; формирования гидрографа притока воды к русловой сети и гидрографа стока.

Модель может быть использована для расчета и восстановления стока в слабоизученных и неизученных бассейнах, а также в качестве основы при разработке методов краткосрочных, среднесрочных и долгосрочных прогнозов водности горных рек.

Предлагаемая читателю книга является результатом научных исследований автора и сотрудников руководимой им лаборатории гидрологических прогнозов КазНИГМИ (г. Алматы).

Замысел и структура монографии принадлежит ее автору.

Автор выражает глубокую благодарность за проведение экспедиционных полевых работ В.А. Одинцу , за участие в проведении научных исследований В. И. Ли и Г. П. Строевой . Особую признательность автор выражает канд.техн.наук Ли В.И. за редактирование монографии и Горкуновой Т.Г. за оформление и подготовку работы к изданию.

ВВЕДЕНИЕ

«Построение математической модели представляет собой необходимый шаг любого серьезного исследования»
Бусленко Н.П. Моделирование сложных систем, 1968 г.

В последние десятилетия существенно возросла роль математического моделирования при исследовании природных процессов. В частности, при решении многих гидрологических задач успешно применяются методы математического моделирования, основанные на использовании принципов теории систем управления. Эта теория является одним из основных разделов кибернетики – науки об общих закономерностях управления и передачи информации. Системой управления в общем случае может быть назван любой объект, состоящий из ряда взаимосвязанных элементов и осуществляющий целенаправленную переработку информации. То, что перерабатывается системой, обычно называется ее входом, а то, что вырабатывается – выходом. В кибернетике изучаются только динамические системы, т.е. такие совокупности физических элементов, состояние которых изменяется или может изменяться во времени. Системы делятся на простые и сложные. Сложные или большие системы имеют более разветвленную структуру по сравнению с простыми системами и характеризуются большим количеством внутренних связей. В связи со значительной сложностью поведения эти системы не поддаются точному и подробному описанию. Сложные системы характеризуются рядом особенностей.

Первой особенностью сложной системы является целостность ее реакций, наличие взаимодействия всех элементов системы.

Второй особенностью сложных систем являются их большие размеры по числу подсистем и функций, выполняемых различными элементами.

Третьей особенностью этих систем является сложность поведения. В таких системах изменение одного параметра влияет на другие, причем редко линейным образом.

Четвертая особенность сложных систем заключается в невозможности оценить влияние на ее функционирование изменений условий внешней среды по результатам натуральных испытаний, потому что их проведение очень затруднительно или практически невозможно.

В связи с изложенным, речной бассейн, как объект исследования, по-видимому, может быть отнесен к сложным или большим системам.

Следует отметить, что системы окружающего нас мира чрезвычайно разнообразны. В частности, системы с наличием т.н. обратной связи называются замкнутыми, без обратной связи – разомкнутыми. Системы, способные выполнять определенные функции, несмотря на наличие нежелательных возмущений, как правило, являются замкнутыми, т.е. системами с обратной связью. Обратная связь – процесс воздействия выходной величины системы на вход этой же системы. Эту связь называют обратной потому, что она направлена в сторону, противоположную цепи вход – выход системы. Цепь, по которой передается сигнал обратной связи, называется каналом обратной связи. С помощью этого канала осуществляется передача выходного сигнала на вход системы, т.е. образуется замкнутая цепь воздействия. Поэтому, системы с обратной связью и называются замкнутыми. Любая система с обратной связью – система управления состоит из объекта управления и управляющей системы, а также элементов, осуществляющих передачу результатов управления в систему управления (рисунок 1).

Действие системы обратной связи заключается в следующем. Выходной сигнал измеряется датчиком и подается в элемент сравнения, который формирует корректирующий сигнал, зависящий от соотношения между полученным выходом и выходом, требуемым программой управления. Этот сигнал в устройстве управления используется для изменения выходного сигнала в направлении изменения разницы между полученной и требуемой выходной величиной.

Если устройство управления увеличивает влияние входного воздействия на выходную величину, то обратная связь называется положительной, а если оно уменьшает его – отрицательной.

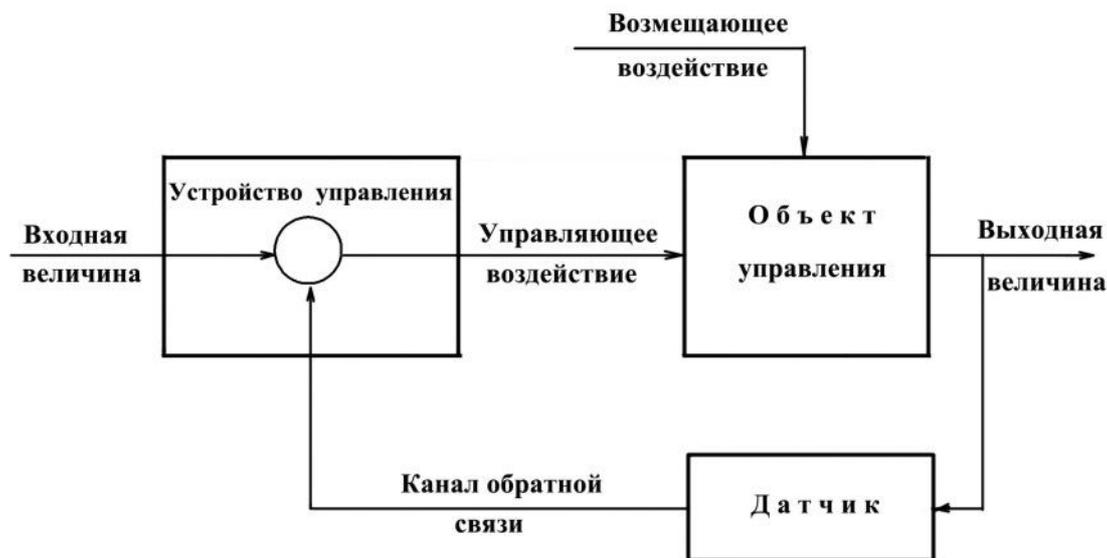


Рисунок 1 – Блок-схема системы управления.

Необходимо отметить, что в системах с обратной связью используется принцип отклонения, позволяющий осуществлять управление объектом без получения информации о величине и характере возмущающего воздействия. Это свойство рассматриваемых систем является очень важным, так как в большинстве случаев нельзя получить информацию о возмущающем воздействии. Таким образом, применение обратной связи позволяет в большинстве случаев избежать грубых ошибок, если элементы управления функционируют нормально. Понятие обратной связи является чрезвычайно плодотворным. Оно используется в различных областях науки и техники. Использование принципа обратной связи позволяет управлять объектами при отсутствии полных сведений об их внутренней структуре. Следует отметить, что при разработке математической модели обратная связь применяется для обеспечения удовлетворительной работы системы в условиях довольно значительной вариации ее параметров.

Связи между отдельными элементами реальных систем, как правило, являются нелинейными. Однако в ряде случаев нелинейные связи в системе могут быть с известной степенью приближения представлены линейными зависимостями. В таких случаях изменения характеристик систем обычно описываются линейными дифференциальными уравнениями с постоянными коэффициентами. Описание изменения характеристик реальных систем с помощью линейных дифференциальных или алгебраических уравнений является результатом идеализации наблюдающихся в них соотношений, которые в действительности являются нелинейными. Описывать эти соотношения в виде линейных уравнений, значит приближенно, неточно копировать реальные характеристики (процессы). Указанная идеализация допустима, если при описании процессов, наблюдающихся в системе с помощью линейных уравнений, сохраняются существенные качественные и количественные черты рассматриваемых явлений. Не всегда нелинейные характеристики систем могут быть заменены линейными зависимостями. В ряде случаев при замене нелинейной характеристики линейной не только существенно искажается количественная оценка явлений, но часто пропадают и специфические качественные черты нелинейных систем. Таким образом, замену нелинейных характеристик систем линейными зависимостями нужно проводить с большой осторожностью.

Изменение характеристик линейных систем описывается линейными дифференциальными или алгебраическими уравнениями с постоянными коэффициентами. Однако линейные уравнения систем являются результатом идеализации реальных характеристик, которые в действительности являются нелинейными. Если при описании процессов, наблюдающихся в системе с помощью линейных уравнений, существенные качественные и количественные черты

явлений сохраняются, то такая идеализация допустима. Далекое не все нелинейные характеристики допускают подобную идеализацию – замену их линейными зависимостями.

В большинстве реальных систем их характеристики изменяются не только во времени, но и в пространстве. В ряде случаев при моделировании природных процессов изменением характеристик систем в пространстве можно пренебречь. Модели, в которых не учитываются изменения характеристик систем в пространстве, называются моделями с сосредоточенными параметрами. В этих моделях связи между входными и выходными характеристиками реальной системы обычно описываются обыкновенными дифференциальными или алгебраическими уравнениями. Входящие в них функции зависят только от времени. Модели с распределенными параметрами учитывают изменения характеристик системы в пространстве и во времени. Такие системы, как правило, описываются дифференциальными уравнениями с частными производными.

Модели систем, параметры которых не изменяются с течением времени, называются стационарными. Модели, параметры которых изменяются во времени, называются нестационарными.

Все системы или их элементы делятся на детерминированные и вероятностные. Детерминированная система отражает функциональные закономерности. При ее использовании в условиях множества определенных входных воздействий может быть получен только один единственный результат. В детерминированной системе все элементы взаимодействуют точно предвиденным образом. Детерминистическую природу имеют, например, законы Ньютона. При наличии информации о прошлом системы они позволяют вполне определенно предсказать ее будущее поведение. В вероятностной системе нельзя сделать точного детального предсказания поведения системы и только с определенной вероятностью можно ожидать появления того или иного события в будущем. При ее использовании в условиях случайных входных воздействий выходной сигнал может быть предсказан только в вероятностном смысле. Для таких систем, даже при наличии достаточного количества информации об ее прошлом, можно предсказать вероятности появления некоторых событий в будущем. Вероятностную природу имеют, например, законы статистической физики.

Следует отметить, что как детерминированные, так и вероятностные модели могут быть гносеологическими и информационными. Гносеологические модели разрабатываются с целью установления основных закономерностей окружающей среды. При разработке этих моделей главной задачей является наиболее детальное описание физической сущности явлений. При использовании этих моделей могут успешно решаться задачи познавательного характера. Информационные и кибернетические модели разрабатываются в основном для решения задач управления. Они могут быть построены по результатам наблюдения входных и выходных характеристик системы. В этих моделях математическое описание системы обычно отражает только условия ее функционирования, а не отдельные реальные процессы исследуемого объекта. Между этими двумя типами моделей нет резкой границы. Гносеологическая модель на начальном этапе ее построения очень близка к информационной модели. Последняя модель, по мере совершенствования, в значительной степени приобретает черты гносеологической модели.

Математической моделью реальной системы обычно называют совокупность соотношений в виде алгебраических или дифференциальных уравнений, неравенств, логических условий и операторов, определяющих условия функционирования системы. Например, математическая модель речного бассейна представляет собой совокупность воднобалансовых соотношений, отражающих зависимость стока в замкнутом створе речной системы от определяющих факторов при заданных начальных условиях.

Следует отметить, что при моделировании и исследовании сложных, в частности гидрологических систем, мы обычно располагаем неполной (ограниченной) информацией об их внутреннем устройстве. В этой ситуации рассматриваемая система в первом приближении может быть представлена в виде так называемого «черного ящика». Под «черным ящиком» понимается сложная (большая) система, в которой доступны внешнему наблюдению лишь входные и выходные величины. Понятие «черный ящик», введенное У.Р. Эшби, является основным в кибернетике. Оно позволяет изучать поведение систем путем анализа их реакций на различные

внешние воздействия. Наблюдая на выходе системы реакцию на изменение входных воздействий, можно сделать ряд важных выводов о поведении системы и построить гипотетическую модель явления.

Разработке математической модели системы обычно предшествует построение ее концептуальной модели. Концептуальная (понятийная) модель – это графическое изображение принципиальной структуры модели, ее главных блоков и взаимосвязей между ними, основанное на использовании преимущественно качественных представлений о функционировании системы. За построением концептуальной модели обычно следует разработка математической модели реального объекта и составление программы ее реализации на ЭВМ или персональном компьютере. При разработке математической модели неизбежно упрощение, идеализация зависимостей, отражающих процессы реальной системы. По-видимому, невозможно указать какие-либо определенные правила, следуя которым можно построить хорошую модель изучаемого явления. Можно лишь отметить, что при идеализации системы должны сохраниться все основные черты реальной системы. В то же время необходимо, по возможности, абстрагироваться от всех несущественных черт изучаемого явления. При описании характеристик системы следует, по возможности, упростить их, например, где это возможно представить однозначными и линейными.

Построив математическую модель, в первом приближении можно считать, что она отражает основные черты функционирования реальной системы. Однако первоначальная модель может и не быть вполне адекватной рассматриваемому объекту. Тогда возникает необходимость создания изучаемого варианта модели. Проверая модель в разнообразных условиях, можно уточнить отдельные ее детали так, чтобы ее реакция была близка к реакции исследуемого объекта. Сопоставление реальной системы и модели в условиях нормального функционирования позволяет оценить правильность гипотезы, положенной в основу ее построения. Если основные логические элементы модели с определенной степенью приближения соответствуют логическим элементам реальной системы, а их реакции на одинаковые внешние воздействия близки между собой, то можно считать, что предлагаемая модель адекватна исследуемому объекту. Такую усовершенствованную модель обычно называют «белым ящиком». С помощью такой модели уже можно объяснить структуру реального объекта или явления. При проверке выдвинутых гипотез и установлении закономерностей неизбежна многократная корректировка «белого ящика» и замена отдельных элементов модели. При таком способе моделирования открывается объективная возможность изучения систем, внутренняя структура которых либо не известна, либо слишком сложна для наблюдения и детального описания.

В теории систем метод построения математической модели по данным наблюдений на ее входе и выходе принято называть идентификацией. Задача идентификации включает в себя установление общей структуры уравнений, описывающих реакцию системы на входные воздействия и определение параметров этих уравнений. В рамках этого метода построение математической модели реальной системы заключается в описании оператора, ставящего в соответствие ее входные и выходные характеристики. Оператором называется закон, с помощью которого по одной из функции может быть определена другая функция.

Описание оператора при построении математической модели реальной системы может осуществляться на основании теоретических исследований логического анализа и т.д. При идентификации, построение модели базируется на результатах экспериментов в условиях нормального функционирования исследуемого объекта. В простейшей ситуации задачу идентификации можно сформулировать следующим образом. Имеются результаты измерений переменных на входе и выходе реальной системы в условиях ее нормального функционирования. По результатам этих измерений необходимо построить модель систем, т.е. найти оценку оператора, ставящего в соответствие выходную и входную функцию.

Следует отметить, что процедура идентификации предусматривает определение условий оптимального соответствия между реальной системой и ее моделью. В большинстве случаев оптимальный оператор определяется по степени близости выходных переменных реального

объекта $Y(t)$ и модели $Y^*(t)$, например, с помощью критерия минимума средней квадратической ошибки:

$$M \left\{ \left[Y(t) - Y^*(t) \right]^2 \right\} = \min ,$$

где M – символ математического ожидания.

При идентификации могут быть использованы и другие, более совершенные критерии.

Необходимо отметить, что оператор, полученный в результате идентификации не всегда можно использовать для прогнозирования функционирования реальной системы в будущем. Это связано с изменением характеристик объекта, а, следовательно, и оператора с течением времени. В гидрологии изменение характеристик объектов (речных бассейнов, озер и др.) часто связывают с хозяйственной деятельностью человека. Указанные затруднения могут быть преодолены путем построения адаптивных моделей. Адаптивной (приспосабливающейся) называют такую модель, которая изменяет свою структуру и параметры в соответствии с изменениями характеристик реальной системы. При построении адаптивных моделей, идентификация предусматривает определение структуры оператора и оценку его параметров, изменяющихся в процессе функционирования объекта, на основе анализа текущей информации о его входных и выходных характеристиках. Обычно при изменении количественных характеристик реальной системы уточняются только параметры модели. Необходимость уточнения структуры модели может быть обусловлена только существенными качественными изменениями характеристик реальной системы. При построении адаптивных моделей широко используются элементы с обратной связью и итеративные методы.

Математическое моделирование имеет ряд преимуществ по сравнению с традиционными приемами испытания систем (физическое моделирование, проведение экспериментов в натуральных условиях и т.д.). Такое моделирование дает возможность исследовать особенности функционирования систем в любых реальных и гипотетических ситуациях. Она может быть использована для прогнозирования поведения реальной системы при изменении условий окружающей среды. При этом параметры системы и окружающей среды можно изменять с целью изучения ее функционирования в различных условиях. С помощью математического моделирования можно ответить на многие вопросы при проектировании новых реальных систем или изменении существующих объектов и тем самым предотвратить использование материальных ресурсов для осуществления нерациональных проектов. В тех случаях, когда анализ и прогноз изменения сложных природных систем не может быть выполнен путем проведения натуральных экспериментов, математическое моделирование с помощью ЭВМ или персональных компьютеров является единственным способом решения указанных задач. Применение вычислительной техники позволяет провести испытание систем и получить ответы на поставленные вопросы прогностического характера в кратчайшие сроки.

Как известно, при разработке методов прогноза для водных объектов Казахстана встречаются значительные трудности, обусловленные слабой гидрологической изученностью территории, а также неоднородностью наблюдений за стоком. В этих условиях задача разработки методов прогноза стока за различные периоды и с различной заблаговременностью может быть решена путем использования математических моделей формирования стока, т.е., путем синтеза его гидрографа.

Схема прогноза элементов водного режима должна отвечать следующим основным требованиям:

- Она должна достаточно полно отражать основные процессы формирования стока. В схеме не должно содержаться ограничений, препятствующих ее усовершенствованию на основе уточнения теоретических представлений и увеличения информации о гидрологических явлениях.

- В схеме должна быть предусмотрена возможность широкого использования априорной информации о гидрологических процессах, накопленной в результате исследований на специализированных воднобалансовых станциях Казахстана и других районах СНГ.

- Схема должна содержать основу для выпуска прогнозов различной заблаговременности (на сутки, декаду, месяц, период весенне-летнего половодья, квартал и водохозяйственный год).

- В схеме должно быть предусмотрено использование прогнозов погоды различной заблаговременности и существующих сценариев изменения климата.

За последние 30 лет разработано большое количество разнообразных моделей формирования стока в странах СНГ и за рубежом. Существенные результаты по вопросам моделирования стока равнинных рек получены гидрологами РФ, а горных – гидрологами Казахстана и Узбекистана. Разработанные модели характеризуются различной детализацией описания элементарных процессов и требований к исходной информации. Они позволяют рассчитывать гидрографы стока весенне-летнего половодья и дождевых паводков по суточным интервалам времени.

Математические модели гидрологических процессов используются в качестве основы для разработки методов прогнозов водности рек различной заблаговременности. Разработка методов краткосрочных и среднесрочных прогнозов стока равнинных рек обычно осуществляется с помощью приемов, основанных на использовании закономерностей добегания паводковых волн и сведений о запасах воды в гидрографической сети. Для горных рек, в связи с небольшой продолжительностью времени добегания и незначительными запасами воды в гидрографической сети, эти приемы неприменимы.

Для краткосрочного, среднесрочного и долгосрочного прогнозирования водности горных рек Казахстана автором разработана концептуальная динамическая модель формирования общего стока – КДМФОС-76 Б, которая применяется в качестве основы для расчета и прогнозирования водности горных рек, восстановления стока в слабоизученных и неизученных бассейнах, а также оценки ресурсов поверхностных вод.

В модели с некоторыми дополнениями использована схема расчета снегозапасов и поступления воды на поверхность бассейна, предложенная А.Н. Важновым и Ю.М. Денисовым, а также схема расчета поверхностного стокообразования, разработанная Ю.Б. Виноградовым. В результате описания ряда гидрометеорологических и гидрологических процессов удалось, несмотря на ограниченность исходной информации, получить вполне удовлетворительное описание гидрографов стока в период весенне-летнего половодья по суточным интервалам времени отдельных рек Казахстана.

Предлагаемая автором модель отвечает указанным выше требованиям. Она описывает основные гидрологические процессы в бассейне и является довольно гибкой. Эта модель позволяет рассчитывать все основные (практически значимые) элементы водного баланса отдельных высотных зон и всего бассейна. При расчете (прогнозе) гидрографа стока в качестве основных входных характеристик используются наблюдаемые или прогнозируемые суточные значения температуры воздуха и осадков по метеорологическим станциям, расположенным в пределах бассейна.

1 МОДЕЛИРОВАНИЕ ПРОЦЕССОВ ФОРМИРОВАНИЯ СНЕГОЗАПАСОВ И ПОСТУПЛЕНИЯ ВОДЫ НА ПОВЕРХНОСТЬ БАССЕЙНА

Моделирование процессов формирования снегозапасов и поступления воды на поверхность горных бассейнов является довольно сложной задачей. В основном это связано с недостаточной гидрометеорологической изученностью горных районов. В пределах горных бассейнов имеются 1...2 метеорологические станции и несколько метеорологических постов, которые, как правило, располагаются в низкогорной зоне, реже – в среднегорной. Высокогорные зоны в большинстве случаев совсем не освещены метеорологическими наблюдениями. В этих условиях для решения поставленной задачи необходимо максимально использовать метеорологическую информацию, имеющуюся в рассматриваемом бассейне и за его пределами.

1.1 Моделирование изменения метеорологических элементов с высотой местности

Для описания процесса формирования снегозапасов и поступления воды на поверхность горного бассейна необходимо располагать сведениями о температуре и влажности воздуха, а также жидких и твердых осадках в пределах его отдельных высотных зон. Как известно, в горных бассейнах определение значений указанных метеорологических элементов производится на сравнительно немногочисленных пунктах наблюдений. В этих условиях при определении суточных значений температуры и влажности воздуха также используются расчетные методы.

Изменение температуры воздуха с высотой местности в первом приближении можно принять линейным [1,2]. Для определения ее в пределах отдельных зон горных бассейнов можно использовать следующее общепринятое интерполяционно–экстраполяционное выражение [2,3]:

$$\bar{\theta}(z, t) = \bar{\theta}(z_0, t) + \gamma_2(z - z_0), \quad (1.1)$$

где $\bar{\theta}(z, t)$ и $\bar{\theta}(z_0, t)$ – среднесуточная температура воздуха в момент времени t соответственно на высоте z и z_0 , °С; γ_2 – вертикальный температурный градиент, °С/км.

Однако в горных условиях в осенне-зимний и весенний периоды часто наблюдаются инверсии, обуславливающие нелинейный характер изменения температуры воздуха с высотой местности [4, 5, 6]. Поэтому, в общем случае, для описания этого процесса более предпочтительно использование нелинейного интерполяционно-экстраполяционного квадратичного уравнения следующего вида [2, 3]:

$$\bar{\theta}(z, t) = \bar{\theta}(z_0, t) + \gamma_2(z - z_0) + \gamma_3(z - z_0)^2, \quad (1.2)$$

где γ_2 и γ_3 – параметры.

Выражение (1.1) является частным случаем уравнения (1.2) при $\gamma_3 = 0$.

На основании исследований Л.Н. Боровиковой и Ю.М. Денисова [2] можно установить следующие зависимости для определения параметров γ_2 и γ_3 :

$$\left. \begin{aligned} \gamma_2 &= 2az_0 + \theta \\ \gamma_3 &= a \end{aligned} \right\}, \quad (1.3)$$

где a и θ параметры зависимости средних месячных температур воздуха от высоты местности, определяемые с помощью метода наименьших квадратов [2]:

$$\bar{\theta}(z) = az^2 + \nu z + c \quad (1.4)$$

Зависимость, характеризующая изменение параметра γ_2 в течение года по суточным интервалам времени при определенном выборе начала отсчета может быть аппроксимирована в виде косинусоиды [1, 2, 3]:

$$\gamma_2 = \bar{\gamma}_2 + \nu \cos \frac{2\pi}{T}(t - t_0), \quad (1.5)$$

где $\bar{\gamma}_2$ – средний вертикальный градиент, °С/км; ν – полуамплитуда его изменения в течение года, °С/км; t – время, отсчитываемое от выбранного начала, сутки; $T = 365$ суток; t_0 = параметр, характеризующий сдвиг фаз, сутки.

Выражение (1.5) также используется и для аппроксимации зависимостей, характеризующих внутригодовое изменение параметра γ_3 .

В ряде случаев годовой ход параметров γ_2 и γ_3 хорошо аппроксимируется полиномом Чебышева второй степени [7]:

$$\gamma_j = a_\gamma x_j^2 + \nu_\gamma x_j + c_\gamma, \quad (1.6)$$

где a_γ , ν_γ и c_γ – коэффициенты экстраполяции:

$$x_j = \frac{l_j}{30,42} + 1; \quad l_j = 1 \div 365. \quad (1.7)$$

Если для определения изменения температуры воздуха используется n метеорологических станций или постов, расположенных в горном бассейне или за его пределами, с высотами $z_{0(i)}$, то величина $\bar{\theta}(z_0, t)$ определяется с помощью следующих выражений [2, 3]:

$$\bar{\theta}(z_0, t) = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n [\bar{\theta}(z_{0(i)}, t) - \gamma_2(z_0 - z_{0(i)})] \quad (1.8)$$

или

$$\bar{\theta}(z_0, t) = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n [\bar{\theta}(z_{0(i)}, t) - \gamma_2(z_0 - z_{0(i)}) - \gamma_3(z_0 - z_{0(i)})^2], \quad (1.9)$$

где $z_{0(i)}$ – высота i -того пункта метеорологических наблюдений.

При использовании выражения (1.1) можно определить высоту z_a , на которой температура имеет определенное значение $\bar{\theta}_a$ [2]:

$$z_a = \frac{\bar{\theta}(z_0, t) - \bar{\theta}_a}{\gamma_2} + z_0. \quad (1.10)$$

При $\bar{\theta}_a = 0$, значение z_a характеризует высоту нулевой изотермы.

Расчет изменения средней суточной температуры воздуха в пределах ледниковой части бассейна несколько отличается от вышеизложенного. Это отличие связано с необходимостью описания изменения температуры воздуха при переходе с неледниковой поверхности на ледни-

ковую. Исследования, проведенные П.А. Черкасовым и Т. Еремекбаевым [8] для ледниковой области, показали, что вследствие того, что температура поверхности ледника не превышает 0°C , в приледниковом слое воздуха образуется устойчивый инверсионный слой, который препятствует его прогреванию. В результате, при переходе с неледниковой на ледниковую поверхность наблюдается резкое уменьшение температуры воздуха (температурный скачок) и изменение вертикального температурного градиента.

С учетом изложенного расчет средней суточной температуры воздуха на высоте нижней границы ледника производится следующим образом:

$$\bar{\theta}^*(z_0^*, t) = \bar{\theta}(z_0^*, t) + \Delta\bar{\theta} \quad , \quad (1.11)$$

где $\bar{\theta}^*(z_0^*, t)$, $\bar{\theta}(z_0^*, t) + \Delta\bar{\theta}$ – средняя суточная температура воздуха соответственно на ледниковой и неледниковой поверхностях на высоте нижней границы ледника z_0^* в момент времени t , $^{\circ}\text{C}$; z_0^* – высота нижней границы ледника, км; $\Delta\bar{\theta}$ – величины температурного скачка при переходе с неледниковой на ледниковую поверхность, $^{\circ}\text{C}$.

Температура воздуха на неледниковой поверхности $\bar{\theta}^*(z_0^*, t)$ определяется с помощью выражения (1.4) или (1.2).

Для расчета среднесуточной температуры воздуха в пределах отдельных высотных зон ледниковой части бассейна можно использовать следующее выражение:

$$\bar{\theta}^*(z^*, t) = \bar{\theta}(z_0^*, t) + \gamma_{\text{л}}(z^* - z_0^*) \quad , \quad (1.12)$$

где $\bar{\theta}^*(z^*, t)$ – средняя суточная температура воздуха на высоте z^* в момент времени t , $^{\circ}\text{C}$; z^* – высота местности в пределах ледниковой части бассейна, км; $\gamma_{\text{л}}$ – вертикальный температурный градиент в пределах ледниковой части бассейна, град/км.

В работе [8] приведены значения $\Delta\bar{\theta}$ и $\gamma_{\text{л}}$ при различной общей облачности для северного склона Жетысуского (Джунгарского) Алатау. Так, при полном отсутствии облачности (0 баллов) $\Delta\bar{\theta} = -0,1^{\circ}\text{C}$ и $\gamma_{\text{л}} = 9,8$ град/км, а при 10 баллах общей облачности $\Delta\bar{\theta} = -2,1^{\circ}\text{C}$ и $\gamma_{\text{л}} = 1,4$ град/км. В связи с тем, что значения общей облачности изменяются в течение абляционного периода, для определения вертикального температурного градиента $\gamma_{\text{л}}$ можно использовать зависимость его величины от времени, как это рекомендовано выше. В ряде случаев его можно принять постоянным. Так, для северного склона Жетысуского (Джунгарского) Алатау, где значения общей облачности составляют в среднем 5...6 баллов, можно принять $\Delta\bar{\theta} = -0,45^{\circ}\text{C}$ и $\gamma_{\text{л}} = 3$ град/км.

Как отмечалось выше, изменение температуры воздуха с высотой местности в холодный период года является нелинейным в связи с формированием инверсий. Зимой в низкогорных зонах речных бассейнов температура воздуха не убывает, а возрастает с высотой местности [4, 5, 6]. Такое изменение температуры наблюдается до высот 1000...1500 м. В среднегорной и высокогорной зонах температура воздуха обычно изменяется с высотой местности по линейному закону. Поэтому, при моделировании процессов формирования стока в указанных зонах можно ограничиться рассмотрением изменения температуры воздуха на высотах более 1500 м. Использование линейного закона изменения температуры воздуха с высотой местности позволяет более надежно рассчитать ее величину для высокогорных зон речных бассейнов, где наблюдения, как правило, отсутствуют.

На рисунке 1.1 приведены зависимости средней месячной многолетней температуры воздуха от высоты местности для центральной части северного склона Илейского (Заилийского) Алатау по метеорологическим станциям Каменское плато (1350 м), Селестоковая станция (1712 м), Усть-Горельник (1943 м), Верхний Горельник (2272 м) и Мынжылкы (Мынжилки) (3017 м).

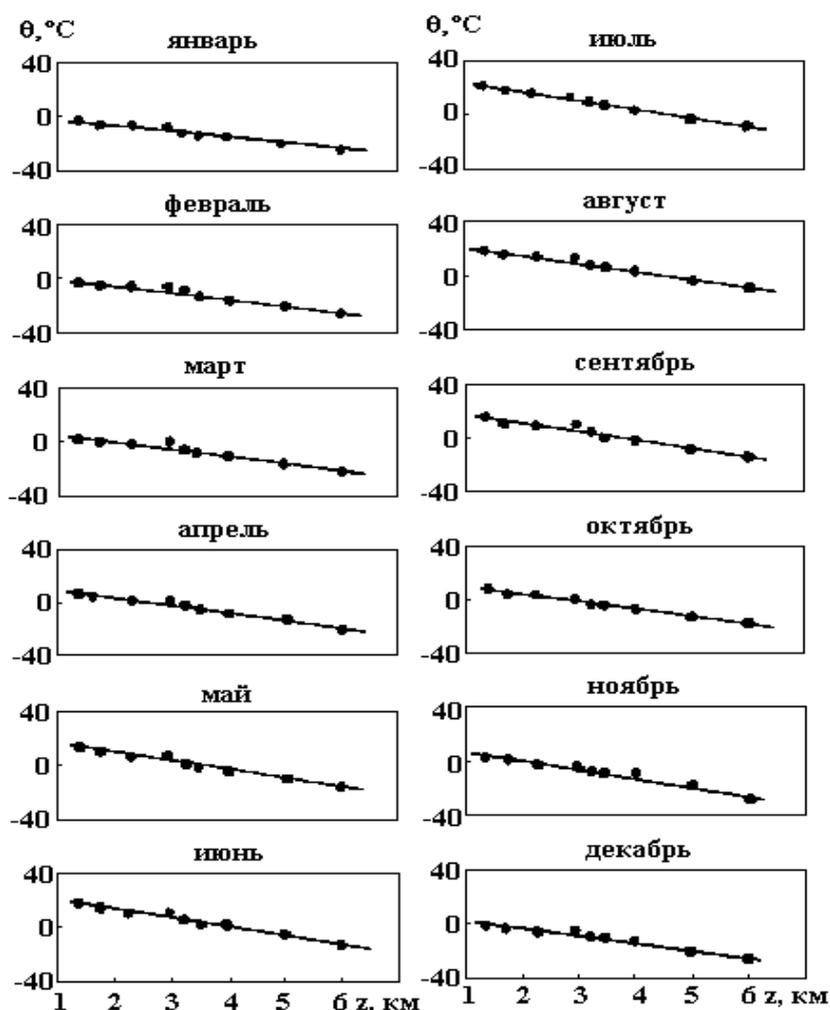


Рисунок 1.1 – Зависимости средних многолетних значений температуры воздуха за отдельные месяцы от высоты местности для горных бассейнов центральной части северного склона Илейского (Заилийского) Алатау.

Сведения о величине температуры воздуха по указанным станциям приведены в Справочнике по климату СССР [9]. Кроме этого, для построения указанных зависимостей были использованы, приведенные к норме, данные наблюдений за температурой воздуха Института географии РК в пункте Туюксу I (3450 м), а также значения температуры воздуха на высотах 4000 м, 5000 м и 6000 м, полученные в результате зондирования свободной атмосферы на метеорологической станции Алма-Ата [10].

Рассчитанные градиенты изменения средних многолетних месячных температур воздуха с высотой местности приведены в таблице 1.1.

Таблица 1.1 – Градиенты изменения температуры воздуха с высотой местности γ_2 для северного склона Илейского (Заилийского) Алатау ($^{\circ}\text{C}/\text{км}$)

Пара-метр	Месяц											
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
γ_2	5,30	5,52	5,58	5,68	5,92	6,28	6,40	6,42	6,18	5,92	5,70	5,60

Годовой ход вертикального температурного градиента γ_2 (рисунок 1.2) был аппроксимирован выражением следующего вида:

$$\gamma_2 = 5,9 + 0,5 \cos \frac{2\pi}{365}(t - 210) . \quad (1.13)$$

Полученные результаты показывают, что внутригодовое изменение градиента γ_2 характеризуется зимним минимумом (январь) и летним максимумом (июль – август). Такое внутригодовое распределение градиента γ_2 обусловлено пониженной изменчивостью (меньшей амплитудой колебаний) средних многолетних месячных температур воздуха в высокогорной зоне по сравнению с низкогорной зоной речных бассейнов. Выражение (1.5) позволяет осуществить моделирование температуры воздуха в горных районах по суточным интервалам времени.

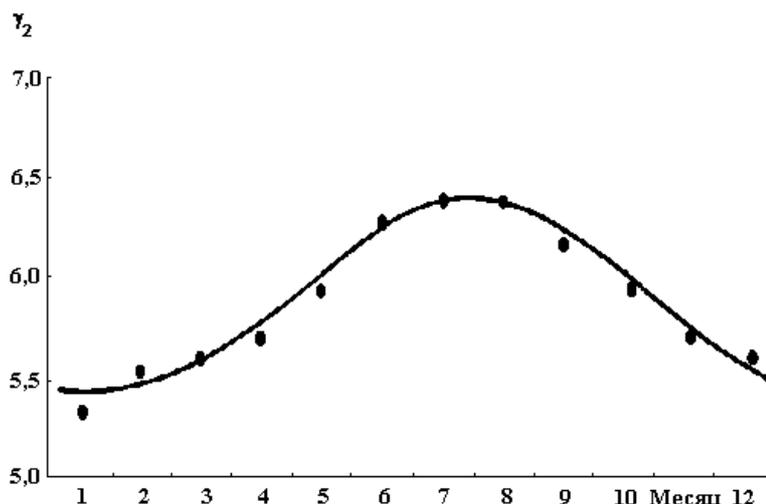


Рисунок 1.2 – Внутригодовое изменение вертикального температурного градиента γ_2 в горных районах центральной части северного склона Илейского (Заилийского) Алатау.

Для расчета количества осадков, выпадающих в пределах отдельных зон горного бассейна можно использовать интерполяционно-экстраполяционное уравнение, предложенное Л.Н. Боровиковой и Ю.М. Денисовым [2,3]:

$$x(z, t) = x(z_0, t) \left[1 + k_2(z - z_0) + k_3(z - z_0)^2 \right] , \quad (1.14)$$

где $x(z, t)$, $x(z_0, t)$ – количество осадков, выпадающих за сутки в момент времени t соответственно на высоте z и z_0 , мм; k_2 и k_3 – параметры.

Для оценки параметров k_2 и k_3 в соответствии с указанными выше исследованиями могут быть использованы следующие выражения:

$$k_2 = \frac{2az_0 + \nu}{az_0^2 + \nu z_0 + c} , \quad (1.15)$$

$$k_3 = \frac{a}{az_0^2 + \nu z_0 + c} , \quad (1.16)$$

где a , и ν и c – параметры зависимости средних месячных осадков от высоты местности, определяемые с помощью метода наименьших квадратов [2]:

$$x(z) = az^2 + \nu z + c . \quad (1.17)$$

Для аппроксимации зависимости изменения параметров k_2 и k_3 в течение года по суточным интервалам времени использовались косинусоида и упомянутые выше полиномы Чебышева второй степени.

При моделировании процессов формирования стока необходимо располагать способами определения фазового состава выпадающих осадков (снег или дождь). Для разделения рассчитанных осадков по фазовому состоянию в пределах отдельных высотных зон может быть использован способ, предложенный Г.Е. Глазыриным [11]. Этот способ основан на определении для каждой высотной зоны критических значений температуры воздуха $\bar{\theta}_1$ и $\bar{\theta}_2$. При средне-суточной температуре воздуха $\bar{\theta} \geq \bar{\theta}_2$, рассчитанные осадки рассматриваются как жидкие, а при $\bar{\theta} \leq \bar{\theta}_1$ – как твердые. В интервале $\bar{\theta}_1 < \bar{\theta} < \bar{\theta}_2$, рассчитанные осадки считаются смешанными, причем вероятность выпадения осадков различного фазового состава в этом интервале изменяется линейно. Тогда количество жидких $x_{жс}$ и твердых x_T осадков может быть определено с помощью следующих выражений:

$$x_{жс} = \begin{cases} x & \text{при } \bar{\theta} \geq \bar{\theta}_2 \\ x = \frac{\bar{\theta} - \bar{\theta}_1}{\bar{\theta}_2 - \bar{\theta}_1} & \text{при } \bar{\theta}_1 < \bar{\theta} < \bar{\theta}_2 \\ 0 & \text{при } \bar{\theta} \leq \bar{\theta}_1 , \end{cases} \quad (1.18)$$

$$x_T = x - x_{жс} , \quad (1.19)$$

где x – общее количество осадков, мм.

Исследования Е.Г. Глазырина показали, что вместо (1.18) может быть рекомендован более простой способ определения количества жидких осадков:

$$x_{жс} = \begin{cases} x & \text{при } \bar{\theta} > \bar{\theta}_a \\ 0 & \text{при } \bar{\theta} \leq \bar{\theta}_a , \end{cases} \quad (1.20)$$

где $\bar{\theta}_a$ – температура, при которой выпадение осадков различного фазового состава является равновероятным.

Для территории Средней Азии параметр $\bar{\theta}_a$ принят равным 2°C [2, 3].

Как показали исследования Г.Е. Глазырина, критическое значение $\bar{\theta}_1$ практически не изменяется с высотой местности и может быть принято постоянным. Значение $\bar{\theta}_2$ увеличивается с увеличением высоты местности [11]. Используя сведения о фазовом составе осадков и температуре воздуха, полученные на метеорологических станциях Западного Алтая, а также материалы, опубликованные в работах [11, 12], параметр $\bar{\theta}_1$ для рассматриваемого района принят постоянным и равным -2°C . Параметр $\bar{\theta}_2$ принят изменяющимся в зависимости от высоты местности. Его величина может быть определена с помощью следующего выражения:

$$\bar{\theta}_2 = \bar{\theta}_{\min} + \frac{\bar{\theta}_{\max} - \bar{\theta}_{\min}}{\exp(a^* + v^* z) + 1}, \quad (1.21)$$

где $\bar{\theta}_{\min} = 4^\circ\text{C}$ – температура, к которой стремится $\bar{\theta}_2$ при $z \leq 0$, км; $\bar{\theta}_{\max} = 10^\circ\text{C}$ – температура, к которой стремится $\bar{\theta}_2$ при $z \rightarrow \infty$; $a^* = 4, 61$ и $v^* = -1,42$ – эмпирические параметры.

Как отмечалось выше, в ряде случаев может быть использован следующий упрощенный способ разделения осадков по фазовому состоянию:

$$x_c = \begin{cases} x & \text{при } \bar{\theta} > \frac{1}{2}(\bar{\theta}_1 + \bar{\theta}_2) \\ 0 & \text{при } \bar{\theta} \leq \frac{1}{2}(\bar{\theta}_1 + \bar{\theta}_2) \end{cases}. \quad (1.22)$$

Величина твердых осадков в этом случае определяется с помощью выражения (1.19). Зависимость критических значений суточной температуры воздуха $\bar{\theta}_1$, $\bar{\theta}_2$ и $\bar{\theta}_a = \frac{1}{2}(\bar{\theta}_1 + \bar{\theta}_2)$ от высоты местности приведена на рисунке 1.3.

Многочисленные эксперименты показывают [4, 13, 14, 15, 16, 17, 18] и др., что измененные величины осадков, как правило, ниже их фактических значений. Это занижение, как показали исследования ГГО, ГГИ, КазНИГМИ и других организаций, в основном, обусловлено ветровым недоучетом осадков, испарением воды из осадкомерного ведра, а также потерями влаги на его смачивание [19].

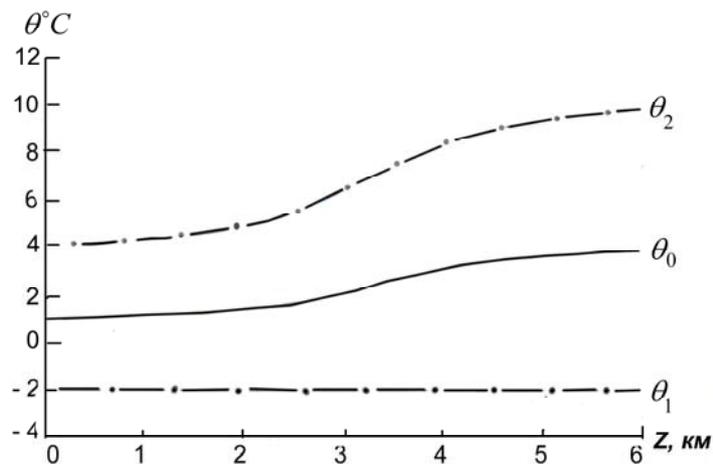


Рисунок 1.3 – Зависимости критических значений температуры воздуха $\bar{\theta}_1$, $\bar{\theta}_2$ и $\bar{\theta}_a$ от высоты местности.

Поправки к срочным значениям осадков могут быть определены по методике, разработанной ГГО и КазНИГМИ и опубликованной в работе А.П. Браславского и С.П. Чистяевой [20]. Непосредственное использование этой методики при моделировании поступления осадков на поверхность бассейна представляется нецелесообразным, так как приводит к неоправданному усложнению расчетной схемы. Поэтому, при решении указанной задачи были использованы зависимости исправленных величин суточных осадков от их измеренных значений, установленные для отдельных метеорологических станций и постов. При этом исправленные суточные величины осадков определялись как сумма их срочных значений, рассчитанных с помощью указанной выше методики.

Аналитическое выражение для расчета исправленных суточных величин жидких осадков имеет следующий вид:

$$x_{жс} = x_{жс.изм.} + \frac{m_{жс}}{x_{жс.изм.}^n}, \quad (1.23)$$

где $x_{жс.изм.} \geq 0,1$ мм – измеренная суточная величина жидких осадков, мм; $m_{жс}$ и n – параметры.

Выражение для расчета исправленных величин твердых осадков можно записать в следующем виде:

$$x_T = m_T - x_{T.изм.}, \quad (1.24)$$

где $x_{T.изм.} \geq 0,1$ мм – измеренная суточная величина твердых осадков, мм; m_T – параметр.

В таблице 1.2 приведены значения параметров $m_{жс}$, n и m_T для некоторых метеорологических станций Восточного Казахстана.

Таблица 1.2 – Значения параметров $m_{жс}$, n и m_T

Метеостанция	z , км	$m_{жс}$	n	m_T
Усть–Каменогорск	0,28	0,65	0,79	1,62
Шемонаиха	0,33	0,49	0,72	1,99
Риддер (Лениногорск).	0,81	0,43	0,76	1,51

Следует отметить, что при моделировании снеготпасов и поступления воды на поверхность бассейна в условиях ограниченной информации часто возникает необходимость в использовании наблюдений метеорологических станций и постов, расположенных в аномальных условиях, например в замыкающих горных котловинах или за пределами рассматриваемого бассейна. В этом случае значения указанных метеорологических элементов могут быть определены с помощью следующих выражений:

$$\bar{\theta} = a_{\theta} \bar{\theta}^* + \theta_{\theta} \quad (1.25)$$

$$e = a_e e^* + \theta_e \quad (1.26)$$

$$x_{жс} = a_{жс} x_{жс}^* + \theta_{жс} \quad (1.27)$$

$$x_T = a_T x_T^* + \theta_T \quad (1.28)$$

где $\bar{\theta}^*$, e^* , $x_{жс}^*$, x_T^* – величины, соответственно среднесуточных значений температуры и влажности воздуха, жидких и твердых осадков, измеренных в аномальных условиях; a_θ , a_e , $a_{жс}$, a_T , b_θ , b_e , $b_{жс}$, b_T – параметры, характеризующие репрезентативность наблюдений рассматриваемых метеорологических элементов по отношению к рассматриваемому бассейну.

Параметры, характеризующие репрезентативность наблюдений, определяются с помощью графиков связи значений метеорологических элементов, измеренных на метеорологической станции и в рассматриваемом бассейне. Для этого, в первую очередь, необходимо использовать материалы кратковременных метеорологических наблюдений учреждений Гидрометслужб стран СНГ и проектно–изыскательских организаций. В ряде случаев, с целью получения указанных материалов следует организовать параллельные наблюдения в течение 1...3 лет. Для организации таких кратковременных наблюдений могут быть использованы автоматические радиометеорологические станции.

В качестве примера рассмотрим изменение атмосферных осадков с высотой местности в центральной части северного склона Илейского (Заилийского) Алатау. На рисунках 1.4 и 1.5 приведены зависимости исправленных осадков за отдельные месяцы и кварталы, а также за холодный (ноябрь–март) и теплый (апрель–октябрь) периоды года от высоты местности по метеорологическим станциям Каменское плато (1350 м), Селестоковая станция (1712 м), Усть-Горельник (2272 м) и Мынжылкы (Мынжилки) (3017 м).

Сведения о величине исправленных осадков по указанным метеостанциям приведены в Справочнике по климату СССР [21]. Кроме этого, для построения зависимостей осадков от высоты местности были использованы данные наблюдений Института географии РК в пункте Туюксу I (3450 м) за 1972...1984 гг. с учетом поправок и приведения их к норме.

Исследования И.С. Соседова [4] показали, что в годовом ходе осадков низкогорной зоны северного склона Илейского (Заилийского) Алатау наблюдаются два минимума – зимний и летний и два максимума – весенний (высокий) и осенний (низкий). Им также установлено, что с высотой местности наблюдается увеличение весенне-летних осадков, перемещение весеннего максимума на более поздние сроки и исчезновение летнего минимума. Количество зимних осадков с высотой практически не увеличивается из-за низкого положения уровня конденсации.

Характеристики внутригодового распределения осадков, приведенные на рисунках 1.4 и 1.6, показывают, что в низкогорной зоне северного склона Илейского (Заилийского) Алатау минимумы осадков наблюдаются в январе и августе – сентябре, а максимумы – в мае и октябре – ноябре.

С увеличением высоты местности величина и внутригодовое распределение осадков существенно изменяются: весенне-летние осадки увеличиваются, их максимумы перемещаются с мая на июнь; относительные значения осадков за апрель – май уменьшаются, а за июнь – сентябрь увеличиваются, что приводит к исчезновению летнего минимума и осеннего максимума.

Анализ изменения осадков за отдельные кварталы (рисунок 1.5) показывает, что с высотой местности наблюдается уменьшение их значений в первом квартале и увеличение в третьем квартале. Во втором и четвертом кварталах изменение осадков с повышением местности не наблюдается. В холодный период (ноябрь – март) отчетливо прослеживается тенденция к уменьшению осадков, а в теплый период (апрель – октябрь) – к их увеличению с ростом высоты местности.

Относительные значения осадков с высотой местности (рисунок 1.6) уменьшаются в первом и втором кварталах и существенно увеличиваются в третьем квартале.

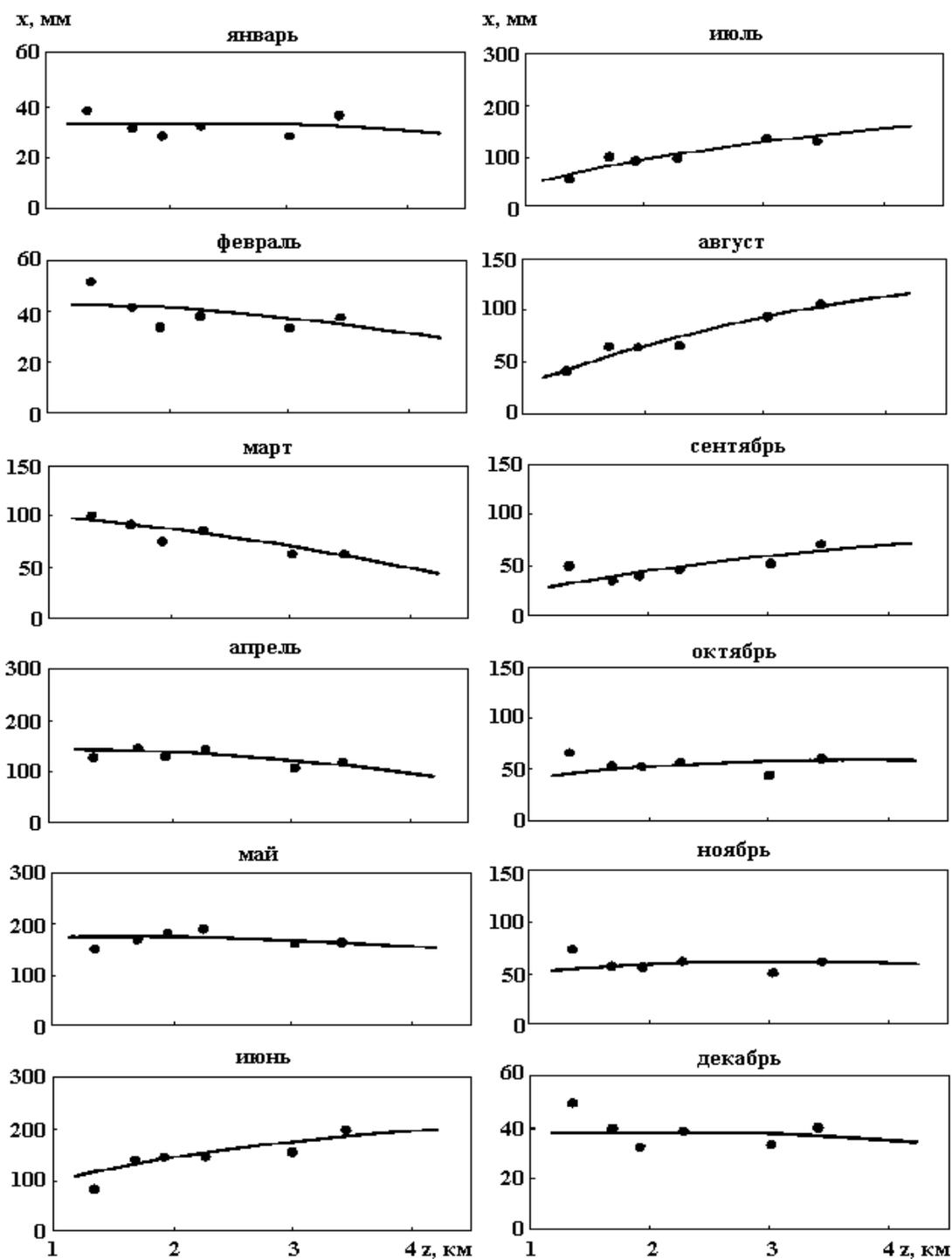


Рисунок 1.4 – Зависимости средних многолетних осадков за отдельные месяцы от высоты местности для горных бассейнов центральной части северного склона Илейского (Заилийского) Алатау.

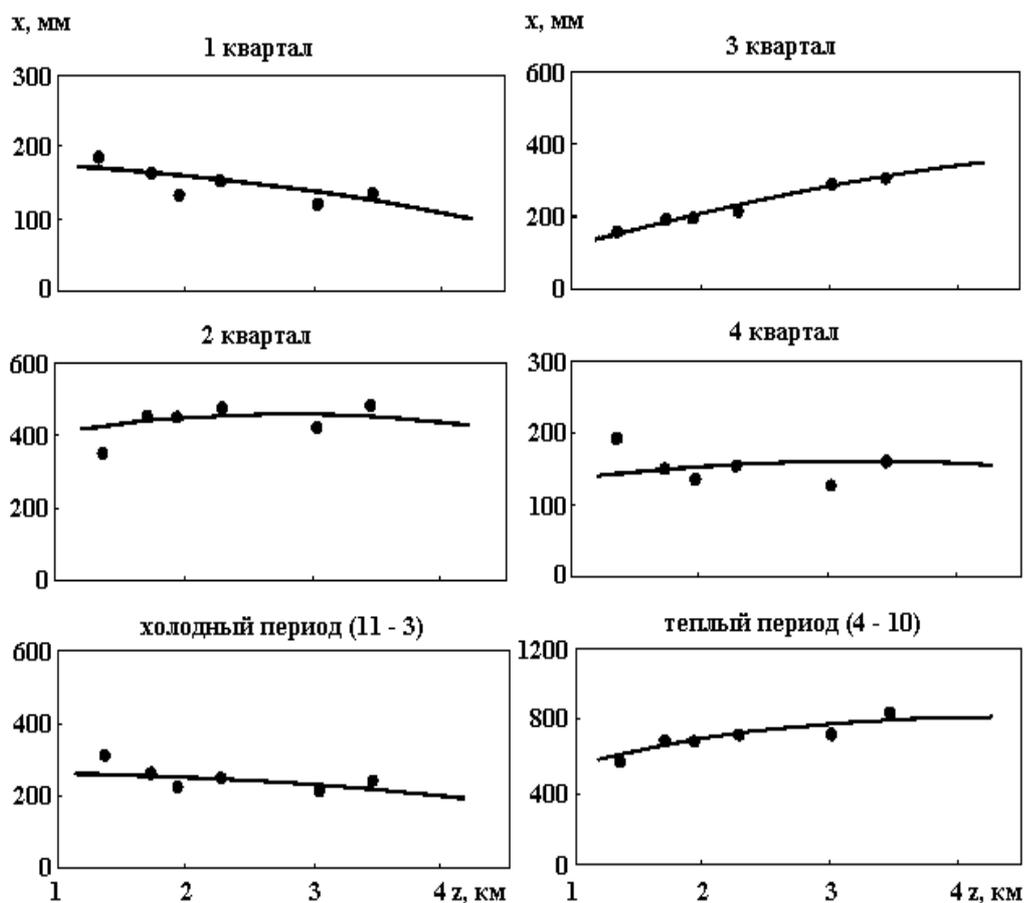


Рисунок 1.5 – Зависимости средних многолетних осадков за отдельные кварталы, холодный (ноябрь– март) и теплый (апрель–октябрь) периоды от высоты местности для горных бассейнов центральной части северного склона Илейского (Заилийского) Алатау.

Относительная величина осадков за четвертый квартал не имеет четко выраженной тенденции к изменению с высотой местности. В холодный период (ноябрь – март) наблюдается уменьшение, а в теплый – увеличение относительной величины осадков с повышением местности. Как известно [2,3], при моделировании осадков в горных бассейнах их изменение можно рассматривать только от высоты местности и времени. Нелинейный характер зависимостей средних многолетних месячных осадков от высоты местности указывает на возможность их описания с помощью функции (1.14).

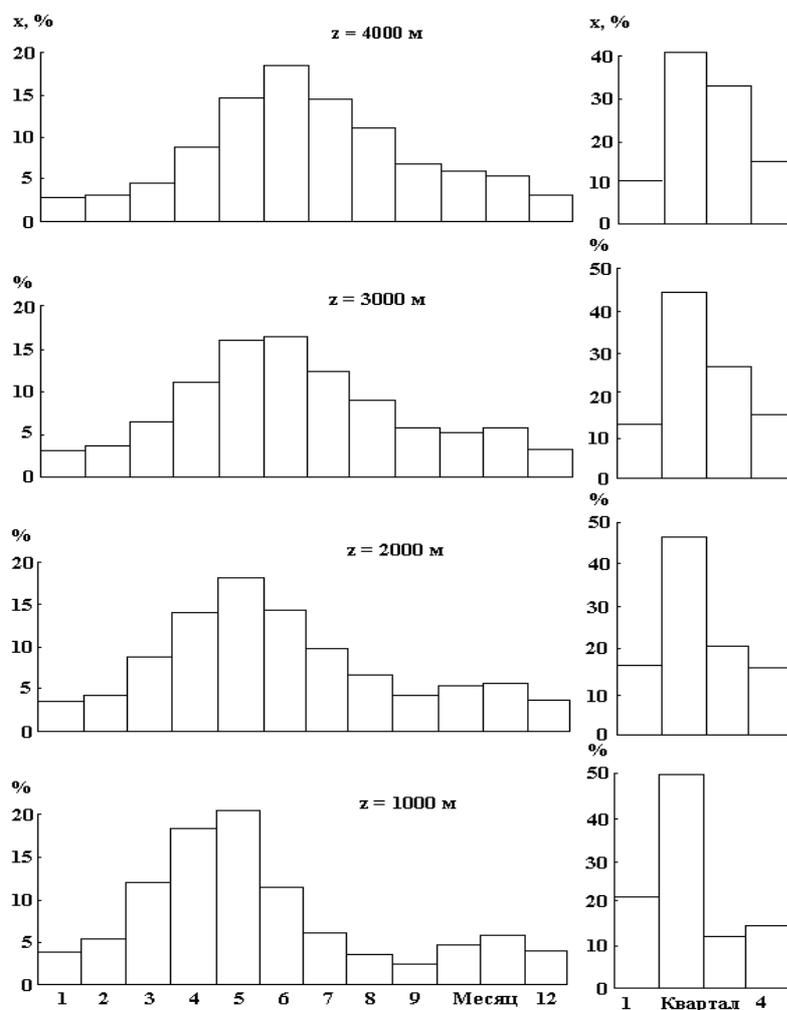


Рисунок 1.6 – Внутригодовое распределение относительных (%) значений средних многолетних осадков в центральной части северного склона Илейского (Заилийского) Алатау.

В таблице 1.3 приведены параметры k_2 и k_3 этой зависимости при $z = 2$ км для центральной части северного склона Илейского (Заилийского) Алатау. Изменение этих параметров внутри года показано на рисунке 1.7.

Данные, приведенные в таблице 1.3. и на рисунке 1.7, показывают, что минимальные значения параметра k_2 наблюдаются в феврале – апреле, а максимальные – в июле – сентябре. Годовой ход параметра k_3 имеет противоположный характер: максимальные значения наблюдаются в феврале – апреле, а минимальные – в сентябре – октябре. Такое распределение значений параметров k_2 и k_3 обусловлено внутригодовым изменением высотного положения максимума осадков в горах.

При низком положении максимума осадков в горах, наблюдающихся в холодную часть года, их величина с высотой местности практически не изменяется или имеет наибольшую тенденцию к уменьшению, причем, характер этого уменьшения близок к линейному. Такое изменение осадков с высотой местности соответствует небольшим отрицательным значениям параметров k_2 и k_3 .

При высоком положении максимума осадков, имеющем место в теплую часть года, наблюдается нелинейный рост их величин с высотой местности. Такое изменение осадков с высо-

той местности соответствует высоким положительным значениям параметра k_2 и низким отрицательным значениям параметра k_3 .

Таблица 1.3 – Значения параметров k_2 и k_3 для центральной части северного склона Илейского (Заилийского) Алатау

Месяц	k_2	k_3
01	0	-0,03
02	-0,08	-0,22
03	-0,18	-0,02
04	-0,12	-0,02
05	0	-0,03
06	0,28	-0,035
07	0,42	-0,05
08	0,5	-0,048
09	0,44	-0,06
10	0,2	-0,06
11	0,12	-0,048
12	0,04	-0,038

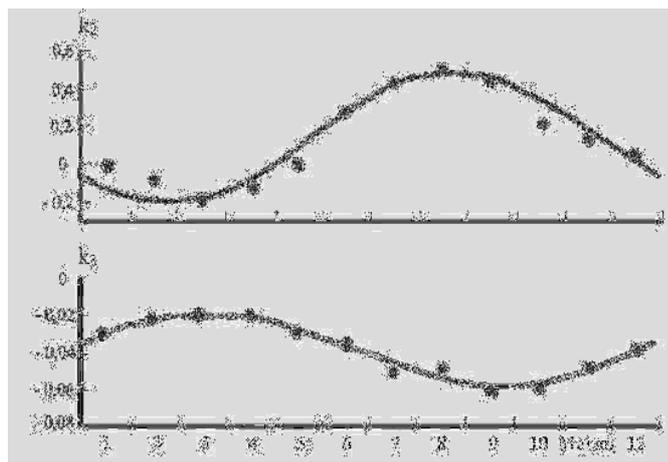


Рисунок 1.7 – Внутригодовое изменение параметров k_2 и k_3 в горных бассейнах центральной части северного склона Илейского (Заилийского) Алатау.

Зависимости, характеризующие годовой ход параметров k_2 и k_3 , имеют следующее аналитическое выражение:

$$k_2 = 0,14 + 0,34 \operatorname{Cos} \frac{2\pi}{365} (t - 235) \quad (1.29)$$

$$k_3 = -0,039 + 0,019 \operatorname{Cos} \frac{2\pi}{365} (t - 80) \quad (1.30)$$

Полученные результаты хорошо согласуются с выводами И.С. Соседова о закономерностях изменения годового хода осадков в горных бассейнах. В них отмечено, что внутригодовое распределение осадков низкогорных зон северного склона Илейского (Заилийского) Алатау, характеризующееся зимним и летним минимумами и весенним (высоким) и осенним (низким) максимумами, существенно изменяется с высотой местности за счет перемещения весеннего

максимума на более позднее время года. В результате во внутригодовом ходе осадков, встречающихся в высокогорных зонах речных бассейнов, наблюдается всего один зимний минимум в январе и один летний максимум в июне. В работах [22, 23] показано, что с увеличением высоты нулевой изотермы, а, следовательно, и уровня конденсации наблюдается перемещение максимума поля осадков из низкогорных в высокогорные зоны речных бассейнов. Указанное явление и обуславливает изменение внутригодового распределения месячных осадков с высотой местности. Ход параметров k_2 и k_3 также определяется изменением внутри года высотного положения нулевой изотермы и уровня конденсации в горных бассейнах.

При моделировании процесса поступления воды на поверхность бассейна в ряде случаев возникает необходимость использования дефицита влажности воздуха для расчета характеристик испарения с поверхности почвы и снега. Как известно, для определения дефицита влажности необходимо располагать сведениями об абсолютной влажности воздуха и максимальной упругости водяного пара в пределах отдельных высотных зон речного бассейна. Сведения об изменении влажности воздуха в горных бассейнах Илейского (Заилийского) и Жетысуского (Джунгарского) Алатау приведены в монографиях, подготовленных под руководством И.С. Соседова [5,6].

Влажность приземного слоя воздуха обычно изменяется с высотой местности по закону, который может быть выражен показательной функцией [1, 2, 24]:

$$e(z, t) = e(z_0, t) \exp\{-\beta(z - z_0)\}, \quad (1.31)$$

где $e(z, t)$, $e(z_0, t)$ – значения абсолютной влажности воздуха, в гПа в момент времени t соответственно на высоте z и z_0 , км; β – параметр.

Как показали исследования Ю.М. Денисова, для условий Средней Азии параметр β практически не меняется в течение года и может быть принят постоянным и равным 0,412 [1]. При использовании в бассейне нескольких метеостанций или постов с высотами z_{0i} величина $e(z_0, t)$ определяется с помощью следующего выражения [2, 3]:

$$e(z_0, t) = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n e(z_{0i}, t) \exp\{-\beta(z_0 - z_{0i})\}, \quad (1.32)$$

где $e(z_{0i}, t)$ – абсолютная влажность воздуха на высоте i -ой метеостанции; n – число метеостанций.

Исследования Н.Ф. Никоренко показали, что для описания процесса изменения влажности воздуха с высотой местности может быть использована температура воздуха [25]. По аэрологическим данным она получила следующую формулу для свободной атмосферы, записанной в нашей транскрипции:

$$e(z, t) = e(z_0, t) \exp\{-\beta_0\{\bar{\theta}(z_0, t) - \bar{\theta}(z, t)\}\}, \quad (1.33)$$

где $e(z_0, t)$ и $e(z, t)$ – влажность воздуха в момент времени t соответственно у земной поверхности на высоте z_0 , км и в свободной атмосфере на высоте z , км, гПа; $\bar{\theta}(z_0, t)$, $\bar{\theta}(z, t)$ – температура воздуха в момент времени t соответственно у земной поверхности на высоте z_0 , км и в свободной атмосфере на высоте z , км, °C; β_0 – параметр.

По исследованиям Н.Ф. Никоренко параметр β_0 мало различается для отдельных пунктов. Например, для г. Павловска он равен 0,0891. Если для горной местности получить зависи-

мость вида (1.33), то ее можно использовать для определения влажности в зависимости от температуры воздуха для отдельных высотных зон речных бассейнов. В этом случае необходимо учитывать изменение параметра β_0 в течение года. Следует отметить, что такой подход может существенно упростить решение задачи, приближенного описания изменения влажности воздуха с высотой местности.

Для решения задачи моделирования рассматриваемой характеристики по суточным интервалам времени нами были использованы материалы наблюдений за влажностью воздуха в горных бассейнах Западного и Северного Алтая и центральной части Северного склона Илейского (Заилийского) Алатау.

Для анализа и обобщения материалов наблюдений за влажностью воздуха в Горном Алтае были использованы данные наблюдений 16 метеорологических станций, расположенных на высоте от 285 м до 2600 м. Линейный характер зависимостей логарифмов средних многолетних значений абсолютной влажности воздуха от высоты местности (рисунок 1.8) подтверждает возможность ее описания показательной функцией вида (1.31).

В таблице 1.4 приведены параметры зависимости (1.31): $e(z_0, t)$ при $z_0 = 0$ км и β_1 , а также Δe – характеристика изменения влажности воздуха в диапазоне высоты 1...3 км.

Таблица 1.4 – Параметры зависимости (1.31) и характеристика Δe для горных бассейнов Западного и Северного Алтая

Месяц	$e(z_0, t)$, гПа	β_1	Δe , гПа
01	1,50	-0,33	-0,52
02	1,80	-0,33	-0,62
03	3,26	-0,33	-1,13
04	6,20	-0,37	-2,24
05	9,40	-0,40	-3,47
06	14,2	-0,38	-5,17
07	16,8	-0,37	-6,07
08	15,2	-0,38	-5,53
09	9,70	-0,33	-3,37
10	6,10	-0,33	-2,12
11	3,33	-0,33	-1,15
12	2,05	-0,30	-0,69

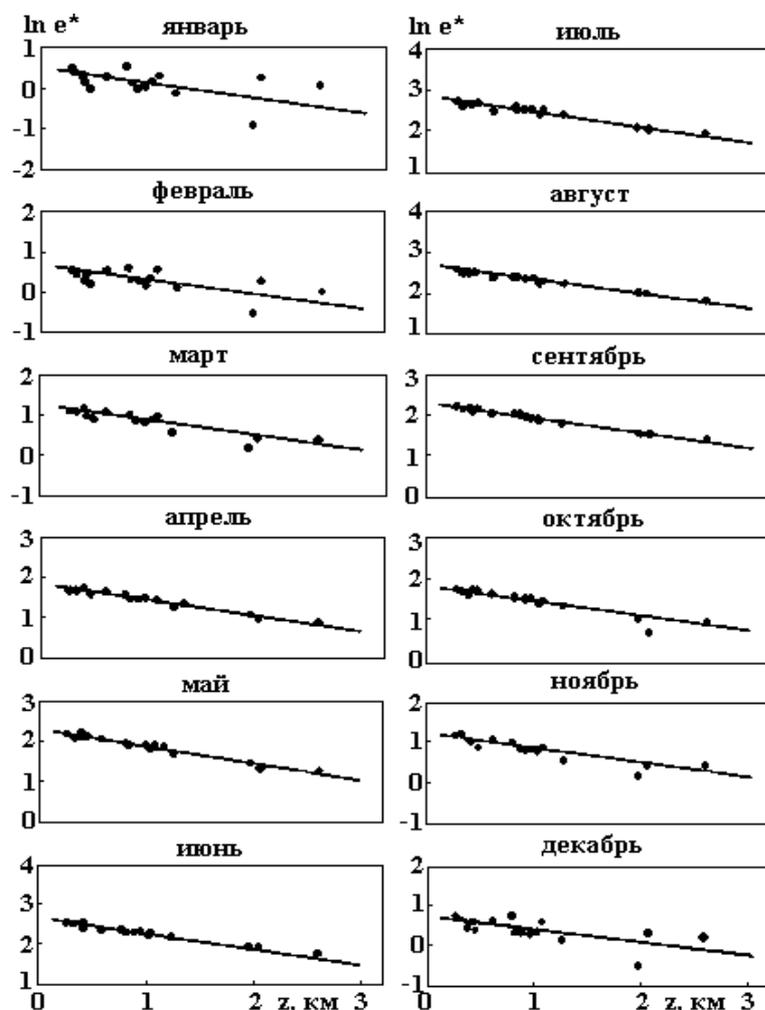


Рисунок 1.8 – Зависимости логарифмов средних многолетних значений влажности воздуха за отдельные месяцы от высоты местности для горных бассейнов Западного и Северного Алтая.

Годовой ход параметра β_1 (рисунок 1.9), отражающего интенсивность уменьшения влажности воздуха с высотой местности характеризуется для Западного и Северного Алтая минимальными значениями в летний период и максимальными – в зимний период. В летний период наблюдается более интенсивное уменьшение влажности воздуха с высотой местности по сравнению с зимним периодом. Контрасты влажности воздуха Δe , гПа (таблица 1.4) в Западном и Северном Алтае летом примерно на порядок выше, чем зимой.

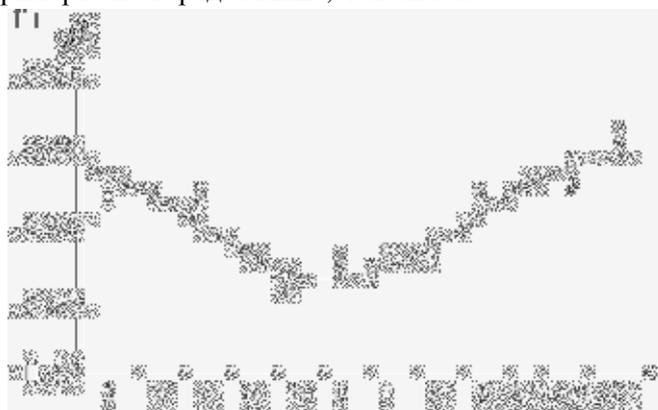


Рисунок 1.9 – Внутригодовое изменение параметра β_1 в горных бассейнах Западного и Северного Алтая.

Для использования при расчете влажности воздуха по суточным интервалам времени годовой ход параметра β_1 аппроксимировался выражением:

$$\beta_1 = \bar{\beta}_1 + \nu \cos \frac{2\pi}{T} (t - t_0) \quad (1.34)$$

где $\bar{\beta}_1$ – среднее значение параметра β_1 ; ν – полуамплитуда его изменения; t – время от начала отсчета, сутки; t_0 – параметр сдвига фаз, сутки.

Для рассматриваемого района выражение (1.34) характеризуется следующими параметрами: $\bar{\beta}_1 = -0,35$; $\nu = 0,04$; $t_0 = 165$ суток.

Для анализа и обобщения материалов наблюдений за влажностью воздуха в центральной части северного склона Илейского (Заилийского) Алатау использованы данные 9 метеорологических станций, расположенных на высоте от 671 м до 3450 м. На рисунке 1.10 приведены зависимости средних многолетних значений абсолютной влажности воздуха e , гПа от высоты местности z , км для отдельных месяцев.

Анализ приведенных графиков показал, что изменение влажности воздуха с высотой местности в рассматриваемом районе описывается более сложной функцией показательного вида:

$$e(z, t) = e(z_0, t) \{1 + k\beta_1(z - z_0)\} \exp\{-\beta_1(z - z_0)\} \quad (1.35)$$

или

$$e(z_0, t) = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n e(z_{0i}, t) \{1 + k\beta_1(z - z_0)\} \exp\{-\beta_1(z - z_0)\} \quad (1.36)$$

где β_1 – параметр; k_1 – коэффициент, принимающий значение 0 или 1; выражение (1.31) является частным случаем выражения (1.35) при $k_1 = 0$.

В таблице 1.5 приведены параметры полученной зависимости: $e(z_0, t)$ $z_0 = 0$ км и β_2 , а также Δe – характеристика изменения влажности воздуха в диапазоне высот от 1 до 3 км.

Таблица 1.5 – Параметры зависимости (1.35) и характеристика Δe для речных бассейнов Илейского (Заилийского) Алатау

Месяц	$e(z_0, t)$, гПа	β_2	Δe гПа
01	3,40	-0,71	-1,60
02	3,75	-0,71	-1,76
03	5,80	-0,73	-2,76
04	8,20	-0,67	-3,70
05	11,9	-0,62	-5,40
06	13,5	-0,62	-5,79
07	14,4	-0,58	-5,77
08	13,1	-0,62	-5,30
09	9,80	-0,67	-4,18
10	7,20	-0,70	-3,25
11	4,80	-0,70	-2,23
12	3,70	-0,69	-1,71

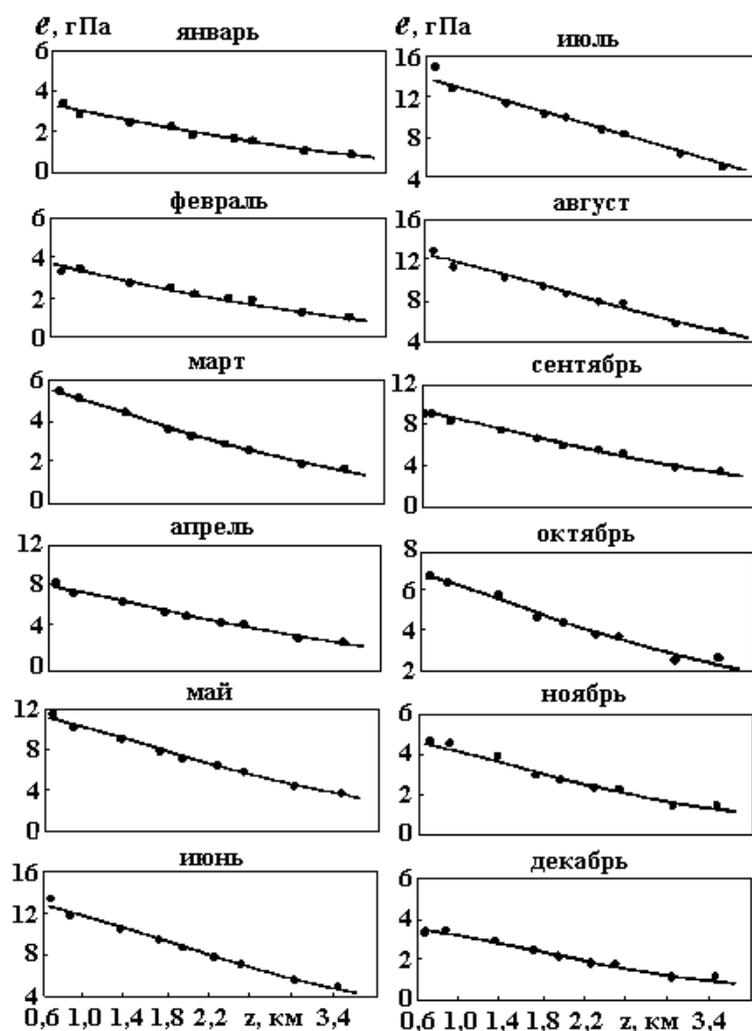


Рисунок 1.10 – Зависимости средних многолетних значений влажности воздуха от высоты местности за отдельные месяцы для горных бассейнов центральной части северного склона Илейского (Заилийского) Алатау.

Внутригодовое изменение параметра β_1 выражения (1.35) характеризуется минимальными значениями в зимний период и максимальными – в летний период. Изменение этого параметра показывает, что в летний период наблюдается более интенсивное уменьшение влажности воздуха с высотой местности по сравнению с зимним периодом. Для центральной части Северного склона Заилийского Алатау контрасты влажности воздуха Δe , гПа (таблица 1.5) в летний период в 3...4 раза выше, чем в зимний период,

Для аппроксимации годового хода β_2 (рисунок 1.11) также как и для Горного Алтая, использовалось выражение (1.34). Для Илейского (Заилийского) Алатау оно характеризуется следующими параметрами: $\bar{\beta}_2 = 0,66$; $\nu = 0,07$; $t_0 = 30$ суток.

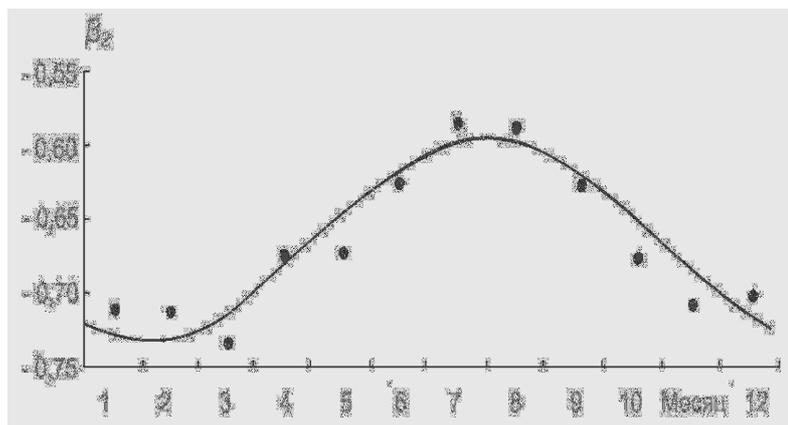


Рисунок 1.11 – Внутригодовое изменение параметра β_2 в горных бассейнах центральной части северного склона Илейского (Заилийского) Алатау.

Следует отметить, что на предгорной равнине зависимость влажности воздуха от высоты местности часто нарушается вследствие влияния аazonальных характеристик подстилающей поверхности. Поэтому, полученные закономерности изменения абсолютной влажности воздуха с высотой местности могут быть использованы на участках речных бассейнов, с высотами более 0,2 км для Горного Алтая и с высотами более 0,6 км – для Илейского (Заилийского) Алатау.

Для расчета максимальной упругости водяного пара на высоте z может быть использована формула Магнуса, представленная в следующем виде [26]:

$$e_0(z, t) = 6,11 \exp \frac{17,15 \bar{\theta}(z, t)}{235 + \bar{\theta}(z, t)}, \quad (1.37)$$

где $e_0(z, t)$ – максимальная упругость водяного пара, гПа.

Эта формула обеспечивает точность расчета e_0 , равную 0,1 гПа. Дефицит влажности воздуха на высоте z в момент времени t , как известно, вычисляется как разность максимальной упругости водяного пара и влажности воздуха:

$$D(z, t) = e_0(z, t) - e(z, t), \quad (1.38)$$

где $D(z, t)$, гПа – дефицит влажности на высоте z в момент времени t .

В заключение следует отметить, что изменение влажности приземного слоя воздуха с высотой местности в общем случае может быть описано с помощью функции (1.35) показательного вида [24]. Полученные результаты позволяют осуществить непрерывное моделирование влажности воздуха и расчет ее дефицита по суточным интервалам времени для любой высотной зоны речных бассейнов Горного Алтая и Илейского (Заилийского) Алатау.

1.2 Определение количества осадков, задержанных растительным покровом

При разработке способов моделирования воднобалансовых процессов большое внимание уделяется определению количества атмосферных осадков, поступающих на поверхность речных бассейнов. Одна из возможных погрешностей определения этой величины связана с задержанием части выпадающих осадков растительным покровом и последующим их испарением [2, 27 – 34] и др. При определенных видах растительности задержание может составить существенную долю выпадающих осадков. Исследования ряда авторов показывают, что сомкнутый еловый древостой может задержать от 40 до 70 % осадков [4, 35 – 40] и др. Для удобства со-

поставления имеющихся материалов величину осадков, задержанных деревьями и кустарниками, целесообразно относить к площади проекции их кроны на горизонтальную поверхность.

Процесс задержания и испарения влаги растительным покровом детально рассмотрен в работе Р. К. Линслея, М. А. Колера, Д. Л. Х. Паулюса [41]. В ней подчеркивается необходимость оценки задержания осадков отдельными ярусами растительности, в частности, деревьями, подлеском и травой.

Экспериментальное определение задержания осадков растительностью чрезвычайно трудоемко, поэтому возникла необходимость в разработке и использовании расчетных методов. В настоящее время известно несколько формул, предложенных для определения задержания растительным покровом осадков за отдельные дожди и снегопады [35, 36, 38, 42 – 49] и др. Одной из наиболее теоретически обоснованных является формула экспоненциального вида, предложенная Р. К. Линслеем, М. А. Колером, Д. Л. Х. Паулюсом [41], которая имеет следующий вид:

$$X_3 = V_{\max}^* \left\{ 1 - \exp\left(-\frac{X}{V_{\max}^*}\right) \right\} . \quad (1.39)$$

По Р.Е. Хортону [50] значение V_{\max}^* отражает общую величину перехвата в процессе выпадения осадков:

$$V_{\max}^* = V_{\max} + CET , \quad (1.40)$$

где X, X_3 – общий слой соответственно выпавших и задержанных растительностью осадков, мм; V_{\max}^* – наибольшее количество влаги, которое может быть задержано растительным покровом при неограниченном ее поступлении за определенный интервал времени, мм; V_{\max} – то же при отсутствии испарения, мм; C – отношение поверхности растительного покрова к площади ее горизонтальной проекции; E – интенсивность испарения, мм/сут; T – продолжительность дождя.

Выражение (1.39) отражает тот факт, что с ростом осадков задержание приближается к своему максимуму по экспоненциальному закону [41]. Следует отметить, что задержание осадков, определяемое путем сопоставления их величин над поверхностью и под пологом растительного покрова, учитывает и потери на испарение задержанной влаги. Исследования, проведенные В.П. Мочаловым и А.Ф. Литовченко [36], позволили им рекомендовать выражение (1.39) для определения величины осадков, задержанных растительным покровом в бассейнах горных рек Илейского (Заилийского) Алатау.

Необходимо отметить, что в ряде случаев для определения задержания осадков может быть использовано выражение:

$$X_3 = V_{\max} \operatorname{th} \frac{X}{V_{\max}^*} . \quad (1.41)$$

В гидрологии также достаточно широко известностью пользуется модель задержания осадков растительностью, предложенная Руттером [47, 48]:

$$\frac{dV}{dt} = X_3 - a \exp\{\epsilon(V - V_{\max})\} , \quad (1.42)$$

где a и ϵ – эмпирические параметры.

$$X_3 = \begin{cases} k \left(X - E_g d \frac{V}{V_{\max}} \right) & \text{при } V < V_{\max} \\ k(X - E_g) & \text{при } V \geq V_{\max} \end{cases}, \quad (1.43)$$

где V – количество влаги, задержанной в растительном покрове, мм; E_g – испарение с водной поверхности за определенный интервал времени, мм; k – коэффициент сквозного проникновения осадков через растительный покров.

Заложенная в этой модели идея, об уменьшении задержания осадков растительным покровом с увеличением испарения с его поверхности, вызывает сомнение. Проведенные исследования показывают, что в период выпадения осадков интенсивность испарения с поверхности растительного покрова невелика и, по-видимому, составляет 0,02...0,06 мм за отдельные дожди [39, 41]. Многие исследователи принимали его величину в период выпадения осадков равную нулю. Однако в соответствии с материалами наблюдений, задержание жидких осадков даже после заполнения регулирующей емкости растительного покрова продолжает увеличиваться, но с относительно меньшей интенсивностью. Это указывает на довольно существенную роль испарения в процессе задержания осадков растительным покровом.

Значение V_{\max}^* в формулах (1.39) и (1.41) представляет собой наибольшее количество влаги, которое может быть задержано растительным покровом в определенных климатических условиях при неограниченном поступлении осадков на его поверхность. Величина V_{\max} в основном складывается из количества влаги, израсходованной на смачивание растительного покрова, а также задержание снега или капельножидкой влаги. Следует отметить, что в зимний период смачивание растительного покрова осуществляется в результате задержания твердых осадков и под действием солнечной радиации их последующего подтаивания. Задержанный снег и капельножидкая влага частично могут быть удалены с растительного покрова путем энергичного его встряхивания. В естественных условиях удаление снега и капельножидкой влаги осуществляется под действием ветра.

Параметр V_{\max} может быть определен экспериментальным путем. Сведения о величине V_{\max} для отдельных видов древесной, кустарниковой и травянистой растительности имеются в работах [34, 36, 37, 39, 40]. При проведении экспериментов в естественных условиях величину V_{\max} можно определить путем анализа материалов наблюдений за задержанием осадков растительным покровом. Для этой цели должны выбираться дожди со слоем, достаточным для обеспечения максимума задержания осадков.

В работе [39] высказывается мнение о том, что, имея методику определения задержания растительным покровом осадков за отдельные дожди или снегопады, можно рассчитать задержание за любой интервал времени. Такой подход к определению задержания за длительные периоды времени в скрытом виде подразумевается и другими исследователями [36, 37, 40, 41, 44]. Однако совершенно очевидно, что, при наличии группировок дней с осадками, задержание растительным покровом будет значительно меньше, чем при условии их выпадения с интервалом времени в два – три дня. При многодневных осадках задержание будет меньше, так как к началу следующего дождя или снегопада емкость задержания не будет полностью освобождена. Поэтому, при описании процесса формирования потерь осадков на задержание растительным покровом, указанное обстоятельство должно быть обязательно учтено.

Для описания процесса формирования запаса влаги, задержанной растительным покровом, предлагается следующее дифференциальное уравнение:

$$\frac{dV}{dt} = -k_4 \frac{E_0}{V_{\max}^*} \quad , \quad (1.44)$$

где E_0 – максимально возможное испарение (испаряемость), мм; k_4 – параметр.

Для определения V_{\max}^* используется следующее выражение:

$$V_{\max}^* = V_{\max} + k_5 E_0 \quad , \quad (1.45)$$

где k_5 – размерный параметр.

Размер регулирующей емкости растительного покрова V_{\max} определяется затратами влаги на его смачивание, а также задержание им снега и капельножидкой влаги. Величина V_{\max}^* состоит из V_{\max} и части емкости растительного покрова, освобожденной при испарении задержанных осадков.

В результате интегрирования (1.44) при $t = 1$ сут получим выражение, описывающее процесс истощения запаса влаги, задержанной растительным покровом:

$$V_n = (V_{n-1} + X_3) \exp\left(-k_4 \frac{E_0}{V_{\max}^*}\right) \quad , \quad (1.46)$$

где X_3 – осадки, задержанные растительным покровом за определенный интервал времени, мм; $n - 1, n$ – индексы, обозначающие предшествующее и последующее значение элементов.

Задержание осадков растительным покровом X_3 изменяется в зависимости от их величины (интенсивности) по закону, в общем случае отличному от линейного. Однако для отдельных видов растительности указанное изменение может быть описано с помощью линейного закона [41, 46]:

$$x_3 = \begin{cases} \alpha x & \text{при } \alpha x < \Delta_{n-1} \\ \Delta_{n-1} & \text{при } \alpha x \geq \Delta_{n-1} \end{cases} \quad (1.47)$$

$$\Delta_{n-1} = V_{\max}^* - V_{n-1} \quad (1.48)$$

где x – осадки, выпавшие на открытую поверхность водосбора за определенный интервал времени, мм; Δ – дефицит емкости задержания растительного покрова, мм; $\alpha = x_3 / x$ – безразмерный параметр при $x < V_{\max}^*$.

Кроме этого, для описания процесса задержания осадков растительностью может быть использовано следующее дифференциальное уравнение:

$$\frac{d\Delta}{dt} = -\beta x_3 \quad , \quad (1.49)$$

где β – безразмерный параметр.

Можно допустить, что величина задержанных осадков зависит от их общего количества и относительного дефицита заполнения емкости растительного покрова. Тогда, принимая зависимость относительных значений задержанных осадков от дефицита заполнения указанной емкости линейной, можно записать:

$$\frac{x_3}{x} = \frac{\Delta}{V_{\max}^*} \quad (1.50)$$

Далее, определим из соотношения (1.50) значение x_3 и подставим его в уравнение (1.49):

$$\frac{d\Delta}{dt} = -\beta x \frac{\Delta}{V_{\max}^*} \quad (1.51)$$

В результате интегрирования уравнения (1.51) получим:

$$\Delta = \Delta_0 \exp\left(-\frac{\beta}{V_{\max}^*} \int_0^t x dt\right) \quad (1.52)$$

или

$$x_3 = \Delta_0 \left\{ 1 - \exp\left(-\frac{\beta}{V_{\max}^*} \int_0^t x dt\right) \right\} \quad (1.53)$$

При $t = 1$ сут имеем:

$$x_3 = \Delta_{n-1} \left\{ 1 - \exp\left(-\frac{\beta x_n}{V_{\max}^*}\right) \right\} \quad (1.54)$$

где $\Delta_{n-1} = V_{\max}^* - V_{n-1}$.

Следует отметить, что, заменив в выражении (1.53) $\Delta_0 = V_{\max}^*$ и обозначив суммарное задержание осадков $x_3 = X_3$ и суммарное поступление осадков $x = \int_0^t x dt$, можно, учитывая принятое ранее обозначение $V_{\max}^* = V_{\max} + CET$, получить при $\beta = 1$ формулу (1.39).

Для определения максимально возможного испарения E_0 можно в первом приближении использовать его зависимость от температуры и дефицита влажности воздуха [5]. Этот вопрос будет рассмотрен ниже, в разделе, посвященном определению испарения с поверхности речных бассейнов.

Осадки, поступающие на поверхность почвы под растительным покровом x^* , вычисляются как разность x и x_3 с учетом сомкнутости растительного покрова:

$$x^* = x - \rho x_3 \quad (1.55)$$

где ρ – сомкнутость растительного покрова в долях единицы.

На основе предлагаемой модели в КазНИГМИ была составлена программа расчета задержания осадков растительностью. Идентификация модели и ее параметров осуществлялась с помощью материалов экспедиционных наблюдений.

В 1973...1974 гг. гидрологическим отрядом КазНИГМИ под общим методическим руководством автора были проведены полевые экспериментальные исследования по определению

задержания жидких осадков кронами деревьев в лесах Западного Алтая (бассейн р. Ульби) (р. Ульбы). Непосредственное руководство работами в полевых условиях осуществлялось начальником отряда В.А. Одинцом. В связи с тем, что в лесах указанного района преобладают хвойные породы и, в частности пихта, экспериментальные работы проводились по определению задержания осадков кронами пихты. С этой целью под кронами отдельных деревьев или их групп были оборудованы водонепроницаемые площадки. Для их устройства применялась полиэтиленовая пленка, которая натягивалась под углом 10...20° к горизонтальной поверхности на проволочный каркас, укрепленный на деревянных опорах, и крепилась специальными зажимами. Во время выпадения жидких осадков вода с площадки по желобу, а затем по трубам поступала в мерный бак. Полезная емкость мерных баков составляла 200 ... 250 литров, что соответствовало слою осадков около 10 мм. Измерение уровня воды в баках производилось самописцем уровня «Валдай». После заполнения баков вода из них могла быть слита в течение 2...3 минут с помощью шлангов, соединенных с емкостью на уровне мертвого объема.

Следует отметить, что при наклонных дождях проекция кроны на горизонтальную поверхность существенно смещается по отношению к ее положению при вертикальном выпадении жидких осадков. В этом случае для учета задержанных осадков необходимо иметь водонепроницаемую площадку, размеры которой превышают площадь проекции кроны на горизонтальную поверхность. Поэтому, с целью уменьшения влияния этого явления на точность определения задержания жидких осадков было признано целесообразным, строить водонепроницаемые площадки таких размеров, чтобы их площадь в 2...3 раза превышала проекции крон и располагать их преимущественно под группами деревьев. В процессе определения перехваченных осадков производился пересчет их величины на площадь проекции кроны при вертикальном выпадении осадков. При этом исключались осадки, выпадающие на водонепроницаемую площадку за пределами проекции кроны деревьев. Водонепроницаемые площадки располагались с учетом величины и характера кроны деревьев. Ниже приводится краткое описание деревьев и экспериментальных водобалансовых площадок.

Площадка № 1. Размер площадки 30,9 м². Проекция крон группы из трех деревьев (пихта) – 18 м². Эти деревья имеют среднюю охвоенность. Их кроны расположены в 2,5...3,5 м от поверхности земли. Возраст деревьев от 20...30 до 50...60 лет, их диаметр на высоте груди человека составляет 0,24 м; 0,26 и 0,36 м. Высота деревьев – 16...18 м. Экспериментальная площадка окружена кустарником высотой 0,7...1,2 м. Кроны ближайших деревьев расположены с севера – в трех метрах, с юга – в пяти, с запада – в семи и с востока – в десяти метрах.

Площадка № 2. Размер площадки 42,4 м². Проекция кроны одиночного дерева (пихта) составляет 23,3 м². Дерево имеет обильную охвоенность. Его крона расположена в 2...3 м от поверхности земли. Возраст дерева 80...100 лет, диаметр ствола на высоте груди человека 0,48 м; диаметр кроны 5,0...5,5 м; высота 20 м. Вокруг дерева имеются заросли акации, черемухи и жимолости. Кроны ближайших деревьев расположены с севера – в одном метре, с юга – в семи, с запада – в десяти и с востока – в пяти метрах.

Площадка № 3. Размер площадки 51,5 м². Проекция крон группы из четырех деревьев 17,0 м². Деревья имеют малую охвоенность. Высота кроны этих деревьев над поверхностью земли – 2,5...3,0 м. Возраст деревьев 20...40 лет. Диаметры стволов на высоте груди человека составляют 0,18; 0,22; 0,28 и 0,34 метра. Высота 18...20 м. Группа деревьев окружена мелким кустарником. Кроны ближайших деревьев расположены с севера – в двух, с юга – в одном, с запада – в 0,5 и с востока – в одном метрах.

Площадка № 4. Размер площадки 50,3 м². Проекция кроны одинокой молодой пихты 7,1 м². Возраст пихты 10...15 лет, высота – 8 м, диаметр ствола на высоте груди человека – 0,14 м. Кроны ближайших деревьев расположены на расстоянии около 20 м.

Следует отметить, что кроме осадков, поступающих под кроны деревьев, количество осадков измерялось с помощью пювниографа на открытых участках (полянах), расположенных около указанных площадок. Обработка лент с записями дождей и стока с водонепроницаемых площадок производилась в соответствии с «Наставлением гидрометеорологическим станциям и постам», ч. I, вып. 3 и ч. II, вып. 6. При расчете задержания осадков учитывался расход влаги

на смачивание пленок. По данным проведенных экспериментов поправка на смачивание водонепроницаемых площадок составляет около 0,1 мм.

В результате проведения этих экспериментальных работ были получены сведения о процессе задержания осадков хвойными породами деревьев (пихта) на указанных площадках в июне–сентябре 1974 года (рисунок 1.12). Данные полевых экспериментальных исследований были представлены в виде интегральных величин осадков, измеренных на открытых площадках и под кронами деревьев.

Кроме этого, в 1980...1985 гг. на территории Лениногорской водно-балансовой станции (бассейн р. Шаравка) также проводились эксперименты по определению задержания осадков древесной растительностью.

Для проведения указанных экспериментов в зимний период на склоне выбирался участок леса с наиболее характерным составом пород деревьев и кустарников. На участке намечалась площадка размером не менее 50×50 м. Этот участок был выбран недалеко от прогалины (15×15 м), расположенной на той же высоте. Снегосъемки производились на площадке и на прогалине. При этом на прогалине высота снега определялась в 20 точках, а его плотность – в пяти точках. На площадке они измерялись соответственно через 1 и 5 м на пяти линиях, расположенных вдоль склона. Всего на площадке было произведено 250 измерений высоты снега и 50 – плотности. При определении высоты и плотности снега в журнале снегосъемки делались отметки о породе деревьев, под которыми производились измерения. Температура воздуха при снегосъемках определялась по данным метеорологической станции Риддер (Лениногорск).

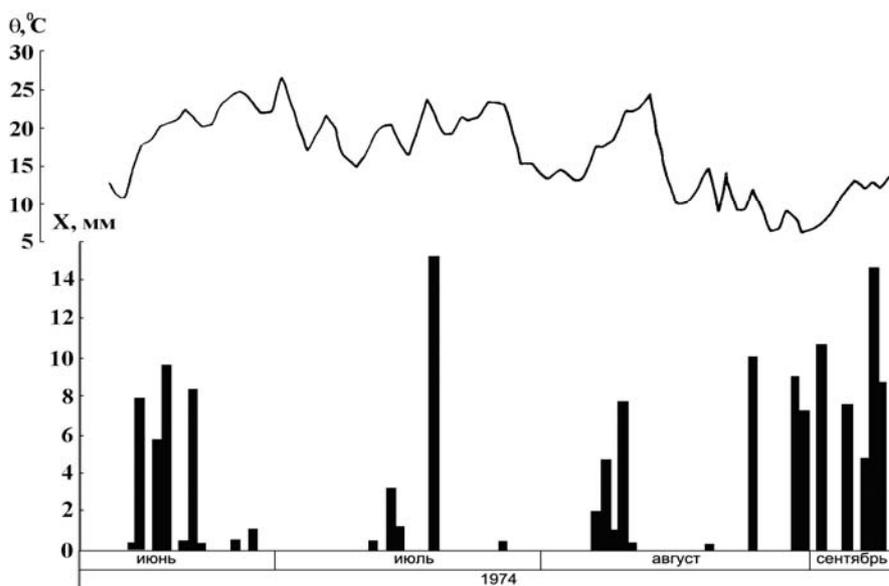


Рисунок 1.12 – Хронологический график атмосферных осадков по МС Риддер (Лениногорск) в период проведения работ по определению их задержания древесной растительностью.

В летнее время на грунт под различными видами деревьев устанавливались около 80 осадкомеров, представляющих собой оцинкованные ведра. В качестве эталона использовался осадкомер, установленный на открытой площадке. Осадки измерялись сразу же после их выпадения.

Результаты проведенных экспериментов показали, что в зимний период хвойными породами деревьев задерживается и расходуется на испарение 30...40 % выпадающих твердых осадков. Задержание осадков лиственными породами и кустарником значительно меньше. В летний период (таблица 1.6) хвойными породами деревьев в среднем задерживается около 30 % жидких осадков, а лиственными породами – около 15 %. Кустарниками задерживается около 10 % выпадающих жидких осадков.

Полученные за теплый период 1974 г. зависимости слоя осадков, задержанных кронами пихт, от их общего количества для площадок № 1 и № 2 (рисунок 1.13) в пределах заполнения регулирующей емкости растительного покрова (4...5 мм) – линейны. При выпадении значительных осадков в течение длительного времени их задержание продолжается и выше указанных пределов за счет влаги, испарившейся с растительного покрова.

Таблица 1.6 – Задержание жидких осадков растительностью в бассейне р. Шаравка за 1982...1984 гг.

Вид растительности	Сумма выпавших осадков, мм	Сумма задержанных осадков,	
		мм	%
Хвойные породы	795	245	31
Лиственные породы	763	115	15
Кустарник	512	54	11

Зависимости задержанных осадков от их общего количества для многочасовых дождей 30–31.08.74 и 8–9.09.74, показаны на рисунках 1.14 и 1.15, из которых видно, что при выпадении значительных осадков задержание продолжается и после того, как его величина достигает предельных размеров регулирующей емкости. Однако в этом случае оно осуществляется с меньшей интенсивностью, чем при наличии свободной емкости растительного покрова. Это связано с тем, что освобождение указанной емкости лимитируется интенсивностью испарения задержанной влаги.

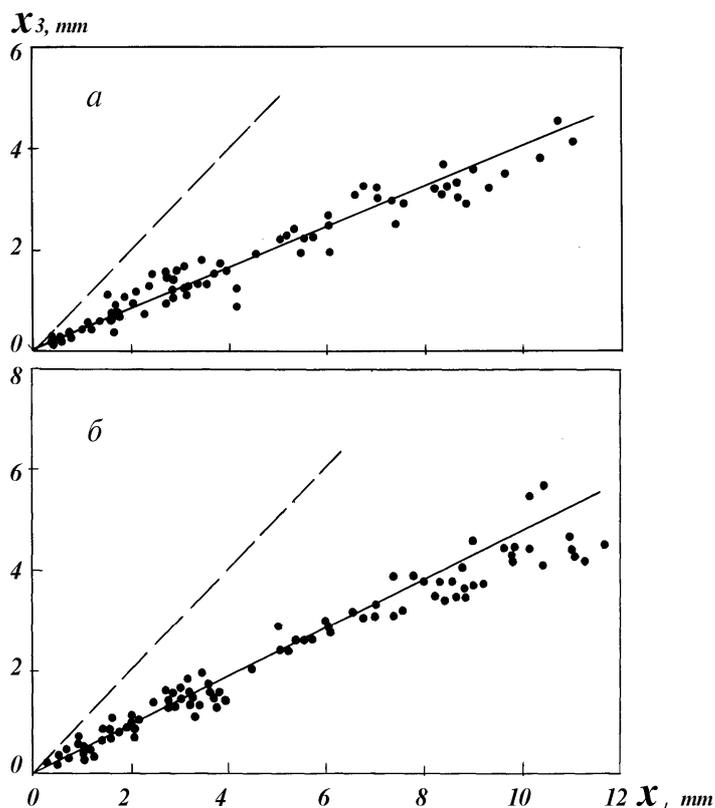


Рисунок 1.13 – Зависимость слоя осадков, задержанных кронами пихт в теплый период 1974 г. X_3 , от общего количества X (а – площадка № 1, б – площадка № 2).

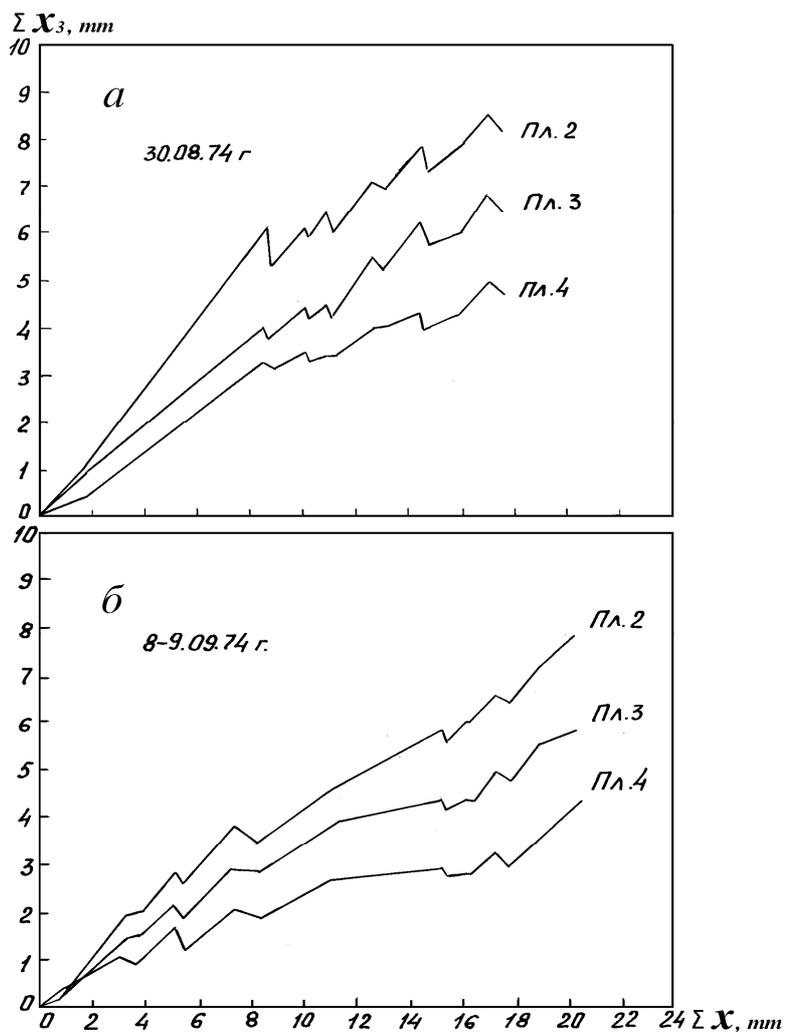


Рисунок 1.14 – Задержание влаги древесной растительностью (пихта) на экспериментальных площадках №2,3,4 от слоя осадков выпавших 30.08.1974 г. (а) и 8-9.09.1974 г (б).

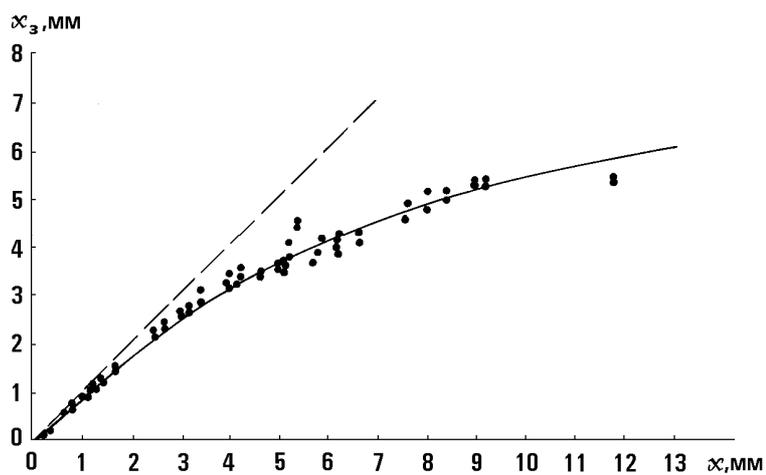


Рисунок 1.15 – Зависимость слоя осадков, задержанных кронами пихт в холодный период X_3 , от их общего количества X (1973 г., площадки №1, 2)

За холодный период 1973 г. зависимость слоя задержанных осадков от их общего количества существенно нелинейная (рисунок 1.15) и может быть аппроксимирована кривой экспоненциального вида.

С целью проверки адекватности предложенной модели были проведены расчеты задержания осадков кронами пихт для площадок № 1– 4 за теплый период 1974 г. При моделировании использовались данные наблюдений за температурой воздуха по метеорологической станции Риддер (Лениногорск). Максимально возможное испарение определялось с помощью следующего выражения [51, 52]:

$$E_0 = (A + B\theta)\exp 0,118z \quad (1.56)$$

где θ – температура воздуха в °С; z – высота местности, км; A и B – эмпирические параметры для Западного Алтая равные соответственно 0,60 и 0,28 для суточных интервалов времени.

Параметры V_{\max} и α определялись с помощью аналогичных графиков, приведенных на рисунках 1.13, 1.15. Остальные параметры определялись с помощью оптимизации. Расчет задержания осадков осуществлялся по суточным интервалам времени, а для отдельных многочасовых дождей – по 30-минутным интервалам времени.

В таблице 1.7 приведены значения параметров модели задержания осадков древесной растительностью (пихта), использованные при моделировании указанного процесса по суточным интервалам времени.

Таблица 1.7 – Параметры модели задержания осадков древесной растительностью (пихта)

Параметры	Номер площадки			
	1	2	3	4
V_{\max}	5	6	5	3
α	0,4	0,48	0,40	0,24
k_4	0,2	0,2	0,2	0,2
k_5	2	2	2	2

Следует отметить, что между параметрами V_{\max} и α существует определенная связь. Для площадок № 1 – 4 приближенное соотношение $\alpha = 0,08 V_{\max}$ может быть использовано при оценке и уточнении параметров модели.

В среднем значение параметра V_{\max} для различных пород деревьев Западного Алтая в теплый период года характеризуется следующими величинами: хвойные – 3,5...4,5 мм; лиственные – 3,0...4,0 мм; кустарник – 1,5...1,7 мм. В холодный период года параметр V_{\max} несколько меньше: для хвойных пород он равен 3,0...3,5 мм; для лиственных пород и кустарников – около 1,5 мм. Коэффициент α в летний период изменяется от 0,2...0,3 (лиственные леса и кустарники) до 0,4 (хвойные леса).

При выполнении расчета задержания осадков для отдельных многочасовых дождей по тридцатиминутным интервалам времени проводилось некоторое уточнение параметров V_{\max} и k_5 . Это связано с небольшим разбросом указанных параметров для отдельных дождей, обусловленным изменением водоотталкивающих свойств игл и листьев в процессе фазового развития растений или воздействия предшествующих осадков.

На рисунке 1.16 приведены графики изменения слоя жидких осадков, выпавших в первой декаде сентября 1974 г., а также наблюдаемых и рассчитанных значений их задержания кронами пихт на площадках № 2 и № 4. Задержание осадков на этих площадках существенно раз-

личается. Это различие обусловлено размерами регулирующей емкости растительного покрова этих площадок. На графиках видно, что через некоторое время после полного заполнения регулирующей емкости задержание осадков продолжается за счет заполнения ее части, освободившейся при испарении влаги.

Приведенные графики показывают хорошее соответствие рассчитанных и наблюдаемых значений задержанных осадков. Это указывает на то, что с помощью предлагаемой модели осуществляется достаточно адекватное описание рассматриваемого процесса.

Кроме этого, для проверки адекватности модели, были использованы более двухсот суточных значений выпавших осадков и величин их задержания кронами пихт. Как отмечалось выше, эти материалы были получены летом 1974 г. в результате выполнения экспериментальных работ по определению задержания осадков древесной растительностью (пихта) на площадках № 1 – 4 (Западный Алтай). В результате моделирования рассматриваемого процесса по суточным интервалам времени за летний период 1974 г. были рассчитаны значения задержания осадков кронами пихт на указанных четырех площадках.

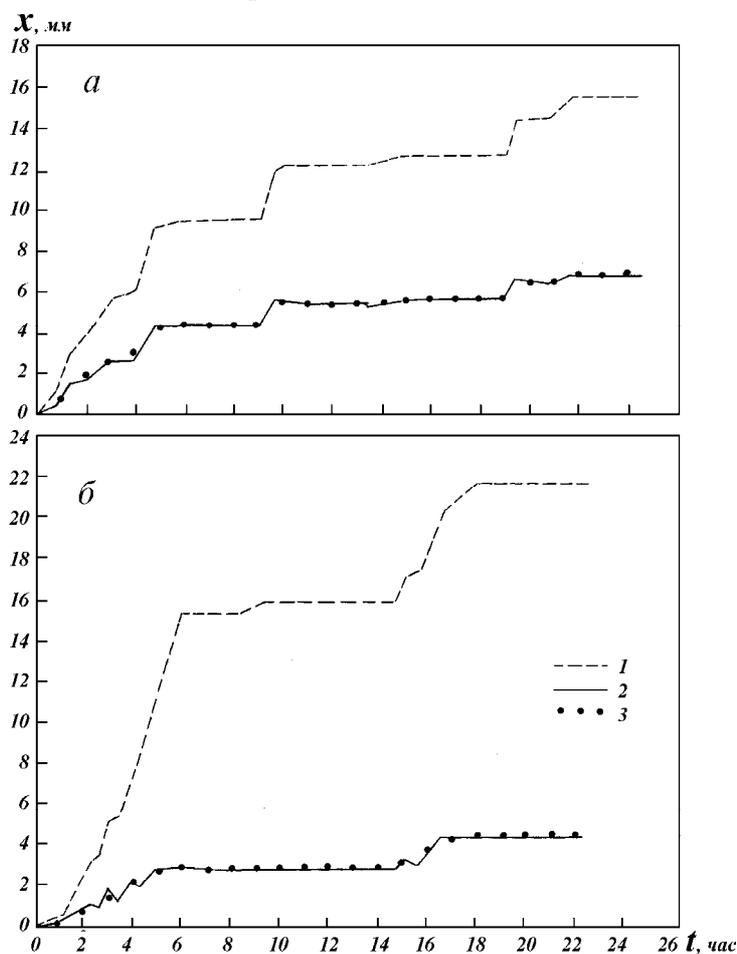


Рисунок 1.16 – Изменение слоя жидких осадков, выпавших 1– 2.09.1974 г. на площадку №2 (а) и 8 – 9.09.1974 г. на площадку №4 (б) и их задержания кронами пихт (1 – слой измеренных выпавших осадков, мм; 2 – слой измеренных задержанных осадков, мм; 3 – слой рассчитанных задержанных осадков, мм).

На рисунках 1.17 и 1.18 приведены связи измеренных и рассчитанных значений осадков, задержанных кронами пихт и поступивших под кроны деревьев, для четырех экспериментальных площадок. На этих рисунках видно, что расчетные точки указанных связей располагаются вдоль линии равных значений. Это указывает на отсутствие систематических ошибок при определении рассматриваемых характеристик.

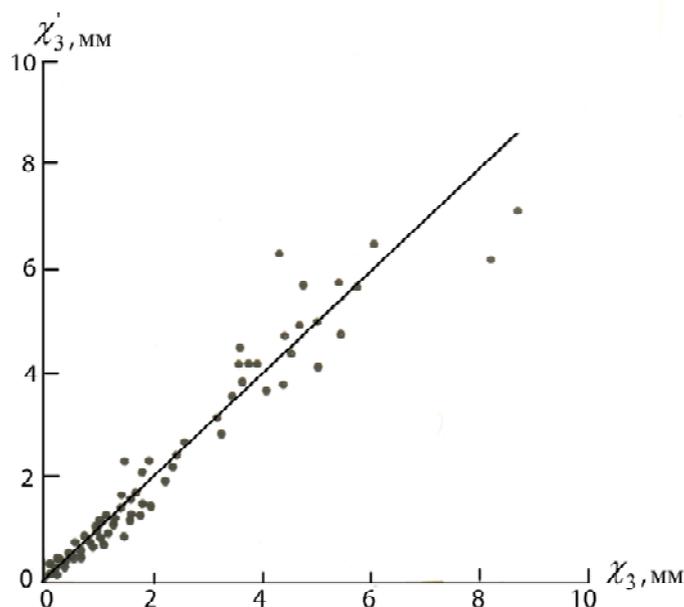


Рисунок 1.17 – Сопоставление измеренных x_3 и рассчитанных x_3' значений осадков, задержанных кронами пихт.

Как известно, для определения адекватности предлагаемой модели рассматриваемому процессу, кроме графических сопоставлений могут быть использованы такие статистические оценки, как отношение средней ошибки расчета элемента S к его среднему квадратическому отношению σ , а также коэффициент корреляции r и его вероятная ошибка. Соответствие рассчитанных и измеренных значений осадков, задержанных кронами пихт, характеризуется отношением $S/\sigma = 0,27$ и коэффициентом корреляции $r = 0,96 \pm 0,005$, а значений осадков, поступивших под кроны деревьев – отношением $S/\sigma = 0,15$ и коэффициентом корреляции $r = 0,99 \pm 0,002$. Приведенные оценки показывают, что предложенная модель может быть успешно использована для описания процесса задержания осадков растительным покровом.

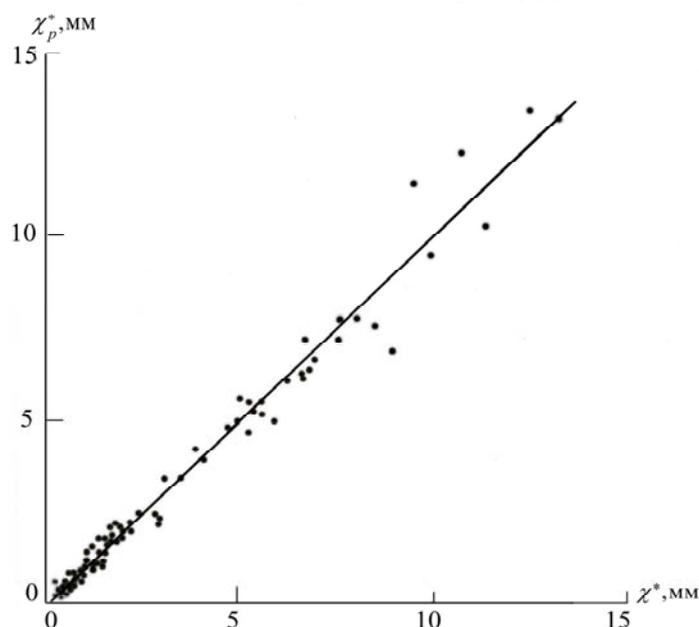


Рисунок 1.18 – Сопоставление измеренных x^* и рассчитанных x_p^* значений осадков, поступающих под кроны пихт.

Значительные трудности при расчете задержания осадков древесной растительностью в речных бассейнах обусловлены сложностью определения его сомкнутости (проективного по-

крытия). Для решения этой задачи могут быть использованы материалы аэрофотосъемок масштаба 1:5000 и крупнее, а также крупномасштабные топографические карты.

Определение сомкнутости (отношение площади проекции крон ко всей площади леса), с помощью материалов аэрофотосъемки в летний период, обычно не вызывает затруднений. Оно производится статистическим методом, то есть путем подсчета числа точек, в которых наблюдается совмещение проекции крон древесной растительности и узлов прямоугольной сетки, и общего числа точек (узлов сетки) в контуре. В этом случае сомкнутость вычисляется как отношение числа точек, в которых наблюдается указанное совпадение, к общему числу узлов сетки в данном контуре или речном бассейне.

Определение сомкнутости с помощью топографических карт является более сложным и менее точным. Как известно [53], лес – древесная растительность высотой более 4 метров и сомкнутостью крон свыше 0,2 выделяется на картах зеленой фоновой окраской. Леса подразделяются на хвойные, лиственные и смешанные. На картах порода леса показывает пояснительный условный знак (фигурка хвойного или лиственного дерева), стоящий внутри контура вместе с названием преобладающей породы деревьев (осина, береза, сосна и т.п.). Если деревья определенной породы составляют более 80 % всех деревьев, то лес обозначается одним знаком преобладающей породы. Смешанный лес обозначается двумя подписями и соответственно двумя знаками (хвойные и лиственные деревья), из которых верхняя подпись и левый знак указывают преобладающую породу. Справа от пояснительного знака породы приводится характеристика древостоя в метрах: в числителе дроби – средняя высота деревьев H_d , в знаменателе – средняя толщина стволов на высоте груди человека D_c , справа от дроби – среднее расстояние между деревьями L_d леса с сомкнутостью крон менее 0,2 (редколесье) обозначается условным знаком в виде небольших черных кружков на светлом фоне. Располагая сведениями, приведенными на крупномасштабных топографических картах и зависимостями между толщиной (диаметром) ствола на высоте груди человека D_c и диаметром крон деревьев D_k , можно рассчитать сомкнутость древесной растительности.

Параметры древесной растительности D_c и D_k также могут быть определены при проведении экспедиционных исследований. Для решения этой задачи в среднегорной зоне бассейна реки Ульби (Ульбы) (Западный Алтай) экспедиционным гидрологическим отрядом КазНИГМИ на выбранных репрезентативных участках были произведены определения высоты и диаметра стволов различных пород деревьев: осины, березы и пихты, а также диаметра их крон. Определение указанных параметров древесной растительности производилось в соответствии с приемами лесной таксации. Высота деревьев рассчитывалась по данным измеренных углов наклона визирных линий и горизонтальных проложений. Определение диаметров стволов деревьев и проекций крон на земную поверхность производилось по двум взаимно перпендикулярным направлениям: в результате из двух полученных измерений принималось среднее. В таблице 1.8 приведены статистические характеристики (среднее и среднее квадратическое отклонение) параметров древесной растительности Западного Алтая.

Данные, приведенные в таблице 1.8, показывают, что в рассматриваемом районе наибольшую высоту имеют осина (средняя высота деревьев около 20 м), а наименьшую – пихта (средняя высота деревьев около 15 м). Высота берез в среднем составляет около 16 м. Коэффициент изменчивости высоты деревьев составляет 0,22...0,33. Наибольший диаметр ствола имеет береза – в среднем около 0,30 м, наименьший – пихта, около 0,19 м. Диаметр ствола осины в среднем составляет 0,26 м. Коэффициент изменчивости диаметра ствола у пихты составляет 0,41. Наименьшее его значение – у березы, 0,28. Для осины его значение составляет 0,35. Наибольший диаметр имеет крона осины, в среднем около 6,5 м, наименьший – пихта, в среднем около 2,6 м. Диаметр кроны березы составляет около 5,4 м. Приведенные данные показывают, что диаметры крон лиственных деревьев в 2,1...2,5 раза больше диаметра кроны пихты. Коэффициент вариации диаметра кроны у пихты достигает 0,36, а у березы и осины составляет 0,28.

Таблица 1.8 – Статистические характеристики древесной растительности в бассейне р. Ульби (р. Ульбы)

Породы деревьев	Число измерений	Характеристики								
		Высота H_d			Диаметр ствола D_c			Диаметр крон D_k		
		$\overline{H_d}$	σ	c_v	$\overline{D_c}$	σ	c_v	$\overline{D_k}$	σ	c_v
Осина	70	19,7	5,73	0,29	0,26	0,091	0,35	6,34	1,76	0,28
Береза	86	16,3	3,56	0,22	0,30	0,085	0,28	5,37	1,52	0,28
Пихта	88	14,7	4,92	0,33	0,19	0,077	0,41	2,56	0,92	0,36

Ниже приведены корреляционные матрицы указанных выше характеристик древесной растительности Западного Алтая.

Таблица 1.9 – Корреляционные матрицы характеристик деревьев различных пород

Параметры	D_c	L	D_k
<i>Осина</i>			
D_c	1,00	0,39	0,86
L		1,00	0,27
D_k			1,00
<i>Береза</i>			
D_c	1,00	0,14	0,87
L		1,00	0,03
D_k			1,00
<i>Пихта</i>			
D_c	1,00	0,64	0,88
L		1,00	0,58
D_k			1,00

Данные таблицы 1.9 показывают, что между диаметром крон деревьев D_k и диаметром их стволов D_c имеются наиболее тесные связи, характеризующиеся коэффициентами корреляции 0,86...0,88. Между высотой деревьев H_d и диаметром их крон D_k связи очень слабые, за исключением пихты (коэффициент корреляции 0,58).

На рисунках (1.19), (1.20) и (1.21) показаны линейные связи диаметров ствола дерева и его кроны для осины, березы и пихты.

В таблице 1.10 приведены соотношения отдельных характеристик древесной растительности Западного Алтая.

Таблица 1.10 – Соотношения отдельных характеристик древесной растительности Западного Алтая

Осина		Береза		Пихта	
D_k/D_c	$\overline{D_k}/\overline{L}$	D_k/D_c	$\overline{D_k}/\overline{L}$	D_k/D_c	$\overline{D_k}/\overline{L}$
24,4	0,32	17,9	0,33	13,5	0,17

Используя эти соотношения и располагая сведениями о среднем диаметре стволов \bar{D}_c или средней высоте \bar{H}_d деревьев различных пород, а также средним расстоянием между ними \bar{L}_d , приведенными на топографических картах, можно приблизительно определить средний диаметр их крон, а затем и сомкнутость древесной растительности.

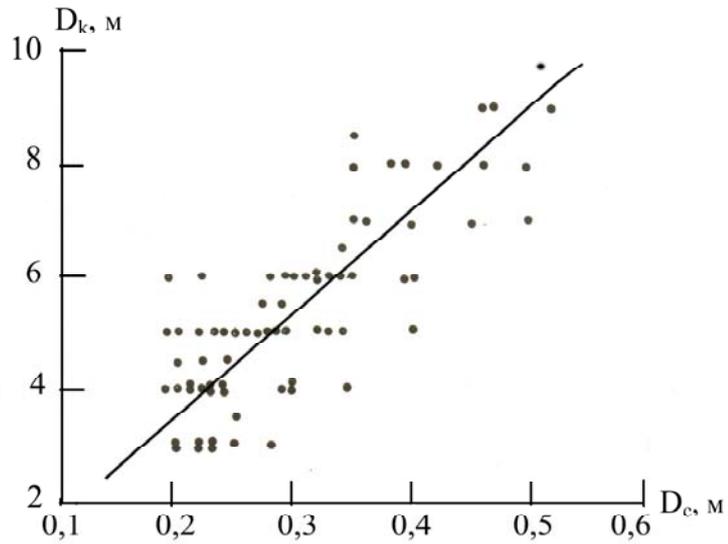


Рисунок 1.19 – Соотношение между значениями диаметра ствола D_c и кроны D_k у осины.

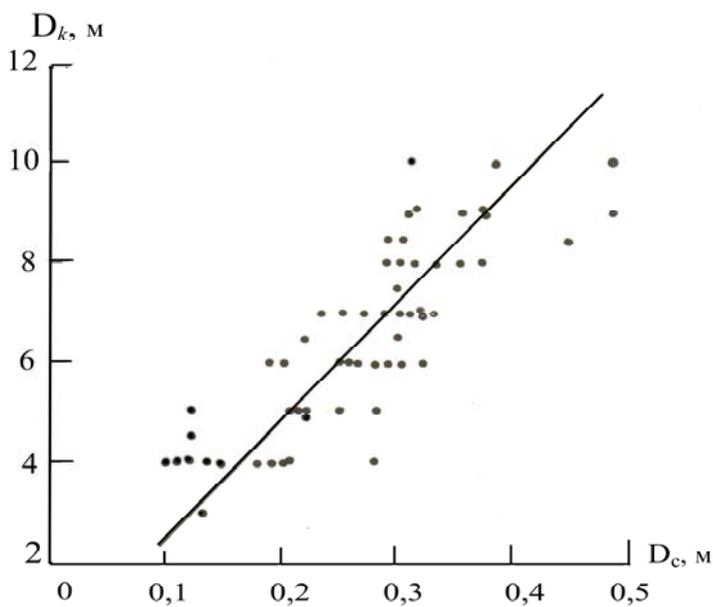


Рисунок 1.20 – Соотношение между значениями диаметра ствола D_c и кроны D_k у березы.

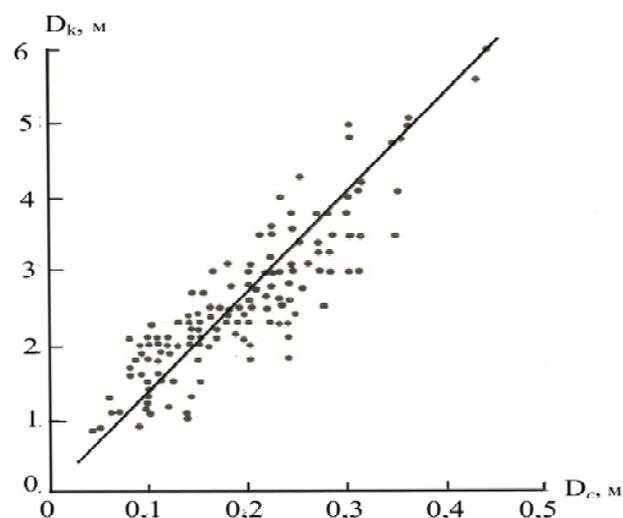


Рисунок 1.21 – Соотношение между значениями диаметра ствола D_c и кроны D_k у пихты.

Если принять, что среднее расстояние между деревьями характеризует средний диаметр круга, в котором располагается одно дерево, то сомкнутость древесного покрова на участке можно приближенно определить как квадрат отношения среднего диаметра кроны к среднему расстоянию между деревьями. Расчет сомкнутости растительного покрова и задержания осадков древесной растительностью целесообразно производить в пределах отдельных высотных зон речных бассейнов и на склонах различной экспозиции.

В заключение следует отметить, что разработанные алгоритмы позволяют достаточно адекватно описать процесс задержания осадков древесной растительностью и определить его характеристики по суточным и более коротким интервалам времени. В результате проведенных исследований установлена линейная зависимость задержанных жидких осадков от их общей величины для древесной растительности (пихта). Задержание твердых и жидких осадков происходит, как правило, по экспоненциальному закону. На основе анализа экспериментальных данных впервые для Западного Алтая установлены значения параметров задержания осадков для различных древесных пород и кустарников. Разработана схема определения сомкнутости (проективного покрытия) растительного покрова в условиях ограниченной информации. Предложенная модель задержания осадков растительным покровом может быть успешно использована при воднобалансовых исследованиях и разработке методов моделирования, расчетов и прогнозов речного стока.

1.3 Моделирование изменений плотности, альбедо и водоудерживающей способности снежного покрова

При описании процесса водоотдачи снежного покрова в период его таяния необходимо располагать сведениями о плотности снега. Однако измерение плотности снежного покрова в горах производится на очень редкой сети метеорологических станций и постов, а также отдельных пунктах снегомерных маршрутов. Этих данных в большинстве случаев недостаточно для характеристики изменения плотности в пределах отдельных высотных зон горных бассейнов. В связи с этим возникает необходимость определения плотности снега путем использования расчетных методов. При разработке этих методов должна быть предусмотрена возможность расчета плотности снега, как в период снегонакопления, так и во время его таяния. Простейшие способы определения плотности снега в период снегонакопления основаны на зависимости ее величины от продолжительности залегания снежного покрова. Наиболее физически обоснованным следует считать способ расчета, предложенный А.П. Браславским [54], учиты-

вающий все основные факторы, влияющие на плотность снега. Ниже приводится упрощенная схема расчета плотности снежного покрова в периоды снегонакопления и снеготаяния.

Запишем дифференциальное уравнение изменения плотности снега в следующем виде:

$$\frac{d\rho}{dt} = \beta_3(\rho_{\max} - \rho) \quad (1.57)$$

где ρ – плотность снега, г/см³; ρ_{\max} – максимальная плотность снега в конце снегонакопления, г/см³; β_3 – эмпирический коэффициент.

Это уравнение отражает суммарное воздействие на изменение плотности факторов, связанных с продолжительностью его залегания (возгонка и сублимация, ветер и др.). Детальное описание процесса изменения плотности в этот период приводится в монографии П.П. Кузьмина [55].

Решение дифференциального уравнения (1.57) позволяет получить следующее интерполяционное выражение для расчета плотности снега в период его формирования:

$$\rho = \rho_{\max} - (\rho_{\max} - \rho_0)\exp\{-\beta_3(t - t_0)\} \quad (1.58)$$

где ρ_0 – значение плотности в момент t_0 .

Для суточных интервалов это выражение можно записать в следующем виде:

$$\rho_n = \rho_{\max} - \alpha_1(\rho_{\max} - \rho_{n-1}) \quad (1.59)$$

где ρ_{n-1} , ρ_n – значение плотности в предшествующие и последующие сутки; $\alpha_1 = \exp\{-\beta_3\}$ – эмпирический коэффициент.

Параметр ρ_{\max} представляет собой среднее многолетнее значение плотности снежного покрова в конце периода его формирования (перед началом весеннего снеготаяния) и определяется по данным наблюдений. Его значение для леса обычно находится в пределах 0,20...0,25; а для открытой местности – 0,25...0,30. Коэффициент β_3 определяется исходя из условия наилучшего соответствия измеренных и рассчитанных значений плотности за период снегонакопления. В первом приближении он может быть принят равным 0,025. Значение соответственно α_1 составит 0,975.

Изменение плотности снежного покрова в период снеготаяния в основном связано с влиянием термического и водного факторов, обуславливающих превращение структуры снега из кристаллической в зернистую [56, 57]. В качестве характеристики, определяющей влияние указанных факторов на изменение плотности снега, может быть использовано отношение слоя талой воды, за период от начала снеготаяния до расчетной даты, к сумме запаса воды в снежном покрове перед началом снеготаяния и твердых осадков, выпавших за период от начала снеготаяния до расчетной даты. Учитывая изложенное, можно записать следующее дифференциальное уравнение:

$$\frac{d\rho}{dh^*} = \beta_4\left(\rho_{\max}^* - \rho\right); h^* = \frac{\sum h}{H} \quad (1.60)$$

где $\sum h$ – слой талой воды за период от начала снеготаяния до расчетной даты, мм; H – сумма запаса в снеге воды перед началом снеготаяния и твердых осадков, выпавших от начала снеготаяния до расчетной даты, мм; ρ_{\max}^* – максимальная плотность снега в конце снеготаяния, г/см³; β_4 – эмпирический коэффициент.

Дифференциальное уравнение (1.60) показывает, что по мере приближения плотности к максимальному значению, ее приращение, обусловленное изменением относительного стаивания h^* , уменьшается. Поэтому, при $\rho \rightarrow \rho_{\max}$ разность $\rho_{\max} - \rho$ стремится к нулю.

Решением дифференциального уравнения является функция:

$$\rho(h^*) = \rho_{\max}^* - (\rho_{\max}^* - \rho_0) \exp\left\{-\beta_4(h^* - h_0^*)\right\}. \quad (1.61)$$

Учитывая, что в начале рассматриваемого периода $h^* = 0$ для расчета плотности снега по суточным интервалам времени можно получить следующее рекуррентное выражение:

$$\rho_n = \rho_{\max}^* - (\rho_{\max}^* - \rho_{n-1}) \exp\left\{-\beta_4 \frac{h}{H}\right\}, \quad (1.62)$$

где h – суточная величина стаивания, мм; $\Delta h^* = \frac{h}{H}$ – относительная суточная величина стаивания.

Параметр ρ_{\max} на основании исследований П.П. Кузьмина [56] может быть принят равным 0,48. Коэффициент β_4 определяется с помощью материалов наблюдений, исходя из условия наилучшего соответствия рассчитанных и измеренных значений плотности снега в период снеготаяния. В первом приближении он может быть принят равным 4,5.

Значение плотности снега после снегопада может быть определено как средневзвешенное значение плотности снежного покрова до снегопада и свежеснег выпавшего снега [56]:

$$\rho_n = \frac{S_{n-1}\rho_{n-1} + x\rho_{\min}}{S_{n-1} + x}, \quad (1.63)$$

где S_{n-1} – снегозапасы в предыдущие сутки, мм; x – слой выпавших твердых осадков, мм; ρ_{\min} – плотность свежеснег выпавшего снега, г/см³.

Плотность свежеснег выпавшего снега может быть принята равной 0,10, мокрого – 0,15 [56]. На основании исследований Г.Е. Глазырина и Ю.М. Денисова [11, 58], как отмечалось выше, также можно приближенно принять, что при среднесуточной температуре $\theta < \theta_1$ выпадет сухой снег, а при $\theta_1 \leq \theta \leq \theta_2$ – мокрый снег. Значение критической температуры θ_1 , в первом приближении, можно принять равной -2°C , а $\theta_2 \approx 4^\circ\text{C}$.

При определении интенсивности снеготаяния часто возникает необходимость в использовании показателя отражательной способности (альбедо) снежного покрова. Как показали исследования Е.Б. Трофимовой [59], условия изменения альбедо снега A в период его таяния могут быть записаны в следующем виде:

$$\left. \begin{aligned} A &= A_0 \\ \frac{dA}{dt} &= -\epsilon(A - a_0)h \end{aligned} \right\}, \quad (1.64)$$

где A_0 – альбедо свежеснег выпавшего снега; a_0 – альбедо льда; t – время, сут; h – стаивание снега, мм; ϵ – эмпирический коэффициент.

Выражения (1.64) в основном правильно отражают условия изменения альbedo снега в период его таяния. Однако в приведенном выше дифференциальном уравнении, как отмечает его автор, не учитывается влияние снегозапасов на изменение альbedo снежного покрова. В дни без снегопадов и при отсутствии таяния снега предполагается, что его альbedo не изменяется. Последнее условие приближенно отражает изменение альbedo в зимний период при отсутствии снегопадов. В этот период наблюдается определенное уменьшение альbedo снежного покрова [55, 56]. При разработке модели формирования стока рек Буктырма (Бухтарма) и Каратал автором совместно с В.И. Ли было предложено следующее выражение для расчета изменения альbedo в период снеготаяния:

$$\left. \begin{aligned} A &= A_0 \\ \frac{dA}{dh^*} &= -\alpha_2(A - a) \end{aligned} \right\}, \quad (1.65)$$

где h^* – относительная величина стаивания снега; α_2 – эмпирический коэффициент; a – среднее многолетнее значение альbedo снега в конце снеготаяния, в долях от единицы.

Как известно, решением дифференциального уравнения (1.65) является функция:

$$A(h^*) = a + (A_0 - a) \exp\{-\alpha_2(h^* - h_0^*)\}. \quad (1.66)$$

Принимая в начале периода снеготаяния $h_0 = 0$, можно получить для расчета альbedo снега по суточным интервалам времени следующее рекуррентное выражение:

$$A_n = a + (A_{n-1} - a) \exp\left(-\alpha_2 \frac{h}{H}\right), \quad (1.67)$$

где A_{n-1} , A_n – соответственно предыдущее и последующее значения альbedo снежного покрова.

Коэффициент α_2 и параметр a в первом приближении могут быть соответственно равными 0,03 и 0,48.

Учитывая, что формулы (1.62) и (1.67) отражают зависимость рассматриваемых характеристик от одного и того же фактора – относительной величины стаивания, можно получить зависимость альbedo снега от его плотности в период снеготаяния. В результате проведения необходимых преобразований получим:

$$A = a + \frac{(A_0 - a)(\rho_{\max} - \rho)}{\rho_{\max} \exp(-\beta^* h^*)}, \quad (1.68)$$

где $\beta^* = \beta_4 - \alpha_2$ – эмпирический параметр.

В таблице 1.11 приведены результаты сопоставления значений альbedo, определенных П.П. Кузьминым [56] на одном из водосборов ВНИГЛ при различной плотности снежного покрова и рассчитанных с помощью формулы (1.68) при $A_0 = 0.90$ и $h^* = 0,2$.

Данные, приведенные в таблице 1.11, отражают вполне удовлетворительное соответствие значений альbedo, определенных с помощью материалов наблюдений и рассчитанных с помощью формулы (1.68). Это указывает на то, что эта формула может быть успешно использована при определении альbedo снежного покрова и периода его таяния.

Таблица 1.11 – Сопоставления значений альбедо

ρ	0,28	0,30	0,32	0,34	0,36	0,38	0,40	0,42	0,44
$A_{набл.}$	0,88	0,84	0,80	0,77	0,73	0,69	0,66	0,61	0,58
$A_{рас.}$	0,91	0,87	0,82	0,78	0,74	0,69	0,65	0,61	0,58

Следует отметить, что с увеличением плотности, а, следовательно, и влажности снежного покрова в период его таяния также увеличивается и степень загрязнения поверхности снега [56, 57]. Поэтому, параметр α_2 , определенный с помощью материалов наблюдений, отражает влияние на величину альбедо снежного покрова не только его плотности и влажности, но и загрязнения поверхности снега. В связи с этим параметр α_2 , определенный экспериментально, будет отражать и степень загрязнения снега в рассматриваемом районе. Предложения по учету влияния загрязнения снега, фирна и льда на величину альбедо рассматриваемых поверхностей приводятся в работе В.Б. Чистяева [60]. Полученные им результаты наиболее актуальны при определении альбедо таящего снега, фирна и льда в условиях их существенного, естественного и искусственного загрязнения.

В период, когда таяние снега не наблюдается, условия изменения альбедо, по-видимому, могут быть записаны в следующем виде:

$$\left. \begin{aligned} A &= A_0 \\ \frac{dA}{dt} &= -\alpha_3(A - a) \end{aligned} \right\}, \quad (1.69)$$

где α_3 – эмпирический коэффициент.

Решением дифференциального уравнения (1.69) является функция:

$$A(t) = a + (A_0 - a)\exp\{-\alpha_3(t - t_0)\}. \quad (1.70)$$

Принимая $t_0 = 0$, можно получить следующее рекуррентное выражение для расчета альбедо снежного покрова в этот период:

$$A_n = a + (A_{n-1} - a)\exp\{-\alpha_3 t\}. \quad (1.71)$$

При $t = 1$ сут, имеем

$$A_n = a + m_a(A_{n-1} - a), \quad (1.72)$$

где $m_a = \exp(-\alpha_3)$ – параметр.

Значения параметров α_2 и α_3 определялись исходя из условия наилучшего соответствия рассчитанных и измеренных величин альбедо и, в первом приближении, могут быть приняты соответственно равными 0,03 и 2,5. Среднее многолетнее значение альбедо подстилающей поверхности a в конце снеготаяния по материалам П.П. Кузьмина [55, 56] может быть равным 0,20. Если эмпирический коэффициент α_3 принять равным 2,5, то параметр m_a будет равен 0,082.

При расчете следует иметь в виду, что в дни, когда выпадает достаточное количество снега, величина альбедо резко может возрасти и достигнуть среднего значения для сухого или мокрого свежеснежавшего снега. По данным исследований П.П. Кузьмина [56] среднее значение

альбедо сухого свежавыпавшего снега \bar{A}_0 может быть принято равным 0,80; а мокрого $\bar{A}_0^* = 0,75$. В связи с изложенным, среднее (начальное) значение альбедо свежавыпавшего снега может быть определено из следующих условий:

$$A_0 = \begin{cases} \bar{A}_0 & \text{при } \bar{\theta} \leq \bar{\theta}_1 \\ \bar{A}_0^* & \text{при } \bar{\theta}_1 < \bar{\theta} < \bar{\theta}_2 \end{cases}, \quad (1.73)$$

где $\bar{\theta}_1$ и $\bar{\theta}_2$ – рассмотренные выше критические значения среднесуточной температуры воздуха, °С.

Следовательно, альбедо снежного покрова в дни со снегопадами будет равно:

$$A_n = \begin{cases} A_0 & \text{при } x > x_{\text{кр}} \\ A_{n-1} & \text{при } x \leq x_{\text{кр}} \end{cases}, \quad (1.74)$$

где x – суточная сумма твердых осадков, мм; $x_{\text{кр}}$ – критическое значение выпавших твердых осадков, выше которого наблюдается существенное увеличение альбедо, мм.

Значение $x_{\text{кр}}$, определенное исходя из наилучшего соответствия наблюдаемых и рассчитанных значений альбедо принято равным 3 мм.

На рисунках 1.22 и 1.23 показан ход наблюдаемых [61] и рассчитанных, с помощью предлагаемой методики, значений альбедо снежного покрова в бассейне р. Кызылча (Юго-Западный Тянь-Шань) 1967 г. и 1967...1968 гг. Сопоставление указанных значений показывает, что предлагаемая схема расчета альбедо может быть успешно использована при расчете снегонакопления и снеготаяния.

Способность снега удерживать в себе определенное количество жидкой влаги оказывает существенное влияние на динамику его водоотдачи [62–65].

В начальный период снеготаяния талые воды почти полностью задерживаются в снежном покрове. По мере схода снега суточная величина водоотдачи увеличивается, достигая слоя стаивания, а затем и превышая его за счет отдачи воды, задержанной снегом. Поэтому, при расчете поступления воды на поверхность бассейна крайне необходимо располагать сведениями об изменении водоудерживающей способности снега в период его таяния. Водоудерживающая способность снега γ представляет собой наибольшее количество воды, которое снег может удержать в себе после насыщения его до уровня полной влагоемкости и последующего стекания избыточной гравитационной влаги [56]. Чаще всего ее выражают в виде отношения слоя жидкой влаги, удерживаемой снегом, к запасу воды в мм.

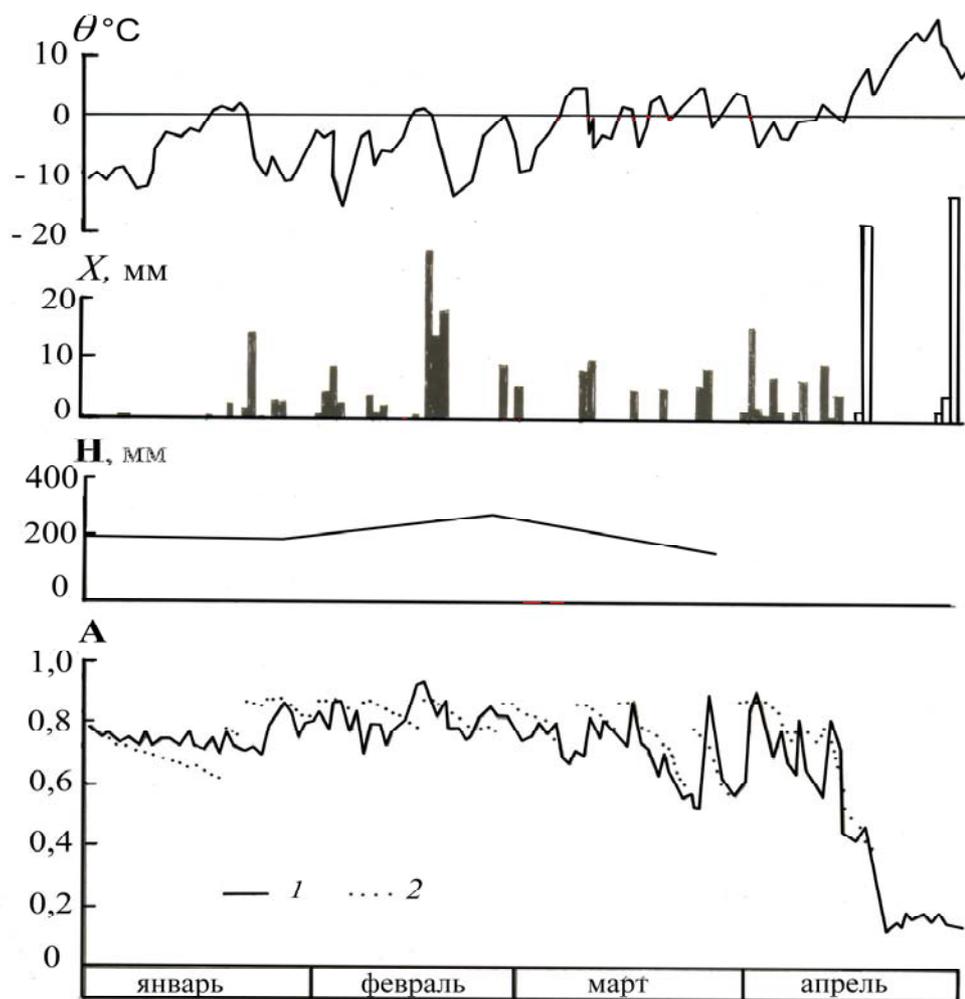


Рисунок 1.22 – Совмещенный график изменения метеорологических элементов и альbedo снежного покрова в бассейне р. Кызылча (1967 г.)
 1 – наблюдаемые значения; 2 – рассчитанные значения альbedo.

Исследования П.П. Кузьмина [56] показали, что влагоемкость снега зависит от его структуры. В частности мелкокристаллический снег обладает большей водоудерживающей способностью, чем крупнозернистый. Структура снега довольно тесно связана с его плотностью, поэтому последняя может быть использована в качестве ее характеристики. Зависимость водоудерживающей способности от его плотности впервые использована для практических расчетов А.Г. Ковзелем [63] и Е.Г. Поповым [65].

На рисунке 1.24 приведен график связи влагоемкости γ и отклонений максимальной плотности от ее соответствующих значений. График построен по обобщенным данным соответствующих значений влагоемкости и плотности снега, приведенным в работах П.П. Кузьмина [56] и Е.Г. Попова [65].

Эти данные были использованы для получения зависимости (рисунок 1.24), имеющей следующее аналитическое выражение:

$$\gamma = 1,17(\rho_{\max} - \rho)^3, \quad (1.75)$$

где γ – влагоемкость снега; $\rho_{\max} = 0,916 \text{ г/см}^3$ – плотность льда; ρ – плотность снега, г/см^3 .

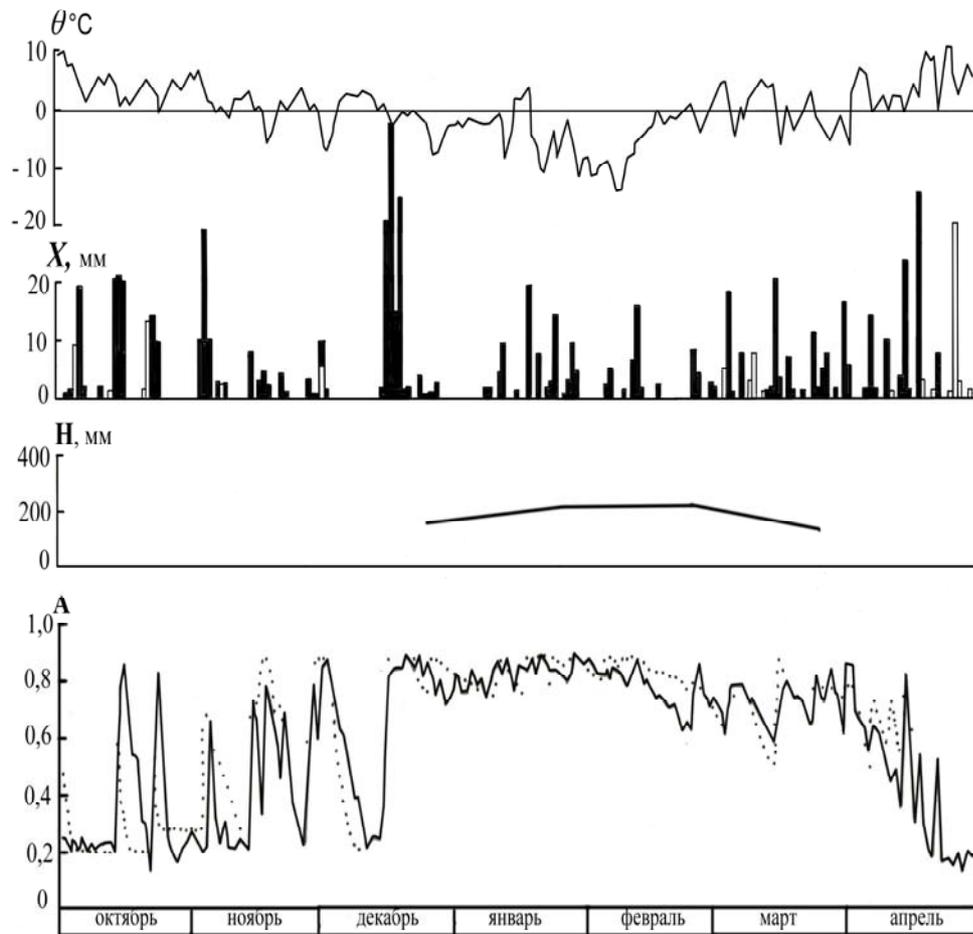


Рисунок 1.23 – Совмещенный график изменения метеорологических элементов и альbedo снежного покрова в бассейне р. Кызылча (1967...1968 гг.).

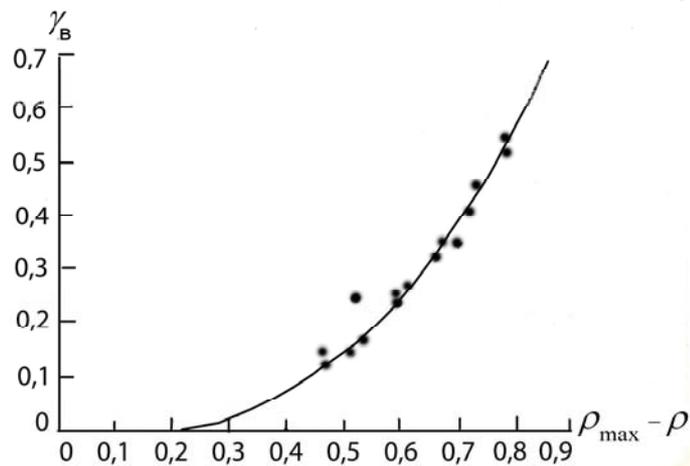


Рисунок 1.24 – График связи водоудерживающей способности снега γ_B и отклонений соответствующих значений плотности от максимального значения ($\rho_{\max} - \rho$).

Зависимость (1.75) может быть использована для определения текущих (суточных) значений влагоемкости снега по величине его плотности, рассчитанной с помощью выражений (1.58), (1.62) и (1.63).

Следует отметить, что выражение (1.75) можно записать в следующем виде:

$$\gamma - \gamma_{\min} = a(\rho_{\max} - \rho)^n, \quad (1.76)$$

где γ_{\min} – минимальное значение влагоемкости в конце таяния; a и n – эмпирические коэффициенты.

Подставив в уравнение (1.62) значения $\rho_{\max} - \rho$ и $\rho_{\max} - \rho_0$, определенные из выражения (1.76), можно получить формулу, предложенную Е.Г. Поповым [65] для расчета влагоемкости снега в период его таяния:

$$\gamma = (\gamma_0 - \gamma_{\min}) \exp\{-ch^*\} + \gamma_{\min}, \quad (1.77)$$

где γ_0 – значение влагоемкости снега в начале снеготаяния; C – эмпирический коэффициент.

Использование уравнений (1.58), (1.62), (1.63) и (1.75) позволяет определить значения влагоемкости снега в зависимости от изменений его влажности, как при формировании снежного покрова, так и в период снеготаяния.

1.4 Расчет интенсивности таяния снега и льда

Расчет снеготаяния в условиях ограниченной информации чаще всего осуществляется с помощью температурных коэффициентов. Обоснование способа расчета интенсивности снеготаяния по температуре воздуха приводится в работах В.Д. Комарова [64], Е.Г. Попова [65], М.А. Великанова [66], А.Н. Ажнова [67], О.П. Щегловой [68], В.Л. Шульца [69], Л.И. Шалатовой [70] и др. Количество снега, стаявшего за сутки, обычно принимается пропорциональным среднесуточной температуре воздуха:

$$h_c = \begin{cases} k_c \bar{\theta} & \text{при } \bar{\theta} > 0^\circ \text{C} \\ 0 & \text{при } \bar{\theta} \leq 0^\circ \text{C} \end{cases}, \quad (1.78)$$

где h_c – интенсивность снеготаяния, мм/сут; k_c – коэффициент стаивания, мм/град.сут

По данным В.Д. Комарова [64] и Е.Г. Попова [65] величина коэффициента стаивания на один градус положительной среднесуточной температуры воздуха на равнинной территории для незалесенных водосборов составляет около 5 мм/сут. В горных бассейнах величина коэффициента стаивания, по данным разных авторов, изменяется в довольно широких пределах. В Средней Азии детальные определения коэффициента стаивания выполнены для бассейна р. Варзоб на высотах от 2 до 4 тыс. м [71]. По данным этих исследований коэффициент стаивания изменяется от 4,4 до 5,9 мм/град сут и, в среднем, может быть принят равным 5 мм/град сут. Исследования коэффициента стаивания отдельных пунктов Большого Кавказа, расположенных на высотах от 1,2 до 3,2 тыс. м, показывают [72], что его средние значения изменяются в основном в пределах от 3 до 5 мм/град сут. В среднем для указанной территории его величина может быть принята равной 3,5...4,0 мм/град в сутки.

Использование коэффициентов стаивания, определенных экспериментально в отдельных пунктах бассейна для моделирования снегозапасов, часто приводит к необходимости их корректировки преимущественно в сторону занижения [3] с целью обеспечения сходимости рассчитанных и наблюдаемых характеристик снежного покрова. Причины, вызывающие необходимость изменения экспериментально определенных коэффициентов стаивания, в настоящее время полностью не установлены. По нашему мнению, это явление связано с несоответствием температур воздуха, измеренных на метеорологических станциях и на склонах в районе снеговых пунктов, расположенных на одинаковой высоте. Отмеченное несоответствие, по видимому, в основном связано с различием альбедо в районе метеорологических станций и на горных склонах. В районе метеорологических станций, расположенных, как правило, в долинах рек вблизи населенных пунктов, альбедо заснеженной поверхности вследствие хозяйственной

деятельности человека всегда ниже, чем на горных склонах, расположенных на той же высоте. Кроме этого, вследствие указанных причин, снег в районе метеостанций обычно сходит значительно раньше, чем на склонах. Указанные факторы в значительной мере обуславливают повышение температуры воздуха в районе метеорологических станций, по сравнению с температурой воздуха на склонах.

Анализ материалов наблюдений Лениногорской водно-балансовой станции показывает, что температура воздуха в районе метеорологической станции, расположенной на окраине г. Риддер (г. Лениногорск), на $1,0 \dots 1,5$ °C выше, чем на горных склонах. Поэтому, при моделировании снеготаяния использование наблюдений за температурой воздуха в пунктах, расположенных на дне горных долин вблизи населенных пунктов, приводит к необходимости корректировки коэффициентов таяния, определенных экспериментально. С целью преодоления указанного несоответствия, в данные наблюдений за температурой воздуха необходимо вводить поправки, равные разности ее значений в долине, вблизи населенных пунктов и на горных склонах. Для этого в период снеготаяния необходимо провести дополнительные экспериментальные наблюдения на горных склонах. При проведении таких наблюдений, для сопоставимости получаемых результатов, на склонах около снегомерного пункта температуру воздуха необходимо измерять приборами, помещенными в стандартную метеорологическую будку.

Как известно, коэффициент таяния изменяется в течение снеготаяния. Эти изменения в значительной мере связаны с динамикой альbedo заснеженной поверхности. Следует отметить, что в течение снеготаяния альbedo уменьшается с увеличением плотности снега [55–57]. В связи с этим становятся понятными предложения зарубежных исследователей [73] для расчета интенсивности снеготаяния использовать плотность снега:

$$h_c = 11\rho\bar{\theta} \quad , \quad (1.79)$$

где ρ – плотность снега, $\text{г}\cdot\text{см}^{-3}$.

С целью учета изменений альbedo для расчета снежного покрова может быть предложено выражение следующего вида:

$$h_c = \begin{cases} a_1\bar{\theta} + (b_1\bar{\theta} + c_1)(1-A) & \text{при } \bar{\theta} > 0^\circ\text{C} \\ c_1(1-A) & \text{при } \bar{\theta} \leq 0^\circ\text{C} \end{cases} \quad , \quad (1.80)$$

где A – альbedo снега в долях от единицы; a_1 , b_1 , c_1 – эмпирические коэффициенты.

Выражение (1.80) по общей структуре аналогично эмпирической формуле Ю.М. Денисова, полученной им с помощью материалов наблюдений за таянием снега в бассейне р. Кызылча [1]:

$$h_c = 1,8\bar{\theta} + 0,088R(1-A) \quad , \quad (1.81)$$

где R – суточная суммарная радиация.

Следует отметить, что первый член правых частей уравнений (1.80) и (1.81) характеризует интенсивность турбулентного притока тепла в снег, а второй член – интенсивность лучистого теплопритока. В отличие от уравнения (1.81), в выражении (1.80) суточная норма радиации R заменена среднесуточной положительной температурой воздуха. Возможность указанной замены обусловлена наличием линейной корреляционной связи R с температурой воздуха [74].

Выражение (1.81) также можно записать в следующем виде:

$$h_c = 1,8\bar{\theta} + 0,088B_k \quad , \quad (1.82)$$

где $B_k = R(1-A)$ – поглощенная суточная радиация.

Эмпирические формулы вида (1.82) получены В.Г. Коноваловым [75] по данным, осредненным по десяти и тридцатидневному периодам для всей территории Средней Азии. Аналогичные формулы могут быть получены и для других районов. Эти формулы позволяют приближенно оценить вклад отдельных составляющих притока тепла при таянии снежного покрова. Исследования В.Г. Коновалова показывают, что для Средней Азии интенсивность турбулентного теплопритока составляет около 55 % от общего притока тепла в снег. Для оценки вклада турбулентной и радиационной составляющих при снеготаянии также могут быть использованы результаты теплбалансовых расчетов по методике Л.Г. Шуляковского [76]. Это дает возможность, зная величину параметра k_c в формуле (1.78) и располагая данными о величине альбеда снега и интенсивности снеготаяния при $\bar{\theta} \approx 0^\circ\text{C}$, определить в уравнении (1.80) неизвестные параметры a_1 , e_1 , c_1 . Для речных бассейнов Южного и Юго-Восточного Казахстана параметры a_1 и e_1 могут быть приняты равными соответственно 2,2 и 1,6. Параметр c_1 зависит от высоты снега:

$$c_1 = \begin{cases} 2 & \text{при } h \geq 15 \text{ см} \\ 5 & \text{при } h < 15 \text{ см} \end{cases}, \quad (1.83)$$

где h – высота снега.

Условие (1.83) отражает наблюдающееся при высоте снега менее 10...15 см существенное усиление влияния парникового эффекта на процессы разрушения снежного покрова [56, 57].

Следует отметить, что номограмма Л.Г. Шуляковского также может быть успешно использована при моделировании процессов формирования стока в условиях ограниченной информации после представления ее в виде линейного уравнения [77]:

$$h_c = a_p \theta_p, \quad (1.84)$$

где a_p – средний коэффициент стаивания для всего диапазона изменений температуры воздуха, определяемый из уравнения:

$$a_p = \alpha_4 D_c + \gamma_4, \quad (1.85)$$

где D_c – дата, на которую рассчитывается интенсивность снеготаяния, выраженная числом дней от его начала; α_4 и γ_4 – параметры.

Величина θ_p – расчетная среднесуточная температура воздуха определяется из следующего уравнения:

$$\theta_p = \bar{\theta} + \Delta\theta, \quad (1.86)$$

$$\Delta\theta = \beta_5 D_c + \gamma_5, \quad (1.87)$$

где β_5 , γ_5 – параметры.

Подставив (1.87) в (1.86), получим:

$$\theta_p = \bar{\theta} + (\beta_5 D_c + \gamma_5). \quad (1.88)$$

Затем, подставив (1.85) и (1.88) в (1.84), получим следующее выражение для расчета интенсивности снеготаяния:

$$h_c = \begin{cases} (\alpha_4 D_c + \gamma_4) [\bar{\theta} + (\beta_5 D_c + \gamma_5)] & \text{при } \bar{\theta} > -2^\circ\text{C} \\ 0 & \text{при } \bar{\theta} \leq -2^\circ\text{C} . \end{cases} \quad (1.89)$$

При обобщении материалов, по определению коэффициента стаивания с помощью номограммы А.Г. Шуляковского, следует иметь в виду, что параметры α_4 и β_5 изменяются и в зависимости от широты местности [77]. Необходимо отметить, что на величину коэффициента стаивания существенно влияет залесенность бассейна, что приводит к необходимости учета этого фактора. В соответствии с исследованиями В.Д. Комарова коэффициент стаивания для площади покрытой лесом k_c^* можно рассчитать с помощью следующего выражения:

$$k_c^* = k_c \exp\{-\alpha_{\text{л}} P_{\text{л}}\} , \quad (1.90)$$

где k_c , k_c^* – коэффициенты стаивания, соответственно для открытых и залесенных участков водосбора, мм/град сут; $P_{\text{л}}$ – сомкнутость леса, в долях от единицы; $\alpha_{\text{л}}$ – параметр, равный 1,40 для хвойного леса и 0,36 для лиственного леса. Для Западного Алтая значение $P_{\text{л}}$ в среднем равно 0,4.

Переход от интенсивности снеготаяния в поле, к интенсивности снеготаяния в лесу, может быть осуществлен с помощью аналогичного выражения:

$$h_c^* = h_c \exp\{-\alpha_{\text{л}} P_{\text{л}}\} , \quad (1.91)$$

где h_c и h_c^* – интенсивность снеготаяния соответственно на открытой местности и в лесу, мм/сут.

Расчет интенсивности таяния льда и фирна производится с помощью выражений вида (1.92) или (1.93) в зависимости от среднесуточной температуры воздуха и альbedo поверхности ледника:

$$h_{\text{лф}} = \begin{cases} k_{\text{лф}} \bar{\theta} & \text{при } \bar{\theta} > 0^\circ\text{C} \\ 0 & \text{при } \bar{\theta} \leq 0^\circ\text{C} , \end{cases} \quad (1.92)$$

$$h_{\text{лф}} = \begin{cases} a_2 \theta + (b_2 \bar{\theta} + c_2)(1 - A) & \text{при } \bar{\theta} > 0^\circ\text{C} \\ c_2(1 - A) & \text{при } \bar{\theta} \leq 0^\circ\text{C} , \end{cases} \quad (1.93)$$

где $h_{\text{лф}}$ – интенсивность таяния льда и фирна, мм/сут; $k_{\text{лф}}$ – коэффициент стаивания льда и фирна, мм/град сут; a_2 , b_2 , c_2 – параметры.

Коэффициент стаивания льда и фирна обычно принимается равным 6...7 мм/град сут [69,70,78]. Параметры a_2 , b_2 и c_2 в первом приближении для районов Южного и Юго-Восточного Казахстана могут быть приняты соответственно 3,3; 2,5 и 2,0.

При математическом описании процесса поступления воды на поверхность бассейна возникает необходимость определения количества выпадающих жидких осадков и учета их влияния на интенсивность снеготаяния. Количество жидких осадков, поступающих на поверхность бассейна $x_{\text{жс}}$ (мм/сут), может быть определено с помощью следующего выражения:

$$x_{жс} = x - x_3 , \quad (1.94)$$

где x – количество жидких осадков, мм/сут; x_3 – количество жидких осадков, задержанных растительностью, мм/сут.

Методика определения x_3 будет рассмотрена ниже.

Количество воды Δh_x^* (мм), которое может образоваться в результате воздействия на снег тепла, принесенного жидкими осадками, может быть определено из следующего теплобалансового уравнения:

$$\Delta h_x^* = \frac{c\rho_x}{q_{л}} \theta_x x , \quad (1.95)$$

где $c \approx 4,1868 \cdot 10^3$ Дж/см³ К – удельная теплоемкость воды;

$\rho \approx 1$ – плотность воды; $q_{л} \approx 334,944$ Дж/г – скрытая теплота плавления льда; θ_x – температура дождевых капель, °С; x – количество выпавших осадков, мм.

Подставив в (1.95) значения указанных параметров, получим [41]:

$$\Delta h_x^* = 0,0125 \theta_x x . \quad (1.96)$$

Температуру дождевых капель при отсутствии измерений можно принимать равной температуре смоченного термометра [41].

Расчеты по уравнению (1.96) показывают, что стаивание, обусловленное поступлением тепла с жидкими осадками, сравнительно невелико. При выпадении на снег дождя со слоем $x = 2$ мм и $\theta_x = 10^\circ\text{C}$ образоваться может всего 0,25 мм талой воды. Однако материалы наблюдений за стоком показывают, что при выпадении осадков на поверхность бассейнов, покрытых снегом, часто формируются катастрофические паводки. Это указывает на то, что влияние жидких осадков на увеличение интенсивности снеготаяния, по-видимому, не исчерпывается их тепловым воздействием.

Жидкие осадки при выпадении на снег увеличивают его пористость, влажность и плотность [56,57]. Известно, что при увеличении влажности снега увеличивается его теплопроводность. Для сухого снега она равна 0,167 Вт/м.К., а для мокрого – 3,349 Вт/м.К. [79]. С увеличением плотности снега уменьшается его альбеда [60]. Вероятно, указанные явления также соответствуют увеличению интенсивности снеготаяния. Кроме того, жидкие осадки часто смывают не растаявший снег со склонов в первичную гидрографическую сеть. В процессе транспортировки водным потоком он тает, увеличивая сток в замыкающих створах речных бассейнов.

В связи с изложенным многие исследователи рекомендуют учитывать увеличение интенсивности снеготаяния за счет воздействия на снег жидких осадков путем умножения их величин на эмпирические коэффициенты [80,81]. Для приближенного учета влияния жидких осадков на интенсивность снеготаяния, выпадающих на поверхность снегового покрова, может быть использовано следующее выражение:

$$\Delta h_x = k_x \theta x , \quad (1.97)$$

где Δh_x – слой талой воды, образовавшейся в результате воздействия осадков на снежный покров, мм; θ – средняя суточная температура воздуха, °С; k_x – эмпирический коэффициент.

По своей структуре выражения (1.96) и (1.97) аналогичны. Коэффициент k_x в первом приближении может быть принят равным 0,05...0,10.

1.5 Моделирование процессов формирования снеготпасов и поступления воды на поверхность бассейна

Снеготпасы образуются в результате накопления твердых, а также частично смешанных осадков на поверхности речных бассейнов в зимний период. Уменьшение снеготпасов осуществляется за счет испарения снега и его таяния. Запас воды в снеге определяется из следующего водно-балансового уравнения:

$$S_n = S_{n-1} + x_T + z_n - h_c - \Delta h_x - E_c \quad , \quad (1.98)$$

где S_{n-1} , S_n – запасы воды в снеге соответственно в предыдущие $n-1$ и последующие n сутки, мм; z_n – количество талой и дождевой воды, задержанной в снеге и превратившейся в лед, мм/сут; E_c – интенсивность испарения снега, мм/сут.

Как известно, интенсивность испарения снежного покрова может быть рассчитана по формуле П.П. Кузьмина [57]:

$$E_c = \left(0,18 + 0,098 V_{10} \right) (e_0 - e_2) \quad , \quad (1.99)$$

где e_0 – максимальная упругость водяного пара, вычисленная по температуре поверхности снега, гПа; e_2 – абсолютная влажность воздуха на высоте 2 м от поверхности земли, гПа; V_{10} – скорость ветра по флюгеру на высоте 10 м, м/с;

Аналогичная по структуре формула для расчета интенсивности испарения (мм/сут) получена М.И. Ивероновой [82] путем обобщения материалов наблюдений на северном склоне хр. Терской (Терской) Алатау на высоте 2250 м:

$$E_c = \left(0,23 + 0,086 V_2 \right) (e_0 - e_2) \quad , \quad (1.100)$$

где V_2 – скорость ветра на высоте 2 м, м/с.

Исследования И.С. Соседова и Л.Н. Филатовой [4, 83] в центральной части северного склона хр. Илейский (Заилийский) Алатау в районе метеорологической станции Верхний Горельник, расположенной на высоте 2270 м, для расчета интенсивности испарения (мм/сут) позволили получить следующую формулу:

$$E_c = 0,26(e_0 - e_2) \quad . \quad (1.101)$$

Если в формулы П.П. Кузьмина и М.И. Ивероновой подставить скорости ветра, характерные для бассейнов Центральной части Илейского (Заилийского) Алатау в зимний период (1,5 и 2,0 м/с), то можно получить выражение вида (1.101). По исследованиям И.С. Соседова, коэффициент перехода от скорости ветра на высоте флюгера к скорости ветра на высоте 2 м изменяется преимущественно от 0,7 для северных склонов до 0,9 для южных склонов. В среднем для указанных скоростей ветра этот коэффициент может быть принят равным 0,8. В результате анализа можно установить, что коэффициенты в формуле вида (1.101) определены из выражений, полученных П.П. Кузьминым и М.И. Ивероновой, и будут соответственно равны 0,32...0,38 и 0,33...0,37. Это указывает на то, что формулы П.П. Кузьмина и М.И. Ивероновой для горных районов, характеризующихся сравнительно небольшими скоростями ветра в зимний период, дают практически одинаковые величины испарения снега, которые примерно на 35 % выше результатов, полученных И.С. Соседовым и Л.Н. Филатовой.

В равнинных районах интенсивность испарения снега (мм/сут) может быть рассчитана по региональным формулам в зависимости от дефицита влажности воздуха. К таким формулам относится выражение, предложенное П.П. Кузьминым [57]:

$$E_c = 0,37 d \quad , \quad (1.102)$$

где d – среднесуточный дефицит влажности воздуха, гПа.

Результаты исследований А.Н. Постникова показали, что в период снеготаяния числовой параметр формулы (1.102) необходимо увеличить примерно на 20 %.

Для территории Центрального Казахстана достаточно надежные результаты могут быть получены по формуле В.А. Семенова [84]:

$$E_c = 0,72d - 0,18 \quad . \quad (1.103)$$

Для территории Костанайской области аналогичная формула получена В.П. Смирновой [85]:

$$E_c = 0,64d - 0,22 \quad . \quad (1.104)$$

Графики зависимости испарения снега от дефицита влажности воздуха, полученные С.П. Рыловым, в результате анализа материалов наблюдений стоковых станций Западного и Северного Казахстана, приведены в [86].

Для расчета испарения снега в среднегорной зоне Северного склона Илейского (Заилийского) Алатау В.А. Семеновым [87] получено следующее уравнение:

$$E_c = 0,32d - 0,11 \quad . \quad (1.105)$$

В условиях ограниченной информации, когда при моделировании снежного покрова в качестве входных характеристик используются только среднесуточная температура и суточные значения осадков, непосредственно применять указанные формулы для расчета интенсивности испарения снега не представляется возможным. Однако с помощью этих формул можно по отдельным метеорологическим станциям, расположенным в пределах рассматриваемого бассейна, определить значения испарения снега за отдельные периоды, например, за период формирования снеготаяния и период снеготаяния. Затем, определив среднюю интенсивность испарения снега за указанные периоды, использовать ее при моделировании процесса изменения запасов воды в снеге. Кроме этого, для определения средней интенсивности испарения снега за указанные периоды могут быть использованы материалы непосредственных наблюдений.

Для рек Западного Алтая величина испарения снега может быть определена из следующих условий:

$$E_{СП} = \begin{cases} 0,4 & \text{при } \bar{\theta} \geq 0^\circ \text{C} \\ 0,2 & \text{при } \bar{\theta} < 0^\circ \text{C} \end{cases} \quad , \quad (1.106)$$

$$E_{СЛ} = \begin{cases} 0,5 & \text{при } \bar{\theta} \geq 0^\circ \text{C} \\ 0,3 & \text{при } \bar{\theta} < 0^\circ \text{C} \end{cases} \quad , \quad (1.107)$$

где $E_{СП}$ и $E_{СЛ}$ – интенсивность испарения снега соответственно с полевой и залесенной поверхностей речных бассейнов, мм/сут.

Определение количества талой дождевой воды, поступающей на поверхность бассейна, производится с учетом влагоемкости (водоудерживающей способности) снежного покрова. Как

известно, влагоемкостью называется способность снега или других пористых сред удерживать определенное количество воды [88]. Следовательно, влагоемкость снега представляет собой предельное значение его влажности. Обычно влажность и влагоемкость снега представляются в виде относительных величин:

$$\gamma = \frac{u}{S}, \quad \gamma_H = \frac{u_H}{S}, \quad (1.108)$$

где u, u_H ($u \leq u_H$) – влажность и влагоемкость снега, мм; S – запас воды в снеге (без учета снеговой и дождевой воды), мм; γ, γ_H ($\gamma \leq \gamma_H$) – относительные значения влажности и влагоемкости снега.

Количество воды, задержанной в снеге u , определяется с помощью следующего рекуррентного водно-балансового уравнения:

$$u_n = \begin{cases} u_{n-1} + h - H_n & \text{при } u_{n-1} + h < \gamma_H S_n \\ \gamma_H S_n - H_n & \text{при } u_{n-1} + h \geq \gamma_H S_n \end{cases}, \quad (1.109)$$

где u_{n-1}, u_n – количество воды, задержанное снегом соответственно в предыдущие ($n-1$) и последующие n сутки, мм; h – количество талой и дождевой воды, образовавшейся в текущие сутки, мм.

Количество образовавшейся талой и дождевой воды равно:

$$h = h_c + x_c + \Delta h_x \quad (1.110)$$

или

$$h = h_{\text{жс}} + \Delta h_x. \quad (1.111)$$

При соблюдении в (1.109) первого условия:

$$H_n = \begin{cases} H & \text{при } H < u_{n-1} + h \\ u_{n-1} + h & \text{при } H \geq u_{n-1} + h \end{cases}. \quad (1.112)$$

При соблюдении в (1.109) второго условия:

$$H_n = \begin{cases} H & \text{при } H < \gamma_H S_n \\ \gamma_H S_n & \text{при } H \geq \gamma_H S_n \end{cases}, \quad (1.113)$$

где H – наибольшее количество воды, задержанной в снеге, которое может превратиться в лед при определенной отрицательной температуре воздуха, мм.

Для оценки H может быть использована зависимость, полученная В.Д. Комаровым [89, 90] и для расчета по суточным интервалам времени, представленная в следующем виде [91]:

$$H = 1,55 \sqrt{\theta_{\min}}, \quad (1.114)$$

где θ_{\min} – минимальная суточная температура воздуха, °С.

При расчете H величину θ_{\min} целесообразно выразить через среднесуточную температуру воздуха с помощью зависимости $\theta_{\min} = \theta_{\min}(\bar{\theta})$. Эта зависимость, полученная с помо-

щью материалов наблюдений метеорологических станций Восточного, Юго-Восточного Казахстана, имеет следующий вид:

$$\theta_{\min} = 0,95\theta - 3,2 \quad . \quad (1.115)$$

Существенных различий в значениях параметров этой зависимости по территории не наблюдается.

Подставив (1.115) в выражение (1.114), получим:

$$H = 1,51\sqrt{\theta - 3} \quad . \quad (1.116)$$

Параметры этой зависимости, полученные для рассмотренной территории и для бассейна р. Варзоб [91] оказались достаточно близкими. Расчет интенсивности поступления воды на поверхность бассейна осуществляется с помощью следующего водно-балансового уравнения:

$$h_g = \begin{cases} u_{n-1} + h - \gamma_H S_n & \text{при } \gamma > \gamma_H \\ 0 & \text{при } \gamma \leq \gamma_H \end{cases} \quad , \quad (1.117)$$

где h_g – интенсивность поступления воды на поверхность бассейна, мм/сут; γ_H – величина влагоемкости снега, определяется по методике, изложенной выше. Для льда γ_H принимается равной нулю.

В период снеготаяния процессы поступления воды на поверхность бассейна с площади, покрытой снегом и освободившейся от него, существенно различаются. Поэтому, расчет поступления воды на поверхность бассейна для указанных выше частей необходимо производить отдельно.

Как известно, снеготаяния процессы распределяются в пределах речных бассейнов неравномерно и во время снеготаяния, в первую очередь, освобождается от снега та часть их площади, где величина снеготаяния была наименьшей. При математическом описании процесса поступления воды на поверхность бассейнов равнинных рек необходимость учета неравномерности распределения снежного покрова ни у кого не вызывает сомнений [64, 65, 92]. В математических моделях рассматриваемого процесса применительно к бассейнам горных рек указанное обстоятельство обычно во внимание не принимается [2]. В горных бассейнах южных районов стран СНГ неравномерность снеготаяния в пределах отдельных высотных зон обуславливается не только перераспределением снега под действием ветра, но и различиями в формировании снежного покрова на склонах различных экспозиций, а также сходом снежных лавин [4, 93]. К северу от 45° с.ш. неравномерность снеготаяния в указанных бассейнах, в основном, связана с их перераспределением под действием ветра и со сходом снежных лавин. По нашему мнению неравномерность распределения снежного покрова в пределах отдельных высотных зон горного бассейна, независимо от причин ее обуславливающих, должна обязательно учитываться при математическом описании процесса поступления воды на поверхность бассейна. В связи с изложенным, при расчете поступления воды на поверхность бассейна в период снеготаяния необходимо учитывать степень покрытия снегом отдельных его частей. Это дает возможность рассматривать интенсивность поступления воды отдельно для поверхностей, покрытых снегом и освободившихся от него:

$$h_{\Pi} = \Phi h_{гс} \quad , \quad (1.118)$$

$$h_0 = (1 - \Phi)h_{eo} \quad , \quad (1.119)$$

где Φ – относительная площадь бассейна, покрытая снегом; h_{ec} , h_{eo} – интенсивность поступления воды на покрытую снегом и освободившуюся от снега часть бассейна, соответственно мм/сут; $h_{п}$, h_0 – приведенная интенсивность поступления воды соответственно с покрытой снегом и освободившейся от снега части бассейна, мм/сут.

В этом случае суммарное поступление воды на поверхность бассейна определяется как сумма поступления воды с площади, покрытой снегом и освободившейся от снега:

$$h_{п0} = h_{п} + h_0 \quad , \quad (1.120)$$

где $h_{п0}$ – суммарное поступление воды на поверхность бассейна.

Для оценки неравномерности распределения снежного покрова могут быть использованы зависимости покрытости снегом отдельных высотных зон горного бассейна Φ от снеготзапасов, выраженных в долях от их максимальной величины [94]. С этой целью для определения координат зависимости $\Phi = \Phi(S)$ могут быть использованы теоретические и эмпирические кривые обеспеченности модульных коэффициентов снеготзапасов. Пример определения координат зависимости $\Phi = \Phi(S)$ путем пересчета теоретической кривой обеспеченности Φ модульных коэффициентов снеготзапасов $K = K(\Phi)$ при коэффициенте вариации $Cv = 0,3$ и коэффициенте асимметрии $Cs = 2Cv$ показаны в таблице 1.12.

Таблица 1.12 – Расчет координат зависимости $\Phi = \Phi(S)$ при $Cv = 0,3$ и $Cs = 2Cv$

K	ΔK	Φ	$\bar{\Phi} = \frac{\Phi_n + \Phi_{n-1}}{2}$	$\Delta K \bar{\Phi}$	$\Sigma \Delta K \bar{\Phi}$	$S = 1 - \Sigma \Delta K \bar{\Phi}$
0,00		1,000				1,000
	0,04		1,000	0,0400		
0,04		0,999			0,0400	0,960
	0,04		0,999	0,0400		
0,08		0,999			0,0799	0,920
	0,04		0,999	0,0400		
0,12		0,999			0,1199	0,880
	0,04		0,999	0,0400		
0,16		0,999			0,1598	0,840
	0,04		0,999	0,0400		
0,20		0,999			0,1998	0,800
	0,04		0,999	0,0400		
0,24		0,999			0,2398	0,760
	0,04		0,999	0,0400		
0,28		0,999			0,2797	0,720
	0,04		0,999	0,0400		
0,32		0,999			0,3197	0,680
	0,04		0,998	0,0399		
0,36		0,997			0,3596	0,640
	0,04		0,995	0,0398		
0,40		0,993			0,3994	0,601
	0,04		0,988	0,0395		

Продолжение таблицы 1.12

K	ΔK	Φ	$\bar{\Phi} = \frac{\Phi_n + \Phi_{n-1}}{2}$	$\Delta K \bar{\Phi}$	$\sum \Delta K \bar{\Phi}$	$S = 1 - \sum \Delta K \bar{\Phi}$
0,44		0,984				
	0,04		0,981	0,0392	0,4389	0,561
0,48		0,978				
	0,04		0,973	0,0389	0,4782	0,522
0,52		0,968				
	0,04		0,959	0,0384	0,5171	0,483
0,56		0,950				
	0,04		0,940	0,0376	0,5555	0,444
0,60		0,930				
	0,04		0,915	0,0366	0,5931	0,407
0,64		0,900				
	0,04		0,885	0,0354	0,6297	0,370
0,68		0,870				
	0,04		0,850	0,0340	0,6651	0,335
0,72		0,830				
	0,04		0,805	0,0322	0,6991	0,301
0,76		0,780				
	0,04		0,757	0,0303	0,7313	0,269
0,80		0,734				
	0,04		0,707	0,0283	0,7615	0,238
0,84		0,680				
	0,04		0,655	0,0262	0,7898	0,210
0,88		0,630				
	0,04		0,605	0,0242	0,8160	0,184
0,92		0,580				
	0,04		0,515	0,0218	0,8402	0,160
0,96		0,510				
	0,04		0,480	0,0192	0,8620	0,138
1,00		0,450				
	0,04		0,424	0,0170	0,8812	0,119
1,04		0,398				
	0,04		0,370	0,0148	0,8982	0,102
1,08		0,343				
					0,9130	0,087

Зависимость $\Phi = \Phi(S)$ строится по соответственным значениям Φ и S помещенным в соответствующих графах этой таблицы. Аналогично могут быть посчитаны и эмпирические кривые обеспеченности снегозапасов.

Зависимости $\Phi = \Phi(S)$, полученные путем использования теоретических кривых обеспеченности модульных коэффициентов с параметрами $C_V = 0,05 \dots 1,0$ и $C_S = 2 C_V$, приведены на рисунке 1.25. Они с достаточной точностью могут быть аппроксимированы выражениями следующего вида:

$$\Phi = 1 - (1 - S)^n, \quad (1.121)$$

где n – параметр, зависящий от коэффициента вариации.

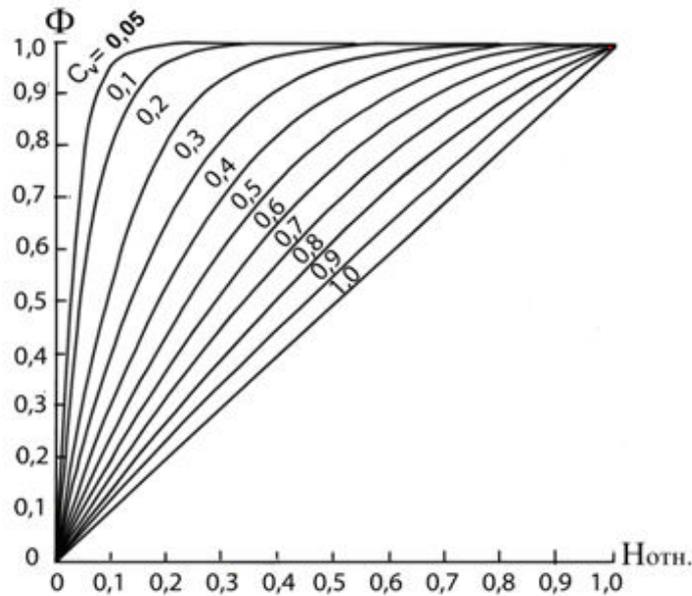


Рисунок 1.25 – График зависимости $\Phi = f(H_{отн.}, Cv)$.

Зависимость параметра n от коэффициента вариации (рисунок 1.26) может быть аппроксимирована с помощью следующего выражения:

$$n = 2Cv^{-0,9} - 1 \quad (1.122)$$

Подставив значения (1.122) в (1.121), получим:

$$\Phi = 1 - (1 - S)^{2Cv^{-0,9} - 1} \quad (1.123)$$

Полученное выражение может быть успешно использовано для расчета степени покрытия снегом склонов различных экспозиций в пределах отдельных высотных зон горных бассейнов при значениях коэффициентов вариации снеготпасов $Cv = 0 \dots 1,0$ и $Cs = 2Cv$. Кроме этого, по известным значениям покрытости Φ и относительных снеготпасов S , с помощью выражения (1.123), может быть произведена оценка коэффициента вариации снежного покрова.

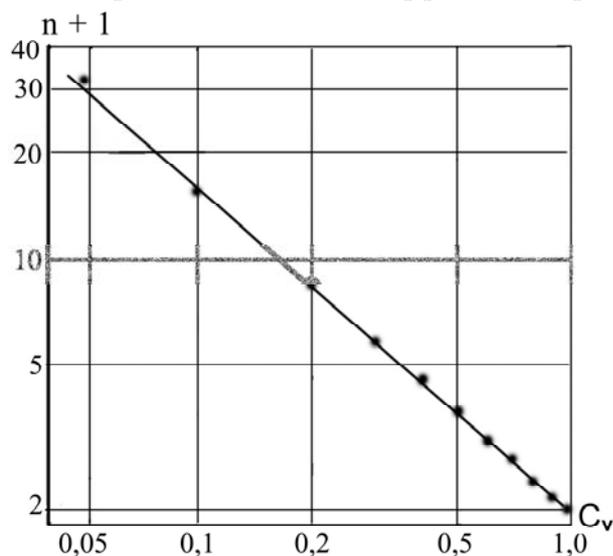


Рисунок 1.26 – Зависимость параметра $n + 1$ от коэффициента вариации запаса воды в снежном покрове

Поступление воды на поверхность ледниково-фирнового бассейна осуществляется в процессе таяния снега, фирна, льда, а также выпадения жидких осадков. Таяние фирна и льда начинается после завершения снеготаяния. Расчет поступления воды на ледниково-фирновую поверхность в период снеготаяния производится по приведенной выше схеме. Поступление воды за счет таяния льда и фирна может быть рассчитано с помощью следующего выражения:

$$h_{\text{лф}}^* = h_{\text{лф}} [k_6 \Phi + k_7 (1 - \Phi)] \quad , \quad (1.124)$$

где $h_{\text{лф}}^*$ – поступление воды за счет таяния льда и фирна, мм/сут; k_6 и k_7 – коэффициенты, характеризующие количество стаявшего льда или фирна по отношению к его возможному значению в условиях, когда запас воды в снеге не превышает возможную величину его стаивания за рассматриваемые сутки, соответственно, для поверхностей покрытых снегом и освободившихся от него.

Эти коэффициенты, изменяющиеся в пределах 0...1, могут быть определены из следующих условий:

$$k_6 = \begin{cases} 0 & \text{при } H'_{n-1} > h'_n \\ 1 - \frac{h'_n}{H'_{n-1}} & \text{при } H'_{n-1} \leq h'_n \\ 1 & \text{при } H'_{n-1} = 0 \end{cases} \quad (1.125)$$

$$k_7 = \begin{cases} 0 & \text{при } H''_{n-1} > h''_n \\ 1 - \frac{h''_n}{H''_{n-1}} & \text{при } H''_{n-1} \leq h''_n \\ 1 & \text{при } H''_{n-1} = 0 \end{cases} \quad (1.126)$$

где H'_{n-1} и H''_{n-1} – снеготолщины, оставшиеся на поверхности льда и фирна в конце предшествующих суток соответственно для поверхностей, покрытых снегом и освободившихся от него, мм; h'_n и h''_n – возможная величина стаивания снега за рассматриваемый суточный интервал соответственно для поверхностей, покрытых снегом и освободившихся от него, мм.

Основные условия (1.125) и (1.126) определяются из следующих соображений. Например, температура $\bar{\theta}_1$ отражает количество тепла, израсходованного на стаивание оставшегося снега H'_{n-1} , запас которого меньше возможной величины стаивания h'_n . Тогда, при условии, что $\bar{\theta} > \bar{\theta}_1$, определим, исходя из выражения (1.78), реальную и возможную величины стаивания льда и фирна:

$$h_{\text{лф}}^* = k_{\text{лф}} (\bar{\theta} - \bar{\theta}_1) \quad , \quad (1.127)$$

$$h_{\text{лф}} = k_{\text{лф}} \bar{\theta} \quad . \quad (1.128)$$

В соответствии с (1.78) величину $\bar{\theta}_1$ можно выразить следующим образом:

$$\bar{\theta}_1 = \frac{H'_{n-1}}{k_c} . \quad (1.129)$$

Подставив (1.129) в (1.127), имеем:

$$h_{\text{лф}}^* = k_{\text{лф}} \left(\bar{\theta} - \frac{H'_{n-1}}{k_c} \right) . \quad (1.130)$$

Исходя из определения, коэффициент k_6 равен частному от деления реальной величины стока на его возможные значения. Поэтому, разделив (1.130) на (1.128) и учитывая (1.78), получим:

$$k_6 = 1 - \frac{H'_{n-1}}{h'_n} . \quad (1.131)$$

Аналогично можно получить основное условие и для коэффициента k_7 .

Таким образом, суммарное поступление воды на поверхность горно-ледникового бассейна будет равно:

$$h = h_{\text{по}} + h_{\text{лф}} . \quad (1.132)$$

Расчет поступления воды производится для каждой высотной зоны. Эти зоны имеют одинаковые высотные интервалы, которые обычно принимаются равными 0,05...0,20 км. Сумма поступления воды со всех высотных зон представляет собой суммарное поступление воды на поверхности горно-ледникового бассейна.

В заключение следует отметить, что поступление воды на поверхность бассейна необходимо определять в соответствии с причинами ландшафтно-дифференциального способа расчета водного баланса горных территорий, разработанного И.С. Соседовым [4] в развитие географо-гидрологического метода, общие идеи которого были выдвинуты В.Г. Глушковым в 1931–1932 гг. [95]. Поэтому, расчет поступления воды на поверхность бассейна осуществлялся по высотным зонам, дифференцировано для полевой, залесенной и горно-ледниковой частей бассейна, а также по склонам различных экспозиций. В период снеготаяния расчет поступления воды производился отдельно для площади покрытой снегом и освободившейся от него. Общее поступление воды определялось путем суммирования его значений, полученных для отдельных частей и высотных зон горного бассейна.

2 МОДЕЛИРОВАНИЕ ПРОЦЕССОВ ИСПАРЕНИЯ, ИЗМЕНЕНИЯ ВЛАГОЗАПАСОВ И ПРОМЕРЗАНИЯ ПОЧВОГРУНТОВ

Увлажнение речных бассейнов является одним из основных факторов, определяющих условия стокообразования. Оно в значительной мере определяет инфильтрационные свойства мерзлых почвогрунтов при формировании весеннего стока [64, 65, 67]. Дефицит влажности верхнего слоя почвогрунтов, при формировании почвенно-грунтового и поверхностного стока, является достаточно надежной характеристикой начальных потерь.

Динамика влагозапасов в определенном слое почвогрунтов зависит от величины осадков и суммарного испарения. При расчете влажности величина осадков может быть определена путем непосредственных наблюдений. Величину суммарного испарения, вследствие трудоемкости его измерения в настоящее время, можно определить только путем использования расчетных методов. Следует отметить, что в прогностической практике широко используются косвенные характеристики величины влагозапасов – индексы предшествующего увлажнения [18, 65, 96]. Однако при разработке моделей формирования стока, как справедливо отмечается в работе [97], желательнее использовать непосредственные характеристики увлажнения речных бассейнов.

Промерзание и оттаивание почвогрунтов определяет интенсивность и нестационарность процесса инфильтрации талых вод при формировании стока в период снеготаяния. Теоретическое и экспериментальное обоснование методов расчета и прогноза стока в период весеннего половодья, основанных на учете потерь воды на инфильтрацию в мерзлые почвы, впервые дано в работах В.Д. Комарова [64]. В последние годы эти исследования успешно продолжены И.Л. Калюжным и К.К. Павловой [98], в которых показано, что в период весеннего снеготаяния при инфильтрации воды в мерзлые почвы часто образуется водонепроницаемый слой, снижающий потери талых вод на инфильтрацию. Они также установили, что влияние этого слоя на величину потерь стока определяется его мощностью, распространением на водосборе и продолжительностью существования. Результаты исследования указанных авторов показывают, что мощность водонепроницаемого слоя и продолжительность его существования зависят от глубины промерзания почвы. В связи с этим задача, совершенствования способов определения промерзания и оттаивания почвогрунтов, является чрезвычайно актуальной как для равнинных, так и для горных районов, характеризующихся слабой гидрометеорологической изученностью. При разработке методов прогноза стока талых вод необходимо располагать простыми, но достаточно гибкими способами расчета промерзания и оттаивания почвогрунтов.

2.1 Определение максимально возможного испарения

Одним из основных вопросов расчета запасов почвенной влаги и испарения является определение испаряемости. Испаряемостью называют максимально возможную величину испарения при данных метеорологических условиях и оптимальном увлажнении подстилающей поверхности. Как известно, каждый автор вкладывает в это понятие различное содержание [97, 99]. Одни исследователи под испаряемостью подразумевают испарение с поверхности воды в испарителе или испарительном бассейне, другие – испарение с крупного естественного водоема. Менее распространенным является представление об испаряемости, как о величине испарения с поверхности увлажненной почвы, покрытой растительностью. В этом случае испаряемость инструментально определяется с помощью небольших испарителей (испаромеров) с оптимально увлажненной почвой. Использование в качестве испаряемости величины испарения, измеренного с помощью испарителя ГГИ–3000 или испарительного бассейна площадью 20 м², также является нежелательным, так как испарение, измеренное с помощью этих приборов, установленных на суше, как правило, является завышенным. Это объясняется значительными различиями значений водяного пара над испарителем и окружающей поверхностью, влажность которой бывает ниже оптимальной в течение большей части теплого периода. Аналогичным недостатком обладают и способы, основанные на использовании в качестве испаряемости величины испарения, измеренного с помощью испаромеров с оптимально увлажненной почвой.

Использование этих приборов в горных условиях может привести к несопоставимости величин испарения (испаряемости), измеренных в различных высотных зонах. Как известно, в высокогорной зоне увлажнение в течение всего теплого периода близко к оптимальному. Поэтому, здесь величина испарения, измеренного с помощью испаромера с оптимально увлажненной почвой, будет близка к величине испаряемости. В то же время, в низкогорной зоне будут наблюдаться значительные различия увлажненности почвенного монолита испаромера и верхнего слоя почвогрунтов окружающей поверхности. Эти различия, как указывалось выше, должны привести к завышению испаряемости. В работе [100] совершенно правильно указывается на необходимость введения поправок в показания этих приборов при различии влажности почвы в испаромерах и на окружающей территории. В настоящее время методика введения таких поправок не разработана. Поэтому, при использовании величины испарения, измеренного с помощью испаромера с оптимально увлажненной почвой в качестве испаряемости, можно получить неправильные выводы при обобщении материалов наблюдений. По нашему мнению, эти способы довольно далеки от понятия испаряемости как о величине предельно возможного испарения в естественных условиях. Они позволяют в большинстве случаев определить только косвенные, часто не сопоставимые между собой, показатели испаряемости.

В качестве характеристики испаряемости лучше всего принимать величину испарения с оптимально увлажненной и покрытой растительностью поверхности речного бассейна. При этом, как отмечает А.И. Будаговский [100] и А.Р. Константинов [101], необходимо, чтобы растительность находилась в стадии активной вегетации. Эта величина в наибольшей степени соответствует понятию испаряемости. Исследования А.И. Будаговского [100], А.Р. Константинова [101], С.И. Харченко [102], В.С. Мезенцева и И.В. Карнацевича [74] показывают, что оптимальное увлажнение почвы соответствует ее состоянию при 70...100 % наименьшей влагоемкости. На основании экспериментальных данных С.И. Харченко пришел к выводу, что в условиях оптимального увлажнения почвы, испаряемость по своей сущности тождественна с оптимальным испарением. Таким образом, испаряемостью мы будем называть величину испарения, измеренного в естественных условиях в периоды оптимального увлажнения почвы и активной вегетации растений.

В связи с тем, что испаряемость не может быть надежно измерена в течение всего вегетационного периода, возникает необходимость ее расчета по эмпирическим формулам. Оценка параметров этих формул должна производиться с помощью материалов наблюдений за испарением и определяющими факторами в естественных условиях в периоды оптимального увлажнения почвы и активной вегетации растений. В частности, для расчета испаряемости могут быть использованы характеристики, непосредственно отражающие теплоэнергетические ресурсы процесса суммарного испарения. Как известно [74, 103–105], теплоэнергетическими ресурсами процесса испарения практически является сумма положительных значений радиационного баланса R^+ и турбулентного теплообмена P^+ :

$$LE_0 = R^+ + P^+ \quad , \quad (2.1)$$

где L – скрытая теплота испарения воды (Дж/м²); E_0 – максимально возможное испарение (испаряемость).

Используя достаточно тесные зависимости величин годового радиационного баланса R_{Γ} с R^+ и P^+ , В.С. Мезенцев и И.В. Карнацевич получили следующие выражения:

$$R^+ = 1,28R_{\Gamma} \quad , \quad (2.2)$$

$$P^+ = 6,8 - 0,082R_{\Gamma} \quad , \quad (2.3)$$

$$LE_0 = 8,6 + 1,15R_{\Gamma} \quad (2.4)$$

Заменив в формуле (2.4) значение R_{Γ} в соответствии с уравнением (2.2), получим:

$$LE_0 = 8,6 + 0,90R_{\Gamma} \quad (2.5)$$

Однако формулы (2.4) и (2.5), основанные на учете непосредственных характеристик теплоэнергетических ресурсов процесса испарения, в настоящее время не могут быть рекомендованы для расчета испаряемости, в связи с недостаточным количеством пунктов наблюдения за элементами радиационного баланса. На современном этапе исследований более предпочтительными являются зависимости испаряемости E_0 от метеорологических факторов, в частности от характеристик температурного режима.

Как известно, доля транспирации в суммарном испарении велика и, как правило, находится в пределах 50...80 % от его величины. В связи с этим Lee С.Н. [106] высказал мнение, что расход воды на транспирацию примерно на 60 % зависит от температуры воздуха, на 30...35 % от его влажности и на 5 % – от скорости ветра. Thorntwaite С. W. также считает, что температура воздуха оказывает наибольшее влияние на процесс испарения [107, 108]. Поэтому, предложенные различными авторами формулы и номограммы расчета испаряемости основаны на зависимости ее величины от температуры воздуха, его влажности и скорости ветра. В качестве примера успешного использования таких зависимостей можно привести простейшую количественную характеристику испаряемости, предложенную Г.Т. Селяниновым [109]:

$$E_0 = 0,1\sum\theta_{>10^{\circ}} \quad (2.6)$$

где $\sum\theta_{>10^{\circ}}$ – сумма среднесуточных температур ($\theta > 10^{\circ}\text{C}$) за рассматриваемый период.

Для приближенного определения испаряемости также может быть использована зависимость ее величины от дефицита влажности воздуха [25, 74, 101], которая в общем случае является нелинейной:

$$E_0 = cd^n \quad (2.7)$$

где d – среднесуточный дефицит влажности воздуха; c – параметр, зависящий от типа подстилающей поверхности; n – параметр, изменяющийся в зависимости от климатических условий преимущественно в пределах 0,5...0,8.

Заслуженной известностью пользуется номограмма, предложенная А.Р. Константиновым [101]. В ее основу положена зависимость испаряемости от температуры и влажности воздуха. Большое распространение получили также формулы В.С. Мезенцева и И.В. Карнацевича [74], Торнтвейта [107], Хауда [110] и др. Однако формулы упомянутых авторов предназначены для определения испаряемости за длительные интервалы времени (месяц, сезон, год). При моделировании условий формирования стока в речном бассейне необходимо знать максимально возможное испарение за суточные интервалы времени.

Исследования М.И. Будыко [104, 105], В.С. Мезенцева и И.В. Карнацевича [74] показали, что между R_{Γ} и суммами среднесуточных температур более 0°C и более 10°C существуют достаточно тесные связи. Использование зависимости $R_{\Gamma} = R_{\Gamma}(\sum\theta_{>10^{\circ}})$ и связи сумм положительных температур более 10°C и более 0°C [74], позволяет получить выражение для определения годовой величины испаряемости:

$$E_0 = 215 + 0,207 \sum \theta \quad , \quad (2.8)$$

где θ – среднесуточная положительная температура воздуха ($^{\circ}\text{C}$).

Для интерполяционных расчетов, связанных с необходимостью определения суточных значений испаряемости, может быть рекомендована формула такого же вида:

$$E_0 = \alpha + \beta \theta \quad , \quad (2.9)$$

где α – параметр, характеризующий величину испаряемости (мм/сут) при $\theta = 0^{\circ}\text{C}$; β – параметр, характеризующий увеличение испаряемости с увеличением среднесуточной температуры воздуха.

Материалы наблюдений за испарением, с помощью испарографа (лизиметра), полученные в периоды, когда влагозапасы на окружающих склонах были близки к оптимальным, подтвердили наличие линейных зависимостей между суточными значениями испаряемости и среднесуточной температурой воздуха.

Для оценки параметров α и β , в соответствии с изложенными выше исходными предпосылками, использовались сведения о месячных величинах суммарного испарения, измеренного в естественных условиях за периоды, когда влагозапасы в почве были близки к величине наименьшей влагоемкости. Такие материалы приводятся в монографии И.С. Соседова [4], а также в работах И.С. Соседова и Л.Н. Филатовой [111], К.В. Цыценко [112, 113], А.Ф. Литовченко и Г.А. Петропавлова [99] и др. Использование перечисленных материалов позволило установить, что параметры α и β увеличиваются с ростом абсолютной высоты местности и изменяются в течение вегетационного периода. В связи с этим, выражение (2.9) было преобразовано в формулу следующего вида:

$$E_0 = c \gamma_E (A_E + B_E \bar{\theta}) \quad , \quad (2.10)$$

где $\bar{\theta} \geq 0^{\circ}\text{C}$ – среднесуточная температура воздуха; $c = \exp(0,118z)$ – параметр, характеризующий зависимость E_0 от высоты местности z , выраженной в км; A_E – испаряемость при $\gamma_E = 1$ и $\theta = 0^{\circ}\text{C}$ на высоте $Z = 0$, мм/сутки; B_E – параметр, характеризующий интенсивность увеличения испаряемости с ростом среднесуточной температуры воздуха при $\gamma_E = 1$ и $Z = 0$, мм/сутки град; γ_E – параметр, учитывающий нестационарность процесса транспирации, обусловленного биологическими особенностями развития растений в течение вегетационного периода.

Исходя из общих физических представлений о закономерностях рассматриваемого процесса и анализа данных наблюдений за суммарным испарением при оптимальном увлажнении почвы и температуре воздуха, близкой к нулю, можно учесть зависимость параметра A_E от влажности воздуха e_{200} . Для этого, параметр A_E в формуле (2.10) заменим выражением:

$$A_E = a_E (1 - \epsilon_E e_{200}) \quad . \quad (2.11)$$

Тогда, выражение (2.10) при $C = 1$ и $\gamma_E = 1$ может быть представлено в виде:

$$E_0 = a_E (1 - \epsilon_E e_{200}) + B_E \theta \quad , \quad (2.12)$$

где a_E – параметр, характеризующий интенсивность испарения при $e_{200} = 0$ гПа и $\theta = 0^{\circ}\text{C}$; ϵ_E – параметр, равный обратной величине влажности воздуха при $\theta = 0^{\circ}\text{C}$, при которой максимально возможное испарение $E_0 = 0$.

Допустим, что при максимальной упругости водяного пара e_{200} , соответствующей некоторой температуре воздуха, максимально возможное суммарное испарение $E_0 = 0$. Тогда, принимая $\epsilon_E = 1: 6,11 \text{ гПа} = 0,164$, определим параметр a_E для различных значений температур воздуха θ° . Зависимость $a = f(\theta)$ аппроксимируется выражением:

$$a_E = a^* \ln \frac{100}{\theta + 10} \quad (2.13)$$

Подставив (2.13) в (2.12), получим:

$$E_0 = a^* (1 - \epsilon_E e_{200}) \ln \frac{100}{\theta + 10} + B\theta \quad (2.14)$$

Можно предположить, что установленная зависимость $E_0 = f(e_{200})$ отражает закономерности процесса испарения для любых реальных условий, а не только при максимальной упругости насыщения. Для проверки этого предположения необходимо оценить значение параметра ϵ_E с помощью материалов наблюдений за влажностью воздуха e_{200} и испарением с почвы E_0 при оптимальном ее увлажнении и температуре воздуха близкой к нулю. Учитывая, что параметр A_E представляет собой интенсивность испарения при $C = 1$, $\gamma_E = 1$ и влажности e_{200} , соответствующей $\theta = 0^\circ \text{C}$, можно записать:

$$(1 - \epsilon_E e_{200}) \ln \frac{100}{\theta + 10} = 1 \quad (2.15)$$

Сопоставление выражений (2.10) и (2.14) показывает, что в этом случае $a^* = A_E$. Для оценки параметра ϵ_E , с помощью выражения (2.15), необходимо использовать значения упругости водяного пара, соответствующие условиям определения параметра A_E , т.е. при $\theta = 0^\circ \text{C}$. Произведенные определения параметра ϵ_E , путем использования выражения (2.15) и имеющих материалов наблюдений за влажностью воздуха при температуре $\theta = 0^\circ \text{C}$, показывают, что значения ϵ_E близки к назначенной ранее величине 0,164, что соответствует упругости водяного пара около 6,11 гПа. Это указывает на то, что при температуре воздуха $\theta = 0^\circ \text{C}$ температура испаряющей поверхности также достаточно близка к нулю. Изложенное выше дает основание рекомендовать выражение (2.14) для определения максимально возможного испарения в период активной вегетации растений для любых реальных условий, а не только при максимальной упругости насыщения.

Окончательно полученную формулу можно записать в следующем виде:

$$E_0 = c\gamma_E \left[A_E (1 - 0,164e_{200}) \ln \frac{100}{\theta + 10} + B\theta \right] \quad (2.16)$$

Кроме этого, для определения E_0 , в зависимости от e_{200} и θ° , произведена оценка параметров этой формулы по номограмме, предложенной А.Р. Константиновым [101, 114], тогда при $z = 0 \text{ км}$ и $\gamma_E = 1$:

$$E_0 = 1,75(1 - 0,1e_{200}) \ln \frac{100}{\theta + 10} + 0,30\theta \quad (2.17)$$

Выражение (2.17), по существу, представляет собой аппроксимацию номограммы А.Р. Константинова и может быть использовано для определения максимально возможного испарения с луговых поверхностей [101, 114]. Хорошее соответствие значений E_0 , определенных по номограмме А.Р. Константинова и по формуле (2.17), свидетельствует о том, что в основу построения номограммы и вывода выражения (2.16) положены одинаковые теоретические предпосылки. Указанное обстоятельство позволяет надеяться, что результаты оценки максимально возможного испарения, с помощью формулы (2.16), окажутся достаточно близкими к действительным его значениям.

Известно, что, кроме температуры воздуха и его влажности, на интенсивность испарения оказывает некоторое влияние скорость ветра. Однако материалов наблюдений за испарением с поверхностей, покрытых естественными культурами, в достаточно широком диапазоне изменений скоростей ветра мало. Указанное обстоятельство существенно затрудняет установление зависимости максимально возможного суммарного испарения от скорости ветра.

В первом приближении, для оценки влияния скорости ветра на интенсивность суммарного испарения в естественных условиях могут быть использованы материалы, полученные в Швейцарии в долине Рейна и приведенные в работе Р. Келлера [115]. Материалы содержат измеренные значения суммарного испарения в диапазоне скоростей ветра от 1 до 6 м/с. С помощью этих материалов оказалось возможным установить следующую зависимость суммарного испарения от скорости ветра:

$$E_0 = 4,1(1 + 0,305V) \quad (2.18)$$

где E_0 – испарение в оптимальных условиях увлажнения, см³/дм² час; V – скорость ветра, м/с.

Округлив численный коэффициент при скорости ветра до 0,30, введем выражение (2.18) в (2.16):

$$E_0 = c\gamma_E \left[\alpha_E (1 - 0,164e_{200}) \ln \frac{100}{\theta + 10} + \beta_E \theta \right] (1 + 0,30V) \quad (2.19)$$

Полученная формула (2.19) также может быть использована для определения максимально возможного испарения в естественных условиях.

Для оценки параметров A_E и B_E использовались сведения о месячных величинах суммарного испарения, измеренного в естественных условиях за периоды, когда влагозапасы в почве близки к величине наименьшей (полевой) влагоемкости. Такие материалы приводятся в работах И.С. Соседова [4], И.С. Соседова и Л.Н. Филатовой [111], К.В. Цыценко [112, 113], А.Ф. Литовченко и Г.А. Петропавлова [99] и др.

Полученные значения испаряемости сопоставлялись с величинами испарения с водной поверхности, опубликованными в работах А.П. Браславского и К.Б. Шергиной [103, 116], а также в справочных изданиях. Это делалось с целью проверки положения о том, что испаряемость должна быть, как правило, выше величины испарения с водной поверхности [101].

Использование перечисленных материалов позволило установить, что интенсивность максимально возможного испарения увеличивается с ростом абсолютной высоты местности. В низкогорной зоне, по сравнению с высокогорной, интенсивность испаряемости на 20...25 % слабее. Расчеты испарения по методике И.С. Соседова и Л.Н. Филатовой для различных высотных зон, при $\theta^\circ = const$, также свидетельствуют об увеличении испарения за апрель – июнь с

ростом абсолютной высоты местности. Наиболее четко оно прослеживается на северных склонах, увлажнение которых за указанный период близко к оптимальному. Однако было бы преждевременным связывать полученную закономерность с непосредственным влиянием атмосферного давления на интенсивность испарения. По этому вопросу в настоящее время нет единого мнения [117, 118]. Для объяснения зависимости испаряемости от высоты местности необходима организация детальных инструментальных наблюдений за испарением, метеорологическими элементами, составляющими радиационного баланса и особенностями развития растений в различных высотных зонах.

Как отмечалось выше, параметр A_E характеризует интенсивность испаряемости при нулевых значениях температуры воздуха и абсолютной высоты местности. Для южных склонов он определялся по данным наблюдений за испарением с поверхности оголенных склонов в начале и конце зимы [4, 119]. Для северных склонов параметр A_E определялся на основании анализа наблюдений за испарением в весенний и осенний периоды, когда температура воздуха близка к нулю [4, 119]. Для северных склонов, расположенных на высоте 2,27 км (ур. Верхний Горельник), параметр A_E оказался равным 0,4...0,5, для южных – 1 мм/сут. Приводя эти значения к уровню моря, получаем соответственно 0,3 и 0,7 мм/сут.

Параметр B_E определялся методом последовательных приближений, исходя из необходимости наилучшего соответствия измеренных [111, 112] и рассчитанных по формуле (2.10) месячных величин испарения за периоды, когда влагозапасы в почве были близки к оптимальным, т.е. составляли не ниже 70...80 % величины наименьшей влагоемкости. Проведенный анализ позволил установить, что значения B_E для северных и южных склонов могут быть приняты равными соответственно 0,20 и 0,30 мм/сут град.

При оценке значений A_E и B_E для промежуточных экспозиций учитывались исследования Ю.М. Денисова [1] и В.Г. Шпака [120]. Согласно этим исследованиям, склоны восточной экспозиции в радиационном отношении занимают промежуточное положение между северными и южными склонами, а склоны западной экспозиции – между восточными и южными склонами.

Поступление суммарной радиации на горизонтальные поверхности и южные склоны гор Юго-Восточного Казахстана примерно одинаково [1, 4]. Поэтому, для горизонтальных и близким к ним поверхностям следует принимать те же значения параметров, что и для южной экспозиции.

Параметры α_E и β_E определялись путем пересчета A_E и B_E . При этом использовалась средняя скорость ветра за вегетационный период на метеорологических станциях, по данным которых производилась оценка значений A_E и B_E .

В таблице 2.1 приведены значения параметров A_E , B_E , α_E и β_E для склонов различных экспозиций Юго-Восточного Казахстана.

Таблица 2.1 – Параметры формул (2.10) , (2.16) и (2.19) для склонов различной экспозиции

Параметры	Экспозиция склонов			
	С	В	З	Ю
A_E	0,30	0,50	0,60	0,70
B_E	0,20	0,25	0,28	0,30
α_E	0,20	0,34	0,40	0,47
β_E	0,14	0,17	0,19	0,21

Параметры уравнений (2.10) , (2.16) и (2.19), приведенные в таблице 2.1, характеризуют условия испарения с поверхностей, покрытых сомкнутым растительным покровом. Для поверхностей, покрытых изреженной полупустынной растительностью, они должны быть уменьшены. На основании сопоставления значений влагозапасов, измеренных в полупустынной зоне, с рассчитанными по предлагаемой методике, значения B_E и β_E для указанных условий могут быть приняты соответственно равными 0,05...0,10 и 0,10...0,14.

При определении испарения (испаряемости) с поверхности снега и оголенных склонов в зимний период могут быть использованы формулы и рекомендации, предложенные: П.П. Кузьминым [56, 57], М.И. Ивероновой [82], И.С. Соседовым и Л.Н. Филатовой [4, 83], В.А. Семеновым, И.И. Чуркиным [121] и др. В ряде случаев при моделировании условий формирования стока величина испарения с поверхности снега может быть принята равной средней его интенсивности за зимний и весенний периоды.

При расчете испаряемости необходимо учитывать нестационарность процесса транспирации, обусловленную развитием растений. Обычно она прослеживается при построении биологической кривой, представляющей график изменения отношения суммарного испарения (в условиях оптимального увлажнения E_0) к максимально возможной его величине E_0^* , наблюдающейся при сомкнутом растительном покрове в фазе активной вегетации [100].

Биологическая кривая испарения, как известно, имеет три участка. Первый участок соответствует периоду от начала вегетации растений до завершения формирования сомкнутого растительного покрова. В начале периода отношение E_0 / E_0^* меньше единицы. К концу периода, плавно увеличиваясь, оно достигает единицы. Второй участок характеризует период активной вегетации растений, для которой E_0 / E_0^* близко к единице. На третьем участке наблюдается уменьшение отношения E_0 / E_0^* . Это период окончания вегетации растений.

В процессе вегетации сельскохозяйственных культур также можно выделить три периода: начальный период, когда наблюдается развитие корневой системы и увеличение биомассы растений ($E_0 > E_0^*$); период активной вегетации, когда корневая система и биомасса достигают наибольшего развития ($E_0 = E_0^*$); и конечный – период созревания, когда наблюдается отмирание корневой системы растений ($E_0 < E_0^*$). Сроки начала и окончания указанных периодов могут быть связаны с накоплением определенной (критической) суммы эффективных температур [122].

$$\sum_{m=1}^m \theta_{эф} ; \quad \theta_{эф} = \theta - \theta_{\min} , \quad (2.20)$$

где $\theta_{эф}$ – эффективная температура, °С; θ_{\min} – нижний температурный предел развития определенного вида растений, °С; m – число дней от начала вегетации растений, сут.

Для многих видов естественной растительности и сельскохозяйственных культур значение θ_{\min} принимается равным 0°C . Тогда, выражение (2.20) представляет собой критическое значение суммы положительных среднесуточных температур воздуха.

При описании изменения максимально возможного испарения важно знать дату окончания начального периода развития растений (начало периода активной вегетации), дату окончания периода активной вегетации растений (начало периода созревания) и дату полного завершения вегетации растений. Эти даты могут быть определены в зависимости от накопления определенной (критической) суммы положительных среднесуточных температур воздуха:

$$\left(\sum_{m=1}^{m_1} \theta \right)_{\text{кр.1}} < \left(\sum_{m=1}^{m_2} \theta \right)_{\text{кр.2}} < \left(\sum_{m=1}^{m_3} \theta \right)_{\text{кр.3}} . \quad (2.21)$$

Суммы положительных температур воздуха характеризуют количество тепла, необходимого для обеспечения формирования наибольшего развития и полного завершения вегетации растений соответственно.

Коэффициент γ в формулах (2.10), (2.16) и (2.19) может быть определен с помощью следующего выражения:

$$\gamma_E = \begin{cases} \gamma_1 & \text{при } \sum_{m=1}^m \theta < \left(\sum_{m=1}^{m_1} \theta \right)_{\text{кр.1}} \\ 1 & \text{при } \left(\sum_{m=1}^{m_1} \theta \right)_{\text{кр.1}} \leq \sum_{m=1}^m \theta \leq \left(\sum_{m=1}^{m_2} \theta \right)_{\text{кр.2}} \\ \gamma_2 & \text{при } \sum_{m=1}^m \theta > \left(\sum_{m=1}^{m_2} \theta \right)_{\text{кр.2}} \end{cases} \quad (2.22)$$

Если значение параметра γ_E в период активной вегетации принять равным единице, то его величина в начале вегетации до накопления $(\sum \theta)_{\text{кр.}}$ может быть принята в первом приближении $\gamma_E = \gamma_1 < 1 = \text{const}$ или в зависимости от интенсивности накопления указанной суммы положительных температур $\gamma_E = \gamma_1 = f(\sum \theta)$.

Уменьшение параметра γ_E в период окончания вегетации, по-видимому, связано с понижением среднесуточной температуры ниже определенного предела $\theta_{\text{кр}}$. Поэтому, при $\theta < \theta_{\text{кр}}$ в первом приближении можно принять $\gamma_E = \gamma_2 < 1 = \text{const}$ или в зависимости от понижения среднесуточной температуры воздуха $\gamma_E = \gamma_2 = f(\theta_{\text{кр}} - \theta)$.

Если параметры γ_1 и γ_2 принять изменяющимися в зависимости от накопления суммы положительных среднесуточных температур, то при использовании степенных функций можно предложить следующие выражения:

$$\gamma_1 = \gamma_{\min}^* + (1 - \gamma_{\min}^*) \left[\frac{\sum_{m=1}^m \theta}{\left(\sum_{m=1}^{m_1} \theta \right)_{\text{кр.1}}} \right]^{n_1} \quad \sum_{m=1}^m \theta < \left(\sum_{m=1}^{m_1} \theta \right)_{\text{кр.1}} \quad (2.23)$$

$$\gamma_2 = \gamma_{\min}^{**} + (1 - \gamma_{\min}^{**}) \left[1 + \frac{\sum_{m=1}^m \theta - \left(\sum_{m=1}^{m_2} \theta \right)_{\text{кр.2}}}{\left(\sum_{m=1}^{m_3} \theta \right)_{\text{кр.3}} - \left(\sum_{m=1}^{m_2} \theta \right)_{\text{кр.2}}} \right]^{n_2}, \quad \sum_{m=1}^m \theta > \left(\sum_{m=1}^{m_2} \theta \right)_{\text{кр.2}}, \quad (2.24)$$

где γ_{\min}^* и γ_{\min}^{**} – минимальные значения параметров γ_1 и γ_2 ; n_1 и n_2 – параметры.

Для определения параметра γ_2 также может быть использована экспоненциальная функция:

$$\gamma_2 = \gamma_{\min}^{**} + (1 - \gamma_{\min}^{**}) \exp \left[-a \frac{\sum_{m=1}^m \theta - \left(\sum_{m=1}^{m_2} \theta \right)_{\text{кр.2}}}{\left(\sum_{m=1}^{m_3} \theta \right)_{\text{кр.3}} - \left(\sum_{m=1}^{m_2} \theta \right)_{\text{кр.2}}} \right], \quad \sum_{m=1}^m \theta > \left(\sum_{m=1}^{m_2} \theta \right)_{\text{кр.2}}, \quad (2.25)$$

где a – параметр.

Параметры выражений (2.23), (2.24) и (2.25) в первом приближении можно принять равными: $\gamma_{\min}^* = 0,4 \dots 0,6$; $\gamma_{\min}^{**} = 0,2 \dots 0,4$; $n_1 = 10 \dots 15$; $n_2 = -(10 \dots 15)$; $a = 15 \dots 20$.

Уменьшение биоклиматического коэффициента γ в период окончания вегетации как отмечалось выше, может быть связано с понижением среднесуточной температуры ниже определенного предела $\theta_{\text{кр}}$. В агрометеорологии, по предложению Г.Т. Селянинова [109] и Ф.Ф. Давитая [123], за нижний предел активных температур обычно принимают 10°C . Однако как отмечает И.А. Кузник [124], в очень засушливые годы отдельные фазы развития растений протекают ускоренными темпами, что приводит к сокращению сроков вегетации. Поэтому, следует полагать, что при наличии в период активной вегетации значительного дефицита влагозапасов, транспирация начинает уменьшаться осенью при более высоких температурах, чем при отсутствии дефицита. Можно принять, что $\theta_{\text{кр}}$ изменяется в зависимости от относительных минимальных влагозапасов в период активной вегетации растений по экспоненциальному закону:

$$\theta_{\text{кр}} = 10 \exp \left(-c \frac{W_{\min} - W_3}{W_{\text{H}} - W_3} \right) \quad (2.26)$$

или

$$\theta_{\text{кр}} = 10 \exp \left[-c \left(1 - \frac{W_{\text{H}} - W_{\min}}{W_{\text{H}} - W_3} \right) \right], \quad (2.27)$$

где $\theta_{\text{кр}}$ – критическая среднесуточная температура воздуха, $^\circ\text{C}$; W_{\min} – минимальные влагозапасы в период активной вегетации растений, мм; c – параметр, характеризующий изменение $\theta_{\text{кр}}$ в зависимости от минимальной относительной влажности почвы.

Параметр c принят равным 1,1. При его оценке за нижний предел вегетации растений принята среднесуточная температура воздуха, при которой минимальные значения температу-

ры в среднем переходят через 0°C в сторону отрицательных. В качестве верхнего предела активной вегетации растений принята, в соответствии с указанными выше исследованиями [109, 123], среднесуточная температура 10°C .

Обозначим,

$$\frac{W_{\text{н}} - W_{\text{min}}}{W_{\text{н}} - W_3} = D_{\text{max}} \quad , \quad (2.28)$$

где D_{max} – максимальный относительный дефицит влажности почвогрунтов в период активной вегетации растений.

Заменив выражение дефицита влажности почвогрунтов в (2.27) его значением (2.28), получим:

$$\theta_{\text{кр}} = 10 \exp[-c(1 - D_{\text{max}})] \quad . \quad (2.29)$$

На рисунке 2.1 приведена зависимость $\theta_{\text{кр}} = \theta_{\text{кр}}(D_{\text{max}})$, которая показывает, что при большом дефиците почвенной влаги растения активно вегетируют при более низких температурах, чем при высоких его значениях. При понижении среднесуточной температуры воздуха ниже ее критических значений $\theta_{\text{кр}}$ вегетация, а, следовательно, и транспирация растений резко снижаются.

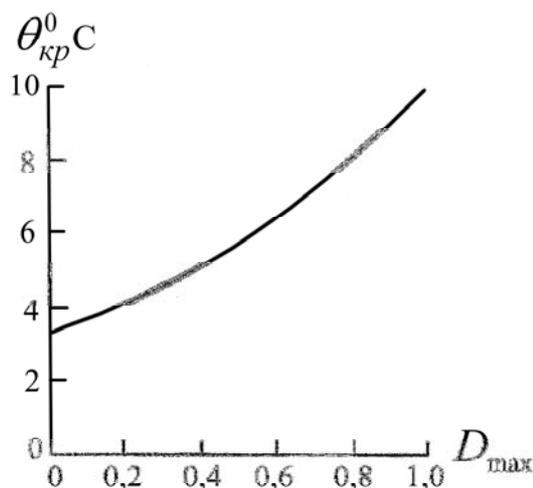


Рисунок 2.1 – Зависимость критической среднесуточной температуры воздуха от максимального относительного дефицита влажности почвы за вегетационный период.

Следовательно, при использовании критических температур $\theta_{\text{кр}}$ биоклиматический коэффициент может быть определен исходя из следующих условий:

$$\gamma_E = \begin{cases} \gamma_1 & \text{при } \sum_{m=1}^m \theta < \left(\sum_{m=1}^{m_1} \theta \right)_{\text{кр.1}} \\ 1 & \text{при } \sum_{m=1}^m \theta \geq \left(\sum_{m=1}^{m_1} \theta \right)_{\text{кр.1}} \text{ и } \theta \geq \theta_{\text{кр}} \\ \gamma_2 & \text{при } \theta < \theta_{\text{кр}} \end{cases} \quad (2.30)$$

Сопоставление фактических и рассчитанных величин испарения в периоды начала и окончания вегетации естественной луговой растительности дало возможность приближенно

установить значения параметров $\left(\sum_{m=1}^{m_1} \theta \right)_{\text{кр.1}}$, γ_1 и γ_2 . Значение принято равным 200 °С. Ве-

личины параметров γ_1 и γ_2 были приняты постоянными и соответственно равными 0,6 и 0,2.

В заключение следует отметить, что значения максимально возможного испарения, рассчитанные с помощью формулы (2.10) оказались вполне сопоставимыми с годовыми величинами испаряемости, приведенными в работах О.М. Разумовской [125] и Ю.В. Стефаненко [126] для районов Восточного и Юго–Восточного Казахстана. Формулы (2.16) и (2.19) являются более гибкими, чем формула (2.10). Они учитывают влияние на интенсивность испарения не только температуры, но и влажности воздуха, и скорости ветра. Значения параметров этих формул по мере накопления материалов наблюдений за испарением в различных климатических условиях должны проверяться и уточняться. При расчете максимально возможного испарения необходимо учитывать не только характеристики теплового режима, но и биологические особенности развития растений. Использование биоклиматического коэффициента позволяет более точно определять значения максимально возможного испарения в начале и конце вегетационного периода.

2.2 Моделирование процессов испарения и изменения влагозапасов почвогрунтов

Для оценки величины суммарного испарения и запасов почвенной влаги наиболее перспективны способы и приемы, основанные на использовании метода водного баланса. К таким приемам следует отнести графики, предложенные Г.П. Калининским и др. [96], позволяющие определять месячные величины испарения по известному начальному запасу продуктивной влаги в метровом слое почвы и температуре воздуха. Расчетные графики, предложенные В.П. Паршиным [127], дают возможность определять запас влаги в полуметровом слое почвы по декадным интервалам времени в зависимости от начальной влажности, количества осадков за декаду и температуры воздуха.

Проведенные исследования показали, что в основу воднобалансовых приемов определения суммарного испарения за короткие промежутки времени (сутки), должны быть положены зависимости его величины от теплоэнергетических ресурсов или их температурных показателей, осадков и влагозапасов в зоне активного влагообмена, мощность которой обычно принимается равной 0,5...1,0 м. При разработке методов расчета испарения исключение хотя бы одного из указанных факторов может привести к несопоставимости результатов за отдельные периоды или существенно сократить интерполяционные и экстраполяционные возможности разработанной схемы.

Воднобалансовый принцип определения испарения использован в формуле, предложенной А.И. Будаговским [100, 128 – 130]. В основу этой формулы положена зависимость относительной интенсивности испарения от относительных продуктивных влагозапасов, установленная с помощью материалов непосредственных наблюдений:

$$\frac{E}{E_0} = \frac{W - W_3}{W_H - W_3} \quad (2.31)$$

или

$$\frac{E}{E_0} = \epsilon_2 (W - W_3) \quad (2.32)$$

где E – испарение, мм; E_0 – испаряемость, мм; W – влажность почвогрунтов, мм; W_H – наименьшая (полевая) влагоемкость почвогрунтов, мм; W_3 – влажность завядания, мм; ϵ_2 – коэффициент пропорциональности.

В соответствии с исследованиями А.И. Будаговского, при выводе формул для расчета испарения и влагозапасов может быть использовано следующее дифференциальное уравнение:

$$Y_0 \frac{dW}{dt} = -E \quad , \quad (2.33)$$

где Y_0 – мощность слоя почвы, насыщенного водой; t – время, сут.

В результате интегрирования уравнения (2.33) после подстановки в него значения E из соотношения (2.32) можно получить формулу для расчета влагозапасов и испарения по суточным интервалам времени:

$$W - W_3 = (W_0 - W_3) \exp\left\{-\frac{\epsilon_3 E_0}{Y_0}\right\} \quad , \quad (2.34)$$

$$E = (W_0 - W_3) \left[1 - \exp\left(-\frac{\epsilon_3 E_0}{Y_0}\right)\right] \quad , \quad (2.35)$$

где W_0 – начальная влажность почвы в момент времени t_0 .

Определенным недостатком формул (2.34 и 2.35) является использование в ней мощности слоя почвы Y_0 вместо разности $W_H - W_3$. Указанное обстоятельство приводило к необходимости уточнения параметра ϵ при расчете испарения с поверхностей, характеризующихся различными почвенно-гидрологическими константами W_H и W_3 . Позднее, при анализе и дальнейшем обосновании выражений (2.34) и (2.35), этот недостаток был устранен Ю.Б. Виноградовым [97]. Окончательно формулы, предложенные А.И. Будаговским в интерпретации Ю.Б. Виноградова, могут быть записаны в следующем виде:

$$W - W_3 = (W_0 - W_3) \exp\left\{-\frac{E_0}{W_H - W_3}\right\} \quad , \quad (2.36)$$

$$E = (W_0 - W_3) \left[1 - \exp\left(-\frac{E_0}{W_H - W_3}\right)\right] \quad , \quad (2.37)$$

Уравнение (2.36) показывает, что в течение бездождных периодов влажность почвы убывает по экспоненциальному закону. Это положение подтверждается многочисленными материалами наблюдений [65, 100, 127 – 129]. В качестве примера на рисунке 2.2 приведен совмещенный график убывания относительных продуктивных запасов в бассейне лога Теректысай (Западно-Казахстанская стоковая станция) за бездождные периоды 1961 г. и 1963 г. Полученная зависимость имеет следующее аналитическое выражение:

$$\frac{W - W_3}{W_0 - W_3} = \exp\{-0,029t\} \quad . \quad (2.38)$$

Сопоставление выражений (2.36) и (2.38) показывает, что

$$\frac{\tilde{E}_0}{W_H - W_3} = 0,029 \quad , \quad (2.39)$$

где \tilde{E}_0 – среднесуточная интенсивность испаряемости за весенне-летний период, мм/сут.

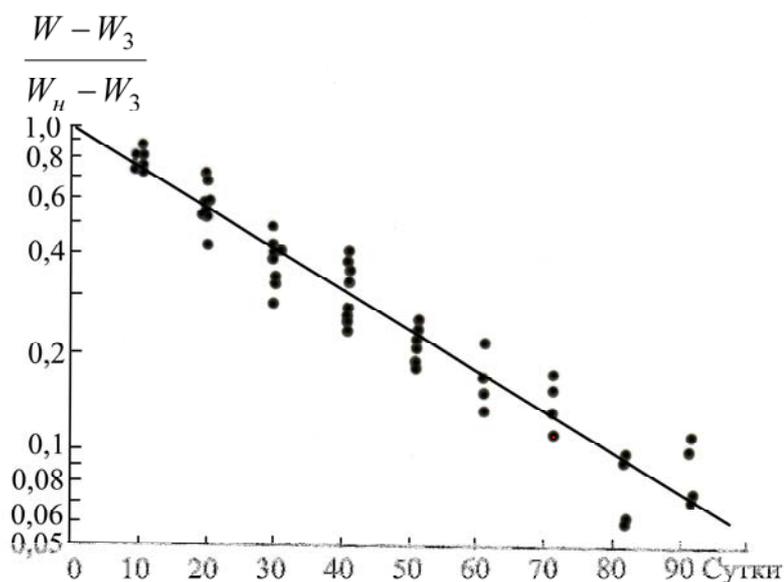


Рисунок 2.2 – Совмещенный график убывания относительных продуктивных запасов почвенной влаги в бездождные периоды. Бассейн лога Теректысай, 1961 г., 1963 г.

Значение \tilde{E}_0 можно определить, умножив величину наибольших продуктивных влагозапасов на коэффициент их истощения.

Следует отметить, что экспоненциальный характер закономерности убывания влагозапасов в бездождные периоды показывает, что исходное положение о линейности зависимости относительных значений испарения от относительных продуктивных запасов влаги в почве (2.2) близко к действительности [74, 97, 100, 102, 127 – 129].

С целью расчета начальных потерь при поверхностном стокообразовании Ю.Б. Виноградов [97] предложил использовать выражение (2.36) для определения влагозапасов поверхностного слоя почвогрунтов (2...5 см) в следующем виде:

$$W - W_3 = (W_0 - W_3) \exp\left(-\frac{E_0}{W_H - W_3}\right) + X \quad , \quad (2.40)$$

где X – суточные значения осадков, мм.

При использовании выражения (2.40) принимается $W - W_3 = W_H - W_3$, если $W - W_3 \geq W_H - W_3$. Расчет производится последовательно от предыдущих суток к последующим. Эта схема была успешно использована при разработке методики расчета поверхностного стокообразования для расчета дефицита почвенной влаги в поверхностном слое почвогрунтов.

При расчете по формуле (2.40) запасов влаги почвогрунтов луговых склонов горных бассейнов в слоях мощностью 0,5 м и 1,0 м были обнаружены существенные отклонения рассчитанных характеристик от наблюдаемых величин. Было установлено, что эти отклонения обусловлены отсутствием учета в рассматриваемой схеме нестационарности процесса максимально возможного испарения, неравномерности увлажнения и распределения влагозапасов в пределах почвенного профиля. В связи с изложенным, на основе исследований выполненных А.Н. Будаговским и Ю.Б. Виноградовым, была разработана схема расчета суммарного испаре-

ния и влагозапасов почвогрунтов [131]. В дальнейшем она была усовершенствована автором совместно с В.И. Ли [132].

В предлагаемой схеме расчет влагозапасов производится по суточным интервалам времени, начиная с даты, для которой может быть определена их величина в зоне активного влагообмена почвогрунтов.

Зоной активного влагообмена будем называть верхний слой почвы, в пределах которого наблюдаются основные сезонные колебания ее влажности. Предельная мощность этого слоя h_{\max} , по предложению В.П. Мочалова, может быть определена путем расчета изменчивости влажности почвогрунтов Cv в пределах верхнего метрового слоя и экстраполяции зависимости $Cv = Cv(h_{\max})$ до ординаты $Cv = 0$ [133]. Однако для решения практических задач, по видимому, можно ограничиться слоем, определенным путем экстраполяции указанных зависимостей до значений $Cv = 0,1 \dots 0,15$, соизмеренных со средней квадратической ошибкой определения влагозапасов. По исследованиям И.С. Соседова, И.В. Северского, Л.Н. Филатовой [4, 111, 134], К.В. Цыценко [112] и А.А. Капотова [135] мощность этого слоя может быть принята равной 0,5...1,0 м.

Как известно, влагозапасы в слое почвы после окончания снеготаяния обычно близки к их уровню при наименьшей влагоемкости. Поэтому, при расчете влагозапасов и суммарного испарения за вегетационный период, дата схода снега может быть принята за исходную. Следует отметить, что за исходную дату может быть принята любая дата после выпадения продолжительных осадков, заведомо превышающих дефицит влаги в верхнем слое почвогрунтов, равным 1 м. Кроме этого, в качестве исходной может быть принята любая дата измерения влагозапасов инструментальными методами.

В соответствии с предлагаемой схемой определение влагозапасов и дефицита почвенной влаги D производится последовательно от предыдущих $(n-1)$ суток к последующим (n) суткам с помощью следующего алгоритма:

$$W_n - W_3 = \begin{cases} (W_{n-1} - W_3) + (k_1 D_{n-1} - E_0) & \text{при } X + K \geq D_{n-1} \\ (W_{n-1} - W_3) + (X + K - E_0) & \text{при } X + K > E_0 \\ (W_{n-1} - W_3) & \text{при } D_n^* - D_{n-1} \leq X + K \leq E_0 \\ [(W_{n-1} - W_3) + (X + K)] \exp \left[-\frac{\epsilon_3 E_0}{W_n - W_3} \right] & \text{при } 0 \leq X + K < D_n^* - D_{n-1}, \end{cases} \quad (2.41)$$

где W_n , W_{n-1} – последующая и предшествующая влажность почвогрунтов, мм; W_n – наименьшая (полевая) влагоемкость, мм; W_3 – влажность завядания, мм; X – жидкие осадки, мм/сут; K – увлажнение (капиллярное подпитывание) слоя почвы за счет грунтовых вод, мм/сут; E_0 – максимально возможное испарение (испаряемость), мм/сут; ϵ_3 – параметр, равный отношению максимальных продуктивных запасов влаги слоя почвогрунтов, принятого для расчета, и слоя, мощность которого оптимально обеспечивает реализацию потенциальных возможностей испаряемости; $D = W_n - W$ – дефицит влажности почвогрунтов, мм; k_1 – безразмерный коэффициент.

Значение потенциального дефицита влажности почвогрунтов D_n^* принимается равным:

$$D_n^* = W_n - W_n^* \quad , \quad (2.42)$$

где W_n^* – влажность почвогрунтов, определяемая с помощью последнего выражения в алгоритме (2.41) при $X = 0$ и $K = 0$.

Расчет влагозапасов (2.41) производится рекуррентно: влагозапасы, определяемые для текущих суток, используются в качестве исходных значений для вычисления запасов влаги последующих суток и т.д.

Поступление влаги за счет ее капиллярного подъема поверхности грунтовых вод может быть определено по формуле, предложенной С.И. Харченко [102]:

$$K = E_0 \exp(-mH_{\text{гр}}) \quad , \quad (2.43)$$

где $H_{\text{гр}}$ – глубина залегания грунтовых вод, м; m – параметр.

При глубине залегания грунтовых вод более 3 м поступление капиллярной влаги в большинстве случаев можно принять равным нулю.

Если при описании процесса максимально возможного испарения учесть его изменения в периоды различных фаз развития растений, то параметр m для определенных почв может быть принят постоянным. Исследования С.И. Харченко показали, что в периоды активной вегетации зерновых культур значение параметров m для глинистых почвогрунтов и суглинистых сероземов составляет 70, для суглинистых каштановых почв – 80 и для супесчаных почвогрунтов – 120.

Как отмечалось выше, последнее выражение алгоритма (2.41) принято нами на основании исследований А.И. Будаговского [100, 129] и Ю.Б. Виноградова [97].

Следует отметить, что условия этого алгоритма учитывают различное влияние осадков на формирование влагозапасов почвогрунтов. Они отражают тот факт, что осадки, выпадающие небольшими порциями, почти полностью расходуются на испарение и практически не участвуют в формировании запасов почвенной влаги. Только при величине суточных осадков, превышающих значение максимально возможного испарения E_0 , запасы влаги в почве увеличиваются.

Коэффициент k_1 , в равенстве (2.41) показывает, в какой степени пополняются запасы почвенной влаги при выпадении осадков (при $X + K \geq D_{n-1}$, принимается $k_1 < 1$). Это обусловлено тем, что выпадающие осадки, как правило, не доводят влагозапасы в почве до уровня наименьшей влагоемкости. В этом случае фильтрация влаги за пределы рассматриваемого слоя почвогрунтов в определенной мере осуществляется по трещинам и каналам, образованным корнями отмирающих растений. Такой характер фильтрации способствует неравномерному увлажнению почвы. В результате ее верхний слой мощностью 0,5...1,0 м, даже при выпадении осадков, превышающих дефицит почвенной влаги, остается не увлажненным до уровня наименьшей влагоемкости. Только при длительном увлажнении в период снеготаяния и выпадения значительных многодневных осадков влагозапасы рассматриваемого слоя почвы могут быть доведены до указанного уровня. Для Заилийского Алатау и Западного Алтая коэффициент k_1 был принят равным 0,75.

Поступление влаги за пределы слоя активного влагообмена при $X + K > k_1 D_{n-1}$ определяется с помощью следующего балансового уравнения:

$$q_{\phi} = X + K - Q_q - k_1 D_{n-1} \quad , \quad (2.44)$$

где q_{ϕ} – интенсивность поступления влаги за пределы слоя активного влагообмена, мм/сут; Q_q – интенсивность поверхностного стокообразования, мм/сут.

В соответствии с рассматриваемой схемой испарение определялось из следующих условий:

$$E = \begin{cases} E_0 & \text{при } X + K \geq D_{n-1} \text{ или } X + K > E_0 \\ X + K & \text{при } D_n^* - D_{n-1} \leq X + K \leq E_0 \\ (D_n^* - D_{n-1}) + (X + K) & \text{при } 0 \geq X + K \leq D_n^* - D_{n-1} \end{cases} \quad (2.45)$$

Следует отметить, что при определении условий (2.41) и (2.45) принимались следующие допущения:

$$E = \begin{cases} 0 & \text{при } W \leq W_3 \\ E(E_0, X) & \text{при } W_3 < W < W_H \\ E_0 & \text{при } W \geq W_H \end{cases} \quad (2.46)$$

Исследования ряда авторов [74, 97, 100, 102, 105, 128, 129, 131] показывают, что эти допущения близки к действительности. В частности, экспериментальные исследования С.И. Харченко [102] показывают, что суммарное испарение с почвы, покрытой луговой растительностью при оптимальном (близком к W_H) увлажнении почвы, значительно выше, чем при предельном увлажнении. Значения испарения с предельно увлажненной, свободной от растительности почвы занимает промежуточное положение. На основании проведенных исследований С.И. Харченко пришел к выводу, «что максимальное испарение с почвы, занятой растительностью, наблюдается при оптимальном увлажнении почвы, а не при предельном, как это иногда представляют и как это имеет место для почвы, лишенной растительности». Это, по-видимому, обусловлено уменьшением аэрации почвы при ее насыщении влагой выше наименьшей влагоемкости. Исследования А.М. Алпатьева [136], А.А. Черкасова [137], А.И. Будаговского [100] и С.И. Харченко [102] показывают, что при переувлажнении почвы и затруднении ее аэрации интенсивность микробиологических процессов снижается. В связи с этим, при увеличении увлажнения почвы выше W_H , суммарное испарение не только не увеличивается, но может даже уменьшиться по сравнению с условиями оптимального увлажнения. Таким образом, в качестве предела оптимальной влажности почвы может быть принята наименьшая влагоемкость, а в качестве нижней границы – влажность почв при 70...80 % наименьшей влагоемкости.

В качестве нижнего предела изменения запасов влаги в почве могут быть приняты влагозапасы, наблюдающиеся при завядании растений W_3 , или влагозапасы в почве, близкие к максимальной гигроскопичности W_G . Как показали исследования А.И. Будаговского, для большинства почв нижний предел изменения влагозапасов оказался равным $1,5 W_G$. Исключение составили лишь черноземы и красноземы, для которых значения нижнего предела были получены соответственно равными $1,2 W_G$ и $1,8 W_G$. Эти соотношения показывают, что в качестве нижнего предела изменения влагозапасов может быть принята влажность или максимальная гигроскопичность W_G , характеризующая состояние устойчивого завядания растений. Таким образом, максимально возможное суммарное испарение при влажности почвы 70...80 % W_H в основном определяется требованиями растений к аэрации, а минимальное испарение – влажностью завядания растений. Необходимо отметить, что некоторая схематизация, обусловленная введением допущений (2.46), не должна существенно повлиять на конечные результаты расчета в связи с непродолжительностью периодов с $W \geq W_H$ и $W \leq W_3$.

При моделировании формирования стока талых и дождевых вод, а также изменения запасов почвенной влаги и испарения с поверхности горных бассейнов возникает необходимость

изучения почвенно-гидрологических характеристик (констант) почвогрунтов: полной влагоемкости W_{Π} , наименьшей влагоемкости W_{H} , влажности завядания растений W_3 и максимальной гигроскопичности W_{Γ} . Для многих горных районов указанные характеристики отсутствуют, в основном из-за трудоемкости их определения в полевых условиях. В связи с этим, было произведено обобщение сведений о значениях указанных констант для горных районов Алтайского края, Восточного и Юго-Восточного Казахстана.

Для исследования зависимости почвенно-гидрологических констант от механического состава почвогрунтов, а также анализа их распределения по площади и по высоте местности были использованы материалы, помещенные в агрогидрологических справочниках по районам Юго-Восточной части Западной Сибири [138], Казахстана [139] и в работах отдельных авторов [134] и др.

Проведенные исследования показали, что для неизученных горных бассейнов указанные константы могут быть определены с помощью эмпирических формул в зависимости от механического состава почвогрунтов.

Формулы для определения W_{Γ} , W_3 , W_{H} в зависимости от процентного содержания в почве фракций менее 0,01 мм (физическая глина) были предложены А.Д. Карбышевой [139]. Эти формулы, в основном, предназначены для определения указанных констант почв равнинных районов, характеризующихся довольно большим содержанием гумуса и небольшой каменистостью. Для горных почв, имеющих в своем составе грубообломочный материал, величины W_{Γ} , W_3 и W_{H} желательнее определять в зависимости от наличия в их составе не только физической глины (фракции менее 0,01 мм), но и от наличия физического песка (0,01...1 мм). Для вывода формул указанной структуры использовались характеристики почв горных районов Казахстана [139] и Юго-Восточной части Западной Сибири [138].

Сведения о содержании в почвах различных фракций приводятся в справочных изданиях «Почвы Казахской ССР» [140, 141] и других материалах. Кроме этого, указанные характеристики могут быть определены непосредственно в полевых условиях.

Полученные формулы имеют следующий вид:

для слоя 0...20 см

$$W_{\Gamma} = 0,29z_1 - 0,028z_2 + 3,40 \quad (2.47)$$

$$W_3 = 0,47z_1 - 0,10z_2 + 7,80 \quad (2.48)$$

$$W_{\text{H}} = 0,81z_1 - 0,22z_2 + 35 \quad (2.49)$$

для слоя 0...50 см

$$W_{\Gamma} = 0,61z_1 - 0,20z_2 + 9,0 \quad (2.50)$$

$$W_3 = 0,83z_1 - 0,25z_2 + 23 \quad (2.51)$$

$$W_{\text{H}} = 1,98z_1 - 0,54z_2 + 86 \quad (2.52)$$

для слоя 0...100 см

$$W_r = 1,68z_1 - 0,54z_2 + 18 \quad (2.53)$$

$$W_3 = 2,7z_1 - 0,9z_2 + 30 \quad (2.54)$$

$$W_H = 3,95z_1 - 1,07z_2 + 168 \quad , \quad (2.55)$$

где z_1 – содержание почвенных фракций менее 0,01 мм; z_2 – содержание почвенных фракций 0,01...1 мм.

Имеющиеся материалы [134, 138, 139, 142–145] позволили также провести анализ изменения почвенно–гидрологических констант в зависимости от высоты местности (рисунок 2.3). На этом рисунке показано изменение наименьшей (полевой) влагоемкости и влажности завядания растений с высотой в метровом слое почвогрунтов.

Верхние кривые на графиках соответствуют склонам восточной и западной экспозиции, средние – склонам северной экспозиции, нижние – склонам южной экспозиции. Эти зависимости показывают, что наибольшая вариация констант и их изменение с высотой наблюдается до высот 1400...1600 м, выше эти значения практически не увеличиваются. Аналогичные графики построены также для полной влагоемкости W_{II} для слоев 0...20 и 0...50 см.

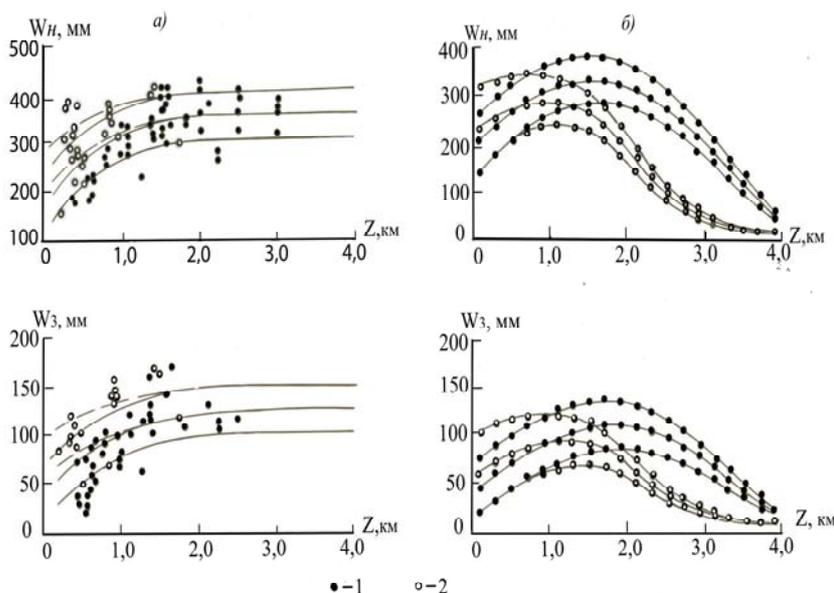


Рисунок 2.3 – Зависимость наименьшей (полевой) влагоемкости (W_H) и влажности завядания (W_3) от высоты местности в метровом слое почвогрунтов
а) – без учета каменности, б) – с учетом каменности; 1 – Жетысуский, Илейский Алатау, 2 – Алтайский край, Восточный Казахстан.

Почвенно-гидрологические константы определялись в основном для мелкоземов с диаметром частиц менее 2 мм, что обусловлено погрешностями существующей методики отбора проб на влажность. Как показали исследования [142, 144], горные почвогрунты содержат фракции более 2 мм, причем, чем больше высота местности, тем выше их процент содержания. Наличие таких включений существенно снижает осредненные по площади значения констант, поэтому возникает необходимость учета каменности K (рисунок 2.4).

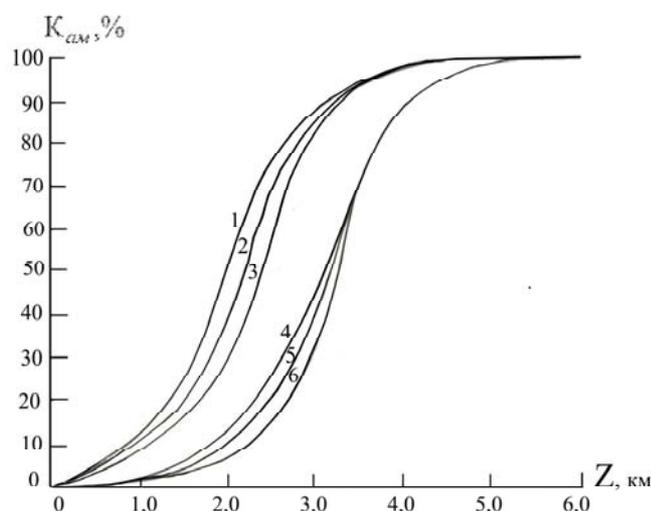


Рисунок 2.4 – График изменения каменности почвогрунтов ($K_{ам}$) горных склонов с высотой местности 1, 2, 3 – Алтайского края, Восточного Казахстана; 4, 5, 6 – Юго-восточного Казахстана в слоях: 0...100 см (1, 4); 0...50 см (2, 5) и 0...200 см (3, 6).

Для построения кривых на рисунке 2.4 использованы зависимости объемного веса ОВ почв от высоты местности и $K = f(OB)$, полученные в [144] для северного склона Илейского (Заилийского) Алатау.

Кроме этого, для оценки координат указанных кривых были использованы материалы, помещенные в [142, 143]. Кривые, приведенные на рисунке 2.4, аппроксимируются выражением следующего вида:

$$K = \frac{A}{1 + e^{a+bz}}, \quad (2.56)$$

где z – высота местности, км; A , a , b – параметры (таблица 2.2).

Таблица 2.2 – Параметры уравнения (2.56)

Район	Слой, см	A	a	b
Алтайский край и Восточный Казахстан	0...20	100	4,67	-2,05
	0...50	100	4,29	-2,00
	0...100	100	3,94	-1,95
Илейский (Заилийский) и Жетысуский (Джунгарский) Алатау	0...20	100	6,92	-2,10
	0...50	100	6,48	-2,01
	0...100	100	6,15	-1,95

Полученные значения K использованы для корректировки зависимостей $W_n = f(z)$ и $W_3 = f(z)$ для слоев 0...20, 0...50 и 0...100 см. На рисунке 2.3б показано изменение почвенно-гидрологических констант с высотой местности в слое 0...100 см с учетом каменности. Видно, что, начиная с высот 2200...2400 м в Илейском (Заилийском) и Жетысуском (Джунгарском) Алатау и 1600...1800 м в Алтайском крае и Восточном Казахстане, значения почвенно-гидрологических констант убывают, и на высоте около 4000 м близки к значениям для осыпей, каменность которых 100 %.

Полученные зависимости почвенно-гидрологических констант (с учетом каменности) от высоты местности имеют приближенный характер и должны быть уточнены по мере накопления исходных данных. С этой целью определение почвенно-гидрологических констант в полевых условиях следует производить с учетом каменности почвогрунтов.

В таблицах 2.3 и 2.4 приведены значения констант, снятые с кривых $W_{II} = f(z)$, $W_H = f(z)$, $W_3 = f(z)$ с учетом (знаменатель) и без учета (числитель) каменистости почвогрунтов склонов различных экспозиций. Приведенные значения почвенно-гидрологических констант могут быть использованы при расчете потерь талого и дождевого стока, а также моделировании запасов почвенной влаги и испарения в горных бассейнах.

Таблица 2.3 – Почвенно-гидрологические константы горных склонов Жетысуского (Джунгарского) и Илейского (Заилийского) Алатау

z, м	W ₃ , мм			W _H , мм			W _{II} , мм		
	З, В	С	Ю	З, В	С	Ю	З, В	С	Ю
<i>Слой 0...20 см</i>									
500	<u>20</u>	<u>16</u>	<u>10</u>	<u>61</u>	<u>51</u>	<u>41</u>	<u>105</u>	<u>88</u>	<u>71</u>
	24	16	10	61	51	41	105	88	71
1000	<u>29</u>	<u>23</u>	<u>16</u>	<u>65</u>	<u>56</u>	<u>46</u>	<u>105</u>	<u>88</u>	<u>71</u>
	28	23	15	64	55	45	103	86	70
1500	<u>32</u>	<u>26</u>	<u>20</u>	<u>67</u>	<u>59</u>	<u>49</u>	<u>105</u>	<u>88</u>	<u>71</u>
	31	25	19	65	57	48	102	85	69
2000	<u>32</u>	<u>27</u>	<u>22</u>	<u>69</u>	<u>60</u>	<u>51</u>	<u>105</u>	<u>88</u>	<u>71</u>
	30	25	20	64	55	47	97	81	65
2500	<u>32</u>	<u>27</u>	<u>22</u>	<u>69</u>	<u>60</u>	<u>51</u>	<u>105</u>	<u>88</u>	<u>71</u>
	28	23	19	59	51	44	90	75	61
3000	<u>32</u>	<u>27</u>	<u>22</u>	<u>69</u>	<u>60</u>	<u>51</u>	<u>105</u>	<u>88</u>	<u>71</u>
	23	19	15	47	40	34	70	59	48
3500	<u>32</u>	<u>27</u>	<u>22</u>	<u>69</u>	<u>60</u>	<u>51</u>	<u>105</u>	<u>88</u>	<u>71</u>
	11	9	8	21	19	16	32	27	22
<i>Слой 0...50 см</i>									
500	<u>54</u>	<u>38</u>	<u>24</u>	<u>160</u>	<u>129</u>	<u>98</u>	<u>265</u>	<u>220</u>	<u>175</u>
	54	38	24	158	128	97	262	218	173
1000	<u>63</u>	<u>48</u>	<u>34</u>	<u>174</u>	<u>144</u>	<u>114</u>	<u>265</u>	<u>225</u>	<u>180</u>
	61	46	32	170	140	110	260	215	175
1500	<u>68</u>	<u>54</u>	<u>40</u>	<u>183</u>	<u>153</u>	<u>122</u>	<u>270</u>	<u>230</u>	<u>185</u>
	65	52	38	174	146	116	257	219	176
2000	<u>70</u>	<u>57</u>	<u>44</u>	<u>190</u>	<u>160</u>	<u>130</u>	<u>275</u>	<u>230</u>	<u>185</u>
	63	51	40	169	142	116	245	205	165
2500	<u>70</u>	<u>58</u>	<u>46</u>	<u>192</u>	<u>162</u>	<u>132</u>	<u>280</u>	<u>235</u>	<u>190</u>
	56	57	37	153	129	105	222	187	151
3000	<u>70</u>	<u>58</u>	<u>46</u>	<u>194</u>	<u>164</u>	<u>134</u>	<u>280</u>	<u>240</u>	<u>195</u>
	43	36	28	117	98	80	165	140	120
3500	<u>70</u>	<u>59</u>	<u>46</u>	<u>194</u>	<u>164</u>	<u>134</u>	<u>285</u>	<u>245</u>	<u>200</u>
	24	20	17	60	51	42	86	75	62
<i>Слой 0...100 см</i>									
500	<u>101</u>	<u>73</u>	<u>46</u>	<u>325</u>	<u>265</u>	<u>205</u>	<u>465</u>	<u>415</u>	<u>360</u>
	100	72	46	322	262	203	460	411	356
1000	<u>126</u>	<u>99</u>	<u>72</u>	<u>370</u>	<u>315</u>	<u>265</u>	<u>480</u>	<u>425</u>	<u>375</u>
	122	96	68	365	315	265	465	415	360
1500	<u>143</u>	<u>116</u>	<u>90</u>	<u>405</u>	<u>355</u>	<u>305</u>	<u>495</u>	<u>440</u>	<u>390</u>
	134	109	84	377	331	284	461	410	363
2000	<u>153</u>	<u>127</u>	<u>101</u>	<u>415</u>	<u>365</u>	<u>315</u>	<u>510</u>	<u>455</u>	<u>400</u>
	132	112	88	360	315	270	440	395	350
2500	<u>156</u>	<u>130</u>	<u>104</u>	<u>415</u>	<u>365</u>	<u>315</u>	<u>525</u>	<u>470</u>	<u>420</u>
	117	98	79	306	369	233	386	346	309
3000	<u>156</u>	<u>130</u>	<u>104</u>	<u>415</u>	<u>365</u>	<u>315</u>	<u>540</u>	<u>485</u>	<u>435</u>
	88	75	60	225	195	175	290	265	240
3500	<u>156</u>	<u>130</u>	<u>104</u>	<u>415</u>	<u>365</u>	<u>315</u>	<u>550</u>	<u>500</u>	<u>450</u>
	52	45	37	127	113	98	167	152	138

Таблица 2.4 – Почвенно–гидрологические константы горных склонов Алтайского края и Восточного Казахстана

z, м	W ₃ , мм			W _н , мм			W _п , мм		
	З, В	С	Ю	З, В	С	Ю	З, В	С	Ю
<i>Слой 0...20 см</i>									
500	<u>28</u>	<u>19</u>	<u>10</u>	<u>68</u>	<u>55</u>	<u>41</u>	<u>105</u>	<u>88</u>	<u>71</u>
	27	18	10	65	53	39	101	85	68
1000	<u>30</u>	<u>24</u>	<u>16</u>	<u>69</u>	<u>58</u>	<u>46</u>	<u>105</u>	<u>88</u>	<u>71</u>
	28	22	15	62	53	42	96	80	64
1500	<u>32</u>	<u>26</u>	<u>21</u>	<u>69</u>	<u>59</u>	<u>49</u>	<u>105</u>	<u>88</u>	<u>71</u>
	27	22	18	58	50	41	89	74	60
2000	<u>32</u>	<u>27</u>	<u>22</u>	<u>69</u>	<u>60</u>	<u>51</u>	<u>105</u>	<u>88</u>	<u>71</u>
	24	20	17	52	45	37	78	65	53
2500	<u>32</u>	<u>27</u>	<u>22</u>	<u>69</u>	<u>60</u>	<u>51</u>	<u>105</u>	<u>88</u>	<u>71</u>
	18	15	12	37	32	27	56	47	38
3000	<u>32</u>	<u>27</u>	<u>22</u>	<u>69</u>	<u>60</u>	<u>51</u>	<u>105</u>	<u>88</u>	<u>71</u>
	8	7	6	15	13	11	21	17	14
3500	<u>32</u>	<u>27</u>	<u>22</u>	<u>69</u>	<u>60</u>	<u>51</u>	<u>105</u>	<u>88</u>	<u>71</u>
	4	4	3	7	6	5	9	8	7
<i>Слой 0...50 см</i>									
500	<u>62</u>	<u>43</u>	<u>24</u>	<u>180</u>	<u>139</u>	<u>98</u>	<u>265</u>	<u>220</u>	<u>175</u>
	59	41	23	171	132	93	252	209	166
1000	<u>66</u>	<u>50</u>	<u>34</u>	<u>184</u>	<u>148</u>	<u>112</u>	<u>265</u>	<u>220</u>	<u>175</u>
	59	44	30	164	134	100	235	200	160
1500	<u>68</u>	<u>55</u>	<u>40</u>	<u>188</u>	<u>155</u>	<u>122</u>	<u>270</u>	<u>230</u>	<u>185</u>
	55	45	33	151	125	99	217	185	149
2000	<u>70</u>	<u>57</u>	<u>44</u>	<u>190</u>	<u>160</u>	<u>130</u>	<u>275</u>	<u>230</u>	<u>185</u>
	44	35	28	118	98	80	170	140	110
2500	<u>70</u>	<u>58</u>	<u>46</u>	<u>194</u>	<u>163</u>	<u>132</u>	<u>280</u>	<u>235</u>	<u>190</u>
	24	21	17	62	52	43	88	74	60
3000	<u>70</u>	<u>58</u>	<u>45</u>	<u>194</u>	<u>164</u>	<u>134</u>	<u>285</u>	<u>235</u>	<u>195</u>
	14	12	11	30	28	24	45	40	35
3500	<u>70</u>	<u>58</u>	<u>46</u>	<u>194</u>	<u>164</u>	<u>134</u>	<u>285</u>	<u>245</u>	<u>200</u>
	9	8	7	16	15	13	22	19	17
<i>Слой 0...100 см</i>									
500	<u>122</u>	<u>84</u>	<u>46</u>	<u>350</u>	<u>278</u>	<u>205</u>	<u>465</u>	<u>415</u>	<u>360</u>
	117	81	45	333	265	196	443	395	343
1000	<u>138</u>	<u>104</u>	<u>70</u>	<u>390</u>	<u>330</u>	<u>270</u>	<u>480</u>	<u>425</u>	<u>375</u>
	122	92	62	335	285	235	420	375	325
1500	<u>148</u>	<u>119</u>	<u>90</u>	<u>405</u>	<u>355</u>	<u>305</u>	<u>495</u>	<u>440</u>	<u>390</u>
	112	91	69	302	265	228	369	328	291
2000	<u>153</u>	<u>127</u>	<u>102</u>	<u>415</u>	<u>365</u>	<u>315</u>	<u>510</u>	<u>455</u>	<u>400</u>
	80	68	56	215	185	160	255	235	210
2500	<u>156</u>	<u>130</u>	<u>104</u>	<u>415</u>	<u>365</u>	<u>315</u>	<u>525</u>	<u>470</u>	<u>420</u>
	45	39	33	107	95	83	134	120	108
3000	<u>156</u>	<u>130</u>	<u>104</u>	<u>415</u>	<u>365</u>	<u>315</u>	<u>535</u>	<u>485</u>	<u>435</u>
	28	24	20	60	50	45	75	65	60
3500	<u>156</u>	<u>130</u>	<u>104</u>	<u>415</u>	<u>365</u>	<u>315</u>	<u>550</u>	<u>500</u>	<u>450</u>
	17	16	15	30	25	28	37	34	32

Для проверки предлагаемой методики расчета запасов влаги в почве использовались материалы наблюдений за ее влажностью на участках агрометеорологической станции Каменское плато, Алматинской селестокковой станции, метеорологической станции Ассы, Западно-Казахстанской стоковой станции, наблюдения экспедиции Казахского НИГМИ в бассейнах рек Ремизовка и Аксу, а также другие материалы, опубликованные в научной литературе [111, 146 – 150] и др. Расчет влагозапасов производился по суточным интервалам времени, начиная с даты, для которой может быть определена их величина в слое активного влагообмена почвогрунтов. В горных районах, как показали исследования И.С. Соседова [4, 111],

К.В. Цыценко [112], А.Ф. Литовченко [151, 152], мощность этого слоя может быть принята равной 0,5...1,0 м. Как известно, влагозапасы в почве после окончания снеготаяния близки к их уровню при наименьшей влагоемкости. Поэтому, при расчете влагозапасов и суммарного испарения в вегетационный период, за исходную может быть принята дата схода снега.

Следует отметить, что весной за исходную может быть принята любая дата после выпадения осадков, заведомо превышающих дефицит влаги в верхнем слое почвогрунтов, равном 1 м. Кроме этого, в качестве исходной может быть принята любая дата измерения влагозапасов инструментальными методами.

Определение влагозапасов и испарения производилось последовательно от предыдущих ($n - 1$) суток к последующим (n) суткам с помощью выражений (2.41) и (2.45). Месячные величины испарения определялись суммированием суточных величин.

На рисунке 2.5 представлены совмещенные графики изменения среднесуточных значений температуры, осадков, испаряемости, испарения, рассчитанных влагозапасов и величин поступления воды за пределы слоя активного влагообмена за вегетационный период 1965 г. для одного из участков агрометеорологической станции Каменское плато. В данном году рассчитанные влагозапасы хорошо согласуются с измеренными. Кроме этого, поступление влаги за пределы зоны активного влагообмена наблюдалось, в основном, в начале вегетационного периода (май – первая половина июня). В остальное время осадки практически полностью расходуются на пополнение влагозапасов и испарение. Такие же результаты для Каменского плато получены за период с 1961 г. по 1972 г.

На рисунке 2.6 представлены аналогичные графики для участков измерения влагозапасов в бассейне р. Ремизовка за 1971 г., а на рисунках 2.7 и 2.8 – на Алматинской селестоковой и Западно-Казахстанской стоковой станциях за 1965 г.

На основании этих рисунков также можно констатировать вполне удовлетворительное совпадение значений рассчитанных и фактических влагозапасов. Сопоставление рассчитанных и измеренных месячных величин испарения для северных склонов в районе уроч. Верхний Горельник показано на рисунке 2.8.

Для сравнения использовались месячные значения величин испарения, полученные И.С. Соседовым и Л.Н. Филатовой [111] путем инструментальных измерений в 1962...1966 гг. Рассчитанные и измеренные величины испарения, в общем, достаточно хорошо соответствуют друг другу. Случайные ошибки определения месячных величин испарения на северных склонах примерно в 70 % случаев находятся в пределах ± 20 %. Средняя ошибка составляет около 16 %. Кроме этого, для северных склонов между рассчитанными и измеренными значениями имеется систематическое расхождение, находящееся в пределах возможных изменений влагозапасов и испарения рассматриваемой зоны. Рассчитанные величины оказались в среднем на 10...15 % выше измеренных.

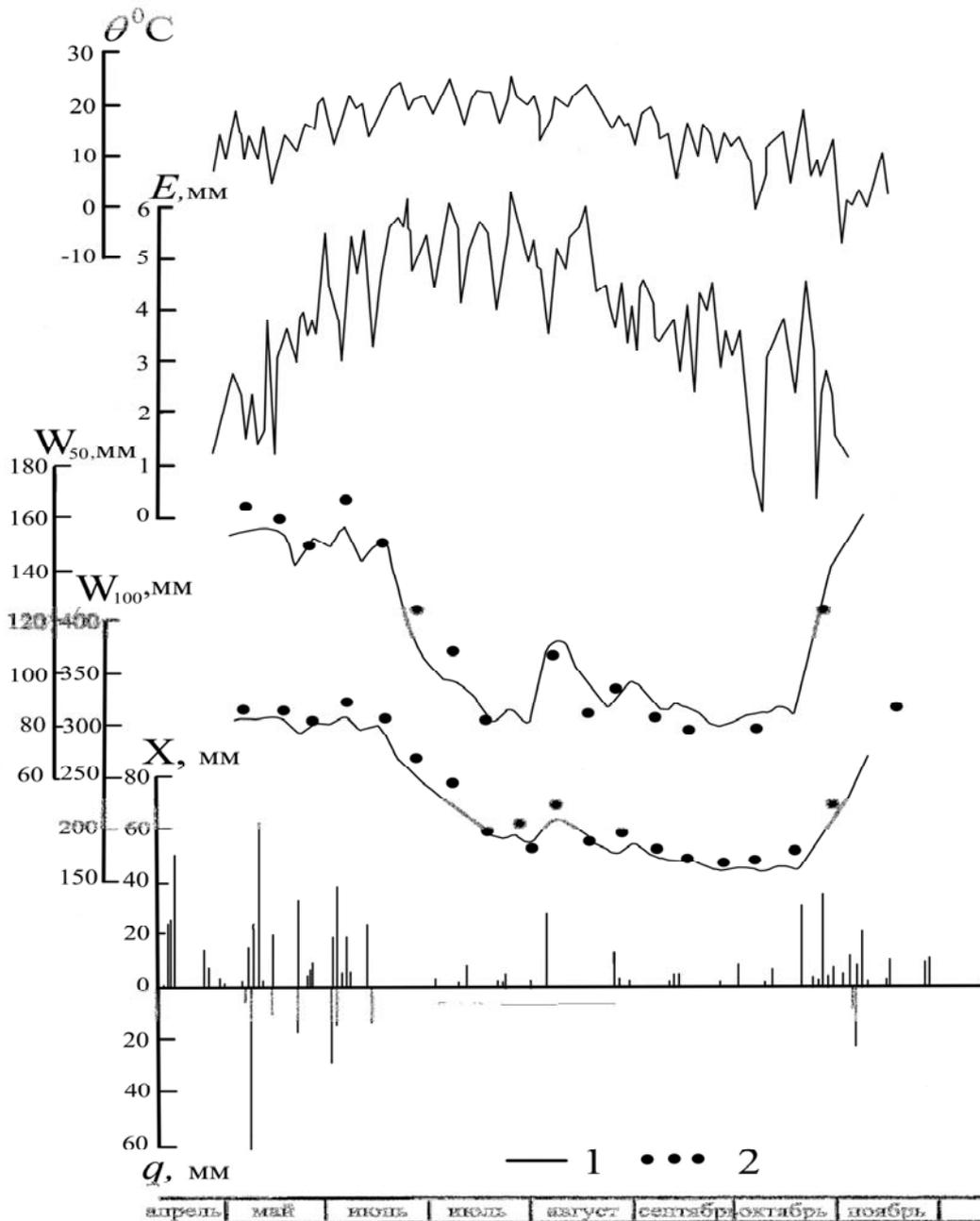


Рисунок 2.5 – Совмещенный график изменения метеорологических элементов, испарения (E), влагозапасов (W) в слое 0,5 м и 1,0 м и поступления влаги за пределы слоя активного влагообмена (Каменское плато, 1965 г.)
 1 – наблюдаемые, 2 – рассчитанные влагозапасы.

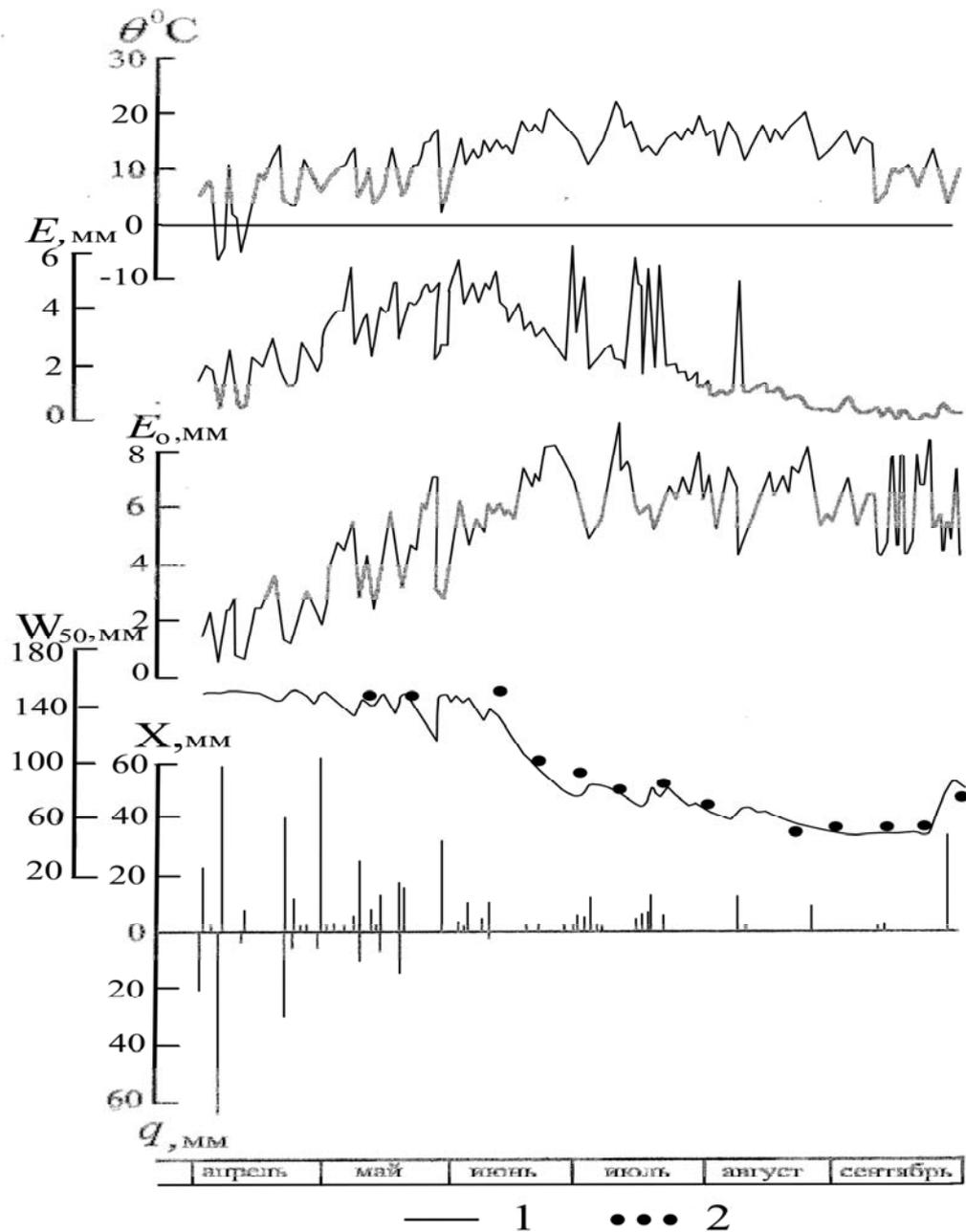


Рисунок 2.6 – Совмещенный график изменения метеорологических элементов, испарения (E), испаряемости (E_0), влагозапасов (W) в слое 0,5 м и поступления влаги за пределы слоя активного влагообмена (бассейн р. Ремизовка, 1971 г.)
 1 – наблюдаемые, 2 – рассчитанные влагозапасы.

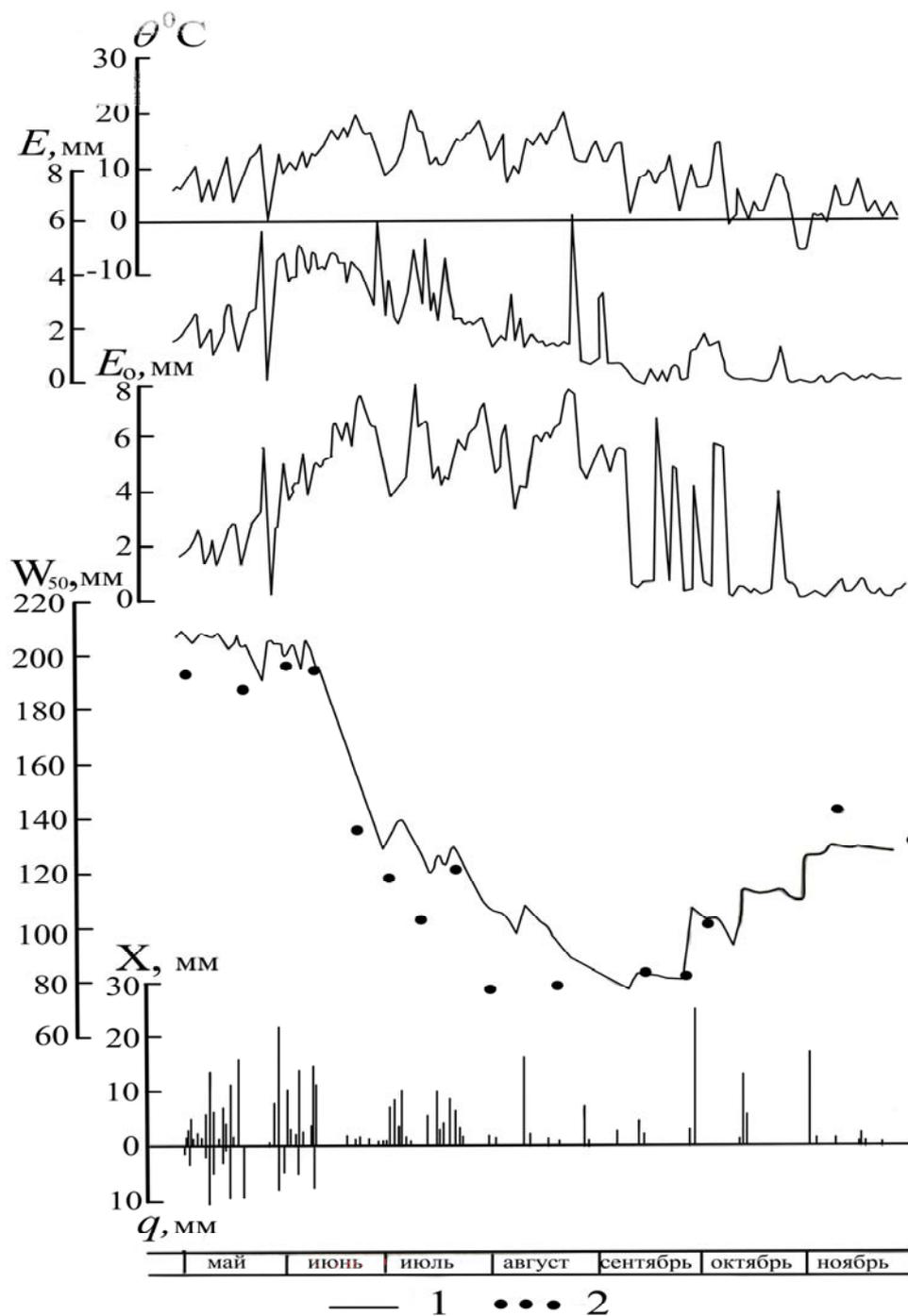


Рисунок 2.7 – Совмещенный график изменения метеорологических элементов, испарения (E), испаряемости (E_0), влагозапасов (W) в слое 0,5 м и поступления влаги за пределы слоя активного влагообмена (Алма-Атинская селестоксовая станция, 1965 г.)
1 – наблюдаемые, 2 – рассчитанные влагозапасы.

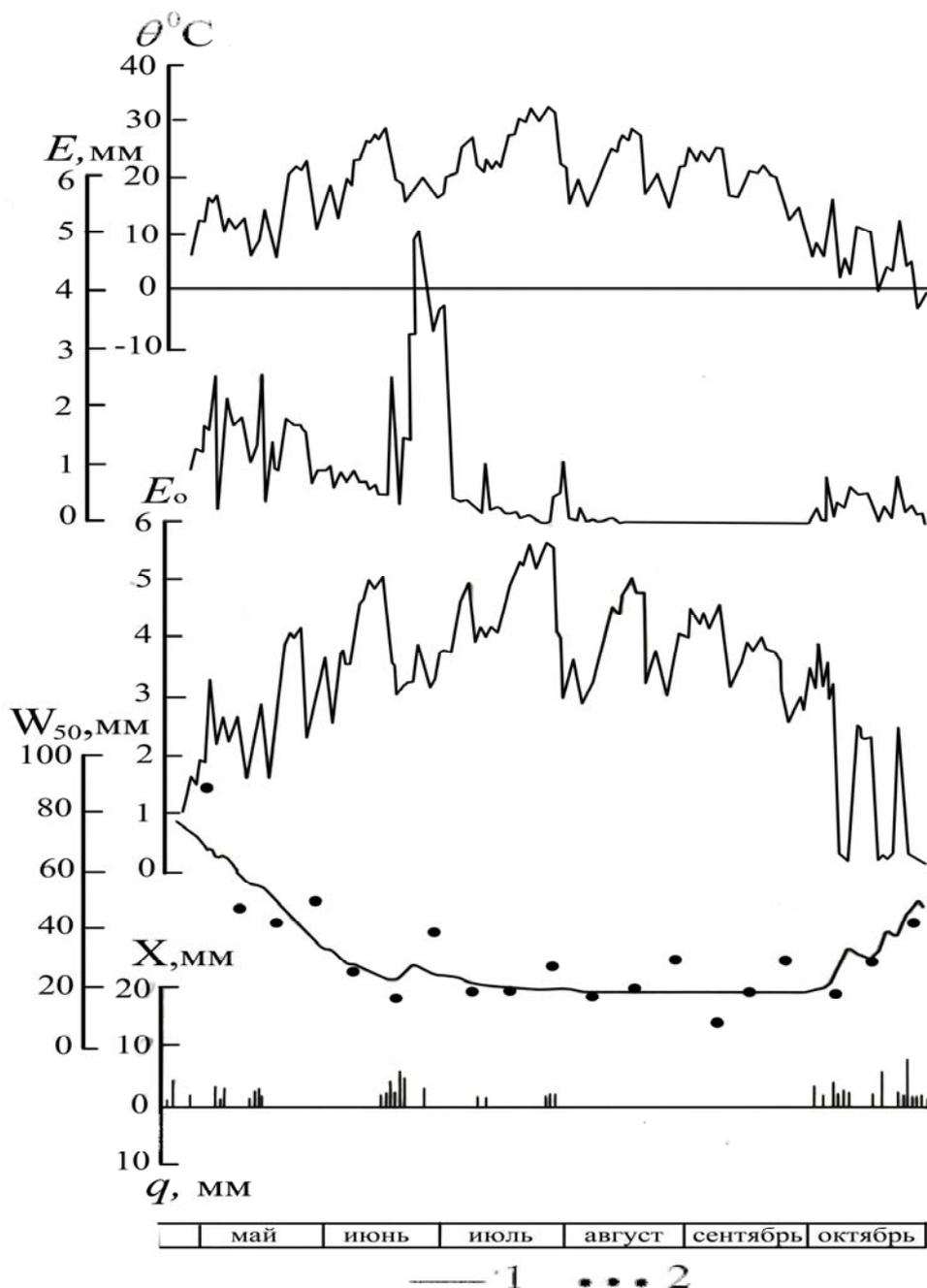


Рисунок 2.8 – Совмещенный график изменения метеорологических элементов, испарения (E), испаряемости (E_0), влагозапасов (W) в слое 0,5 м и поступления влаги за пределы слоя активного влагообмена (Западно-Казахстанская стоковая станция, 1965 г.)
1 – наблюдаемые, 2 – рассчитанные влагозапасы.

Аналогичные результаты получены и для южных склонов. Систематическое расхождение между рассчитанными и измеренными величинами испарения в данном случае составляют около 5 %. Случайные ошибки несколько больше, чем при определении испарения для северных склонов. Это, по-видимому, обусловлено периодическим угнетением и частичным выгоранием растительности южных склонов. Средняя ошибка расчета месячных величин испарения для южных склонов равна около 20 %. Наибольшие случайные ошибки встречаются в основном в начале и конце расчетного периода. В отдельных случаях они достигают 35 % для северных и 45 % – для южных склонов.

Для выявления возможных систематических ошибок в отдельные месяцы произведено сопоставление среднего внутригодового распределения рассчитанных и измеренных значений [111] испарения за 1962...1966 гг. (таблица 2.5).

Таблица 2.5 – Сопоставление внутригодового распределения измеренных и рассчитанных значений испарения, (%) (уроч. Верхний Горельник, северный склон)

Значение испарения	Месяц				
	5	6	7	8	9
Измеренные	15,2	23,6	25,9	22,8	12,5
Рассчитанные	14,4	24,0	28,1	21,4	12,1

Проведенное сопоставление показывает, что рассчитанные значения испарения в отдельные месяцы не имеют существенных систематических отклонений от измеренных величин. Отдельные систематические ошибки невелики по абсолютной величине, и при практическом использовании расчетной методики ими вполне можно пренебречь. Аналогичные выводы получены и для южного склона.

Таким образом, суммарное испарение может быть рассчитано в зависимости от изменения температуры, влажности воздуха, скорости ветра и увлажнения почвогрунтов. Биологические особенности развития растений оказывают влияние на испарение, в основном, в начале и конце вегетационного периода. Хорошая сходимость рассчитанных и фактических значений влагозапасов и испарения наблюдается и при проверке предлагаемой методики с помощью материалов, полученных по другим горным районам Казахстана и Алтая. Все это указывает на то, что рекомендуемая схема учитывает основные факторы, обуславливающие динамику влагозапасов, и может быть использована для их определения в равнинных и горных бассейнах.

2.3 Расчет испарения с осыпей и скал

В горных бассейнах на высотах более 2500...3000 м довольно большие площади заняты осыпями и скалами. В гляциально-нивальном зоне эти виды поверхностей являются преобладающими. Гидрологическая роль подстилающих поверхностей, представленных осыпями и скалами, исследована крайне недостаточно. В настоящее время имеется всего несколько работ, посвященных этому вопросу [145, 153–157]. Одной из характерных особенностей осыпей и скальных поверхностей является их очень малая водоудерживающая особенность, обуславливающая сравнительно небольшие потери на испарение. Исследования В.Г. Шпака и В.И. Михайловой [145], К.В. Цыценко [156] и И.С. Соседова [155] показывают, что испарение с осыпей примерно в 4...5 раз меньше, чем испарение с луговых склонов. Поэтому, при наличии подстилающих поверхностей, представленных осыпями и скалами, наблюдается более интенсивное пополнение динамических запасов подземных вод по сравнению с участками, занятыми высокогорной альпийской растительностью. В связи с этим, в бассейнах, характеризующихся наличием площадей, занятых осыпями и скалами, сток при прочих равных условиях должен быть выше, чем в бассейнах, где указанные подстилающие поверхности отсутствуют. Следует отметить, что из-за слабой гидрологической изученности высокогорной зоны речных бассейнов это явление пока не удалось установить путем анализа гидрометрических материалов.

При водно-балансовых исследованиях и разработке методов расчета (прогноза) гидрографа стока возникает необходимость расчета испарения с поверхности осыпей и скал. В настоящее время для приближенного определения испарения с указанных поверхностей может быть использовано следующее выражение, предложенное И.С. Соседовым [155]:

$$E_{oc} = AN \quad , \quad (2.57)$$

где E_{oc} – испарение с осыпей, скал в мм; A – коэффициент, характеризующий интенсивность испарения; N – число случаев выпадения осадков в сроки наблюдений.

Необходимо отметить, что выражение (2.57) может обеспечить достаточную точность расчета E_{oc} только при условии определения коэффициента A с помощью материалов наблюдений за испарением с осыпей и скал. Его, по-видимому, нельзя использовать для расчета

E_{oc} в других бассейнах, где водоудерживающая способность осыпей и структура выпадающих осадков (X) отличается от условий, для которых произведена оценка параметра A .

Для определения влагозапасов и дефицита влаги в осыпях, по нашему мнению, могут быть использованы следующие выражения:

$$V_n = (V_{n-1} + x) \exp \left\{ -\epsilon_4 \frac{E_0}{V_M} \right\}, \quad (2.58)$$

$$D = V_M - V, \quad (2.59)$$

где V_n, V_{n-1} – последующие и предшествующие значения влагозапасов в осредненном слое осыпи, мм; V_M – максимальная водоудерживающая способность осыпи в естественном состоянии, мм; E_0 – максимально возможное испарение (испаряемость), мм; ϵ_4 – параметр, аналогичный коэффициенту ϵ_3 в выражении (2.41); $D = V_M - V$ – дефицит влагозапасов осыпи, мм; X – параметр, характеризующий увеличение влагозапасов осыпи при выпадении осадков.

Величина X может быть определена из следующих условий:

$$x = \begin{cases} 0 & \text{при } X = 0 \\ X & \text{при } X < D_{n-1} \\ D_{n-1} & \text{при } X \geq D_{n-1}, \end{cases} \quad (2.60)$$

где X – осадки, мм; D_{n-1} – дефицит влагозапасов осыпи в предшествующие сутки.

Определение влагозапасов V и дефицита D производится последовательно, от предыдущих ($n - 1$) суток к последующим (n) суткам.

Следует отметить, что выражение вида (2.58) для расчета влажности почвогрунтов впервые предложил использовать А.И. Будаговский [100, 129]. В дальнейшем оно было учтено и использовано Ю.Б. Виноградовым [97] для определения влагозапасов поверхностного слоя почвогрунтов.

Испарение с осыпи может быть определено с помощью следующего выражения:

$$E_{oc} = D_n - D_{n-1}. \quad (2.61)$$

Поступление влаги за пределы слоя активного влагообмена при $X > D_{n-1}$ можно определить из следующего выражения:

$$q = X - D_{n-1}. \quad (2.62)$$

При расчете влагозапасов в осыпях максимально возможное испарение E_0 следует определять с помощью формул (2.10), (2.16) и (2.19), приведенных в [131, 132], при $\gamma_E = 1$.

Максимальная водоудерживающая способность осыпи в естественном состоянии, по мнению И.С. Соседова [155], в основном зависит от крупности осыпи и климатических факторов. Поэтому, для определения V_M может быть предложено следующее выражение:

$$V_M = V_H \left(1 - k_1 \frac{m}{n} \right), \quad (2.63)$$

где V_H – наибольшее количество подвешенной влаги, которое может содержаться в определенном слое осыпи, мм; m – среднее число дождевых дней в году со слоем осадков $H \geq 1$ мм; n – число дней в году с температурой $t > 0$ °С; k_1 – эмпирический коэффициент.

Исследования И.С. Соседова показали, что для рассматриваемого петрографического состава материала осыпи ее водоудерживающая способность определяется крупностью камней. В качестве показателя крупности материалов осыпи, он предложил использовать приведенный диаметр d_0 , представляющий собой диаметр шара, объем которого равен среднему диаметру камней осыпи [155]. По его данным предельное влагосодержание осыпи V_H в метровом слое при $d_0 = 20$ см составляет около 6 мм, а при $d_0 = 6$ см – около 16 мм воды.

Сведения о числе дождевых дней в году со слоем $H \geq 1$ мм приводятся в работе Ю.Б. Виноградова [97] и климатических справочниках. Значения V_M и V_H , приведенные в работе И.С. Соседова [155], дают возможность определить значение коэффициента k_1 . В первом приближении он может быть принят равным 1,2...1,5.

Значение V_H может быть определено экспериментально или путем использования расчетных методов [155].

В 1973 г. экспедицией КазНИГМИ были проведены экспериментальные работы по определению водоудерживающей способности осыпей, расположенных в бассейне р. Чемолган (северный склон Заилийского Алатау). Определение слоя смачивания материала осыпи производилось с помощью металлических мерных баков различных размеров, оборудованных стеклянными измерительными бюретками и сливными кранами. Объем обломочного материала, погружаемого в бак, определялся по количеству вытесненной воды путем измерения разности уровней, отсчитываемых по бюретке с нанесенными миллиметровыми делениями. Расход воды на смачивание обломочного материала определялся по разности объемов воды, залитой в бак и вылитой из него.

В результате проведенных экспериментов были определены расходы воды на смачивание различных фракций обломочного материала осыпей. Полученные данные приведены в таблице 2.6.

На рисунке 2.9 приведена зависимость $V_{H\phi} = V_{H\phi}(d_0)$ для слоя осыпи 100 см. Она имеет следующее аналитическое выражение:

$$V_{H\phi} = \frac{42,1}{d_0^{0,58}} \quad (2.64)$$

Его можно использовать для оценки водоудерживающей способности осыпей различной мощности и гранулометрического состава.

Следует отметить, что выражения (2.58 – 2.61) могут быть использованы и для определения испарения с поверхности скал. Для этого необходимо располагать сведениями о величине максимальной водоудерживающей способности скальных поверхностей. В первом приближении эта величина может быть принята равной 1...2 мм. Проверка предлагаемой схемы расчета влагозапасов и испарения с осыпей производилась с помощью материалов, опубликованных в работах [145, 155, 156].

Таблица 2.6 – Результаты определения расходов воды на смачивание обломочного материала

Размер фракции, см	Средний размер, см	Расход воды на смачивание обломочного материала		
		$V_{нв}$, мм		
		в слое		
		50 см	100 см	200 см
0,1...0,2	0,15	71,3	142,0	284,0
0,2...0,3	0,25	42,5	85,1	170,0
0,3...0,5	0,40	30,0	59,7	120,0
0,5...0,7	0,60	30,7	61,4	123,0
0,7...1,0	0,85	31,7	63,4	126,0
1,0...2,0	1,50	16,4	32,8	65,6
2,0...4,0	3,00	8,8	17,5	35,0
5,0...10	7,50	6,8	13,6	27,3
10...20	15,00	3,6	7,3	14,6
20...30	25,00	4,4	8,7	17,4

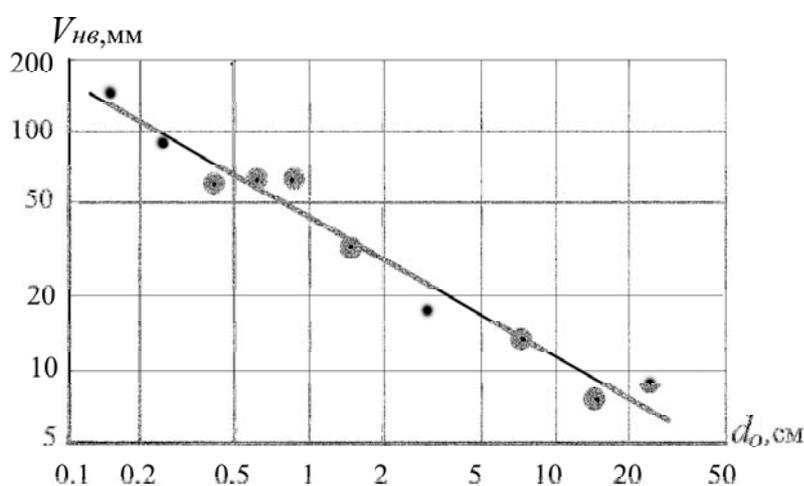


Рисунок 2.9 – Зависимость расхода воды на смачивание рыхлообломочного материала ($V_{нв}$) от его размера (d_0).

В таблице 2.7 приведены наблюдаемые месячные величины испарения с осыпей, полученные И.С. Соседовым [155] в среднегорной и высокогорной зонах северного склона Заилийского Алатау, а также рассчитанные значения указанных характеристик.

Таблица 2.7 – Сопоставление наблюдаемых и рассчитанных величин испарения с осыпей (1971 г.)

Значение испарения	Месяц				
	июнь	июль	август	сентябрь	Сумма
<i>Северная экспозиция, высота 3340 м</i>					
Наблюдаемые	42,0	39,0	27,1	13,9	122
Рассчитанные	38,1	40,0	31,1	17,1	123
<i>Южная экспозиция, высота 2270 м</i>					
Наблюдаемые	(40)	33,2	24,7	12,2	110
Рассчитанные	30,2	37,5	12,2	12,2	92,1

Данные, приведенные в этой таблице, указывают на достаточно хорошее общее соответствие рассчитанных и наблюдаемых месячных значений испарения и отсутствие систематических расхождений между ними. Аналогичные результаты получены и при проверке предлагаемой схемы с помощью материалов наблюдений, опубликованных в других работах. Это дает основание рекомендовать ее для расчета испарения с поверхностей, занятых осыпями и скалами.

2.4 Моделирование процесса промерзания и оттаивания почвогрунтов

В качестве характеристики промерзания обычно принимается глубина от поверхности земли, на которой расположена нулевая изотерма. Эта характеристика определяется на метеорологических станциях с помощью глубинных термометров и мерзлотомеров. Измерение глубины физического промерзания (цементации) почвогрунтов обычно производится путем проходки шурфов и бурения скважин. Этот способ измерения промерзания чрезвычайно трудоемок, а при небольшой влажности почвы в значительной мере субъективен и поэтому не может быть широко использован при решении прогностических задач. В связи с этим возникает необходимость в определении этой характеристики с помощью расчетных методов. В первом приближении глубина физического промерзания может быть определена в зависимости от глубины нулевой изотермы. По исследованиям А.К. Шкадовой коэффициент корреляции между указанными характеристиками изменяется в пределах 0,80...0,90 [158 – 159]. Эти исследования показали, что отношение средних максимальных глубин промерзания к глубине нулевой изотермы, изменяется от 0,63 для недостаточно увлажненных степных районов до 0,78...0,84 для районов с достаточным увлажнением. Поэтому, в качестве характеристики промерзания может быть принята глубина, на которой в толще почвогрунтов расположена нулевая изотерма. В дальнейшем под промерзанием и оттаиванием почвогрунтов нами будет подразумеваться положение нулевой изотермы, определяемое на метеорологических станциях с помощью вытяжных термометров и мерзлотомеров.

В настоящее время расчет промерзания почвогрунтов чаще всего осуществляется с помощью полуэмпирических и эмпирических формул. Большинство эмпирических формул основано на решении задачи Стефана [160] или на изучении годовых теплооборотов почвогрунтов [161]. Обзор и рассмотрение этих формул приводится в работах Б.И. Достовалова и В.А. Кудрявцева [161], А.К. Шкадовой [158, 159] и А.В. Павлова [160]. В большинстве случаев, в связи с отсутствием материалов наблюдений за температурой или элементами теплового баланса поверхности почвы, а также слабой изученностью параметров ее теплоемкости и теплопроводности в талом и мерзлом состояниях, использование этих формул чрезвычайно затруднено. В связи с этим, в гидрометеорологии наибольшее распространение получили расчетные формулы, полученные путем установления корреляционных зависимостей глубины промерзания почвогрунтов от суммы отрицательных температур воздуха, высоты снежного покрова и некоторых других характеристик. Из-за неполного учета основных факторов, определяющих промерзание почвогрунтов, эти формулы, как правило, оказываются пригодными только для тех условий, в которых получены экспериментальные данные для их построения [158]. При разработке методов гидрологических прогнозов, в условиях ограниченной информации, для расчета промерзания почвогрунтов чаще всего пользуются способами, в основу которых положена зависимость глубин промерзания от сумм отрицательных температур воздуха, а также высоты и плотности снега [4, 158, 162 – 171]. В формуле, предложенной И.И. Прохоровым [165, 166], кроме перечисленных факторов, учитывается влажность и механический состав почвогрунтов. До настоящего времени при расчете промерзания почвогрунтов в прогностической практике успешно используется зависимость, предложенная В.Д. Комаровым [64] и имеющая следующий вид:

$$L^0 = L^0 \left(\sum_1^n \frac{\theta}{h} \right), \quad (2.65)$$

где L^0 – глубина промерзания почвогрунтов, м; θ – температура воздуха, $^{\circ}\text{C}$; h – высота снега, см; n – число дней.

С помощью формулы (2.65) А.А. Капотовым [164] при обобщении материалов определения промерзания почвогрунтов на Северо-западе ЕТС получены хорошие результаты.

В основу большой группы методов, при отсутствии снежного покрова, положена зависимость глубин промерзания почвогрунтов от суммы отрицательных среднесуточных температур:

$$L = \varepsilon \sqrt{\sum_1^n \theta} \quad , \quad (2.66)$$

где ε – эмпирический коэффициент.

При наличии снежного покрова в выражение (2.66) вводятся поправки, зависящие от высоты, а иногда и плотности снежного покрова. К выражениям такого вида относятся формулы, предложенные А.В. Стоценко и М.В. Стоценко [168] , в которых коэффициенты соответственно равны 0,056 и 0,042. Формула, предложенная В.А. Романенко [167], при отсутствии снежного покрова имеет следующий вид:

$$L = 0,115 \sqrt{\sum_1^n \bar{\theta}} \quad , \quad (2.67)$$

где $\bar{\theta}$ – среднесуточная температура воздуха, °С.

При наличии снежного покрова среднедекадная температура воздуха в выражении (2.67) умножается на коэффициент $m = \exp(-0,039h)$, где h – высота снега, мм.

Выражение, близкое к (2.66) и (2.67), получено для Северо-запада ЕТС А.А. Капотовым [164]:

$$L = 0,091(\sum \bar{\theta})^{0,53} \quad . \quad (2.68)$$

При наличии снежного покрова в выражение (2.68) вводятся параметры, зависящие от высоты снега.

Следует также отметить методику, предложенную Н.В. Соколовой [172], для расчета глубины промерзания суглинистых и супесчаных почв ЕТС при отсутствии или недостаточности материалов наблюдений. Эта методика предусматривает учет следующих факторов: суммы средних декадных температур воздуха, высоты снежного покрова и влажности почвогрунтов (в долях наименьшей влагоемкости). При разработке методики автором учитывались и теплопотери из талой зоны к границе промерзания.

К выражениям вида (2.66) относится и формула И.И. Прохорова [165]:

$$L = 0,035 \sqrt{\sum_1^n \theta} - \frac{h}{2d} \quad , \quad (2.69)$$

где h – высота снега, см; d – плотность снега, г·см⁻³.

В дальнейшем [166] формула (2.69) была усовершенствована и представлена в следующем виде:

$$L = 0,035m \frac{\sqrt{\sum_1^n \theta}}{\omega} - \frac{h}{2d} \quad , \quad (2.70)$$

где m – коэффициент, равный отношению температуропроводности рассматриваемой почвы к температуропроводности черноземов; ω – коэффициент, равный отношению теплоемкости рассматриваемой почвы к ее величине при влажности, равной 17 %.

В заключение краткого обзора приведем уравнения регрессии, предложенные С.А. Вериго и П.А. Разумовой [162] для расчета глубин промерзания и оттаивания почвогрунтов на территории ЕТС:

$$\Delta L_1 = -0,280h + 0,078\sum \theta_1 + 0,002L_1 + 5,7 \quad (2.71)$$

$$\Delta L_1 = -0,606h + 0,158\sum \theta_1 - 0,08L_1 + 6,8 \quad (2.72)$$

$$\Delta L_2 = 0,555\sum \theta_2 + 0,125L_2 + 3,0 \quad (2.73)$$

$$\Delta L_2 = 0,20\sum \theta_2 - 0,175L_2 + 24,0 \quad (2.74)$$

где ΔL_1 и ΔL_2 – изменение глубины соответственно промерзания и оттаивания почвогрунтов за декаду, см; h – высота снега к началу декады, см; $\sum \theta_1$ и $\sum \theta_2$ – соответственно сумма отрицательных и сумма положительных температур воздуха за декаду, °С; L_1 и L_2 – соответственно глубины промерзания и оттаивания почвогрунтов к началу декады, см.

Уравнения (2.71) и (2.73) предложены для определения промерзания и оттаивания почвогрунтов в районах сильного увлажнения и высокого стояния почвенно-грунтовых вод, а уравнения (2.72) и (2.74) для районов умеренного увлажнения и низкого стояния грунтовых вод.

Необходимо отметить, что рассматриваемые формулы имеют ряд существенных недостатков. Они не учитывают поступление тепла снизу, из талой зоны и поэтому не отражают наблюдающийся в природе процесс оттаивания почвогрунтов при отрицательных температурах воздуха за счет отепляющего влияния снежного покрова определенной мощности. Большинство из них также не учитывают влияние влажности и механического состава почвогрунтов на интенсивность их промерзания. В горных условиях, где снежный покров, влажность и механический состав почвогрунтов изменяются в значительных пределах, при моделировании рассматриваемого процесса крайне необходимо учитывать влияние указанных характеристик.

Основными факторами, определяющими процессы промерзания и оттаивания почвогрунтов, являются температура воздуха, высота и плотность снежного покрова, а также увлажнение и механический состав почвогрунтов. Существенное влияние на процессы промерзания и оттаивания почвы оказывают также теплотокеты к границе промерзания из талой зоны и характер растительности. При разработке способа расчета слоя промерзания почвогрунтов от обуславливающих факторов, изменение его величины может быть выражено с помощью следующего дифференциального уравнения:

$$\frac{dL}{dt} = \frac{\alpha(k_1 P \theta + k_2 C)}{LW} \quad (2.75)$$

где L – слой промерзания почвогрунтов, м; t – время, сут; θ – среднесуточная температура воздуха 0°С; W – влагозапасы в слое 1 м, в мм; C – параметр, характеризующий приток тепла снизу, из талой зоны в °С; P – параметр, отражающий влияние снежного покрова на интенсивность промерзания почвогрунтов; k_1 – параметр, отражающий влияние прямой солнечной радиации и талых вод на интенсивность оттаивания почвогрунтов сверху при положительной среднесуточной температуре воздуха; k_2 – параметр, отражающий влияние притока тепла снизу на интенсивность оттаивания почвогрунтов при положительной среднесуточной температуре воздуха.

Следует отметить, что естественная влажность почвогрунтов W оказывает существенное влияние на глубину их промерзания и оттаивания [163, 164, 173 – 175]. Исследования Б.Д. Достовалова и В.А. Кудрявцева [161] показывают, что с увеличением влажности W возрастает доля фазовых переходов в общих теплооборотах почвогрунтов, увеличивается их теплопроводность в талом и мерзлом состояниях. Все это приводит к уменьшению промерзания почвогрунтов. Кроме этого, почвенно-гидрологические константы (полная и наименьшая влагоемкость, влажность завядания и др.), а, следовательно, и уровень естественной влажности почвогрунтов отражают их механический состав, который оказывает существенное влияние на их промерзание и оттаивание [165, 166, 175, 176]. В частности, низкими влагозапасами характеризуются рыхлообломочные отложения и песчаные грунты, промерзающие на значительную глубину [177 – 182], а высокими – глинистые грунты черноземов и болотных почв, промерзающие при тех же метеорологических условиях на сравнительно небольшую глубину [161, 174, 175]. Исследования И.М. Романовой [173, 174] показывают, что пониженные, более увлажненные участки болотных массивов промерзают на меньшую глубину, чем увлажненные повышенные участки. На необходимость учета влажности при расчете глубины промерзания и оттаивания почвогрунтов указывают исследования А.И. Субботина [183]. Анализ материалов наблюдений дает основание полагать, что изменение глубины промерзания и оттаивания почвогрунтов обратно пропорционально их влажности.

Интегрирование уравнения (2.75) приводит к следующему выражению:

$$L = \sqrt{\frac{2d_1}{W_0} \int (k_1 P \theta + k_2 C) dt} \quad (2.76)$$

Обозначив $2d_1 = d$ и заменив интегрирование суммированием, получим:

$$L = \sqrt{\frac{d}{W} |\Sigma (k_1 P \theta + k_2 C)|} \quad (2.77)$$

В соответствии с исследованиями В.А. Романенко [167], выражение для определения параметра P , отражающего влияние высоты снежного покрова на интенсивность промерзания почвогрунтов, имеет следующий вид:

$$P = \exp(-\beta_1 h) \quad (2.78)$$

где h – высота снега, см; β_1 – коэффициент.

Следует отметить, что параметр P не учитывает влияние плотности снега на глубину промерзания почвы. Для устранения указанного недостатка необходимо рассмотреть исходные положения, использованные при ее выводе. В работе [167] указывается, что при выводе выражения (2.78) автор, исходя из условий, что температурные колебания, имеющие место на поверхности снежного покрова, затухают с глубиной. Как известно, затухание температурной волны может быть вычислено с помощью выражения:

$$\frac{A_e}{A_0} = \exp\left\{-h\sqrt{\frac{\pi}{KT}}\right\} \quad (2.79)$$

где A_e – амплитуда колебания температуры снега на глубине h см, °С; A_0 – амплитуда колебания температуры поверхности снега, °С; h – высота снега, см; K – коэффициент теплопроводности снега; T – период колебаний, с.

Отношение A_e / A_0 характеризует затухание температуры с глубиной.

Для того чтобы ввести в выражение (2.78) плотность снега, необходимо вместо коэффициента температуропроводности подставить его значение:

$$K = \frac{4,19 \cdot 10^2 \lambda}{10dc}, \quad (2.80)$$

где λ – коэффициент теплопроводности, Вт/(м·К); d – плотность снега, г/см³; c – теплоемкость льда, Дж/(кг·К).

Учитывая [184], что по Абельсу $\lambda = 0,00677 d^2$, а теплоемкость льда в пределах 0...-40°С может быть в среднем принята равной 1886 Дж/(кг·К), получим $K = 0,015 d$. Подставив этот результат в выражение (2.79) и принимая T равным одним суткам, определим значение:

$$P = \exp\left\{-\frac{\beta_2 h}{\sqrt{d}}\right\}. \quad (2.81)$$

В работе В.Н. Достовалова и В.А. Кудрявцева [161] на основе теплобалансовых расчетов дана оценка влияния снежного покрова на тепловой режим почвогрунтов в зависимости от их механического состава и мощности. Они установили, что, «...отепляющее влияние одного и того же снежного покрова (по мощности, плотности, теплофизическим свойствам и прочим характеристикам) на различных участках в пределах одного и того же района будет различно в зависимости от состава пород и их влажности. На сухих грунтах оно будет минимальным, а на водонасыщенных, наоборот, максимальным».

В связи с изложенным, возникает необходимость учета влияния влажности почвогрунтов на величину коэффициента β_2 . Можно предположить, что зависимость $\beta_2 = f(W)$ будет линейной:

$$P = \exp\left\{-\frac{(a + \epsilon W)h}{\sqrt{d}}\right\}, \quad (2.82)$$

где a и ϵ – эмпирические параметры.

Необходимо отметить, что, в соответствии с исследованиями указанных выше авторов [161], снежный покров оказывает отепляющее влияние, начиная с некоторой высоты h_0 . До этой высоты снежный покров оказывает охлаждающее влияние на подстилающую поверхность за счет увеличения ее альбедо. Следует полагать, что это явление в наибольшей степени проявляется в отдельных районах Восточной Сибири, Дальнего Востока и Монголии, характеризующихся маломощным снежным покровом в течение всего зимнего периода.

Заменив в (2.77) параметр P его значением (2.82), с учетом изложенного выше, получим уравнение для моделирования процесса изменения мощности промерзания почвогрунтов;

$$L = \sqrt{\frac{\alpha}{W} \left| \sum_1^n \left\{ k_1 \theta \exp\left[-\frac{(a + \epsilon W)(h - h_0)}{\sqrt{d}}\right] + k_2 C \right\} \right|} \quad (2.83)$$

или

$$L = \sqrt{\frac{\alpha}{W} \left| \sum_1^n \left\{ k_1 \theta \exp\left[-\frac{(a^* + \epsilon^* W)(S - S_0)}{\sqrt{d^3}}\right] + k_2 C \right\} \right|}, \quad (2.84)$$

где S_0 , S – снеготпасы, мм; $a^* = 0,1a$, $\epsilon^* = 0,1\epsilon$ – параметры.

При выполнении расчетов формула (2.84) может быть представлена в виде следующего рекуррентного выражения:

$$L_n = \sqrt{L_{n-1}^2 + \frac{\alpha}{W} \left| k_1 \theta \exp \left[-\frac{(a^* + \varepsilon^* W)(S - S_0)}{\sqrt{d^3}} \right] + k_2 C \right|}, \quad (2.85)$$

где L_{n-1} , L_n – предшествующее и последующее значение слоя промерзания почвогрунтов.

Как отмечалось выше, в весенний период с помощью формулы (2.83) определяется изменение общей мощности промерзающего слоя почвогрунтов за счет стаивания сверху и снизу. Однако при необходимости может быть получена глубина как нижней, так и верхней границы мерзлых почвогрунтов. Глубину границы мерзлых почвогрунтов L^* можно определить, если, при расчете по формуле (2.83) среднесуточную температуру воздуха принять равной нулю при $\theta \geq 0^\circ\text{C}$. В этом случае, глубина верхней границы мерзлых почвогрунтов L^0 может быть определена путем вычитания из глубины нижней границы L^* их общей мощности L .

Следует отметить, что выражение (2.83), полученное в результате моделирования рассматриваемого процесса, является полуэмпирическим. Поэтому, его параметры определяются с помощью материалов наблюдений за промерзанием – оттаиванием почвогрунтов и определяющими факторами. Перейдем к рассмотрению и оценке основных параметров полученного уравнения.

Параметр C , характеризующий приток тепла снизу, из талой зоны отражает тот факт, что промерзание почвы при отсутствии снега начинается не после перехода среднесуточной температуры воздуха через 0°C , а примерно после перехода через C градусов в сторону ее отрицательных значений. Величина параметра C в значительной степени определяет процесс стабилизации глубины промерзания почвогрунтов, а также интенсивность их стаивания снизу. Исследования А.В. Павлова [160] показали, что тепловой поток из талой зоны к границе промерзания уменьшается в течение осенне-зимнего периода. Однако оценка параметра C с помощью материалов наблюдений показала, что его величина для осенне-зимнего периода может быть принята постоянной. Следует полагать, что этот результат обусловлен компенсирующим влиянием радиационного выхолаживания почвогрунтов при незначительной высоте снежного покрова в начальный период их промерзания.

Необходимо отметить, что параметр C изменяется как по территории, так и с высотой местности. Для равнинных районов средних широт ЕТС и Западной Сибири он может быть принят равным $0,8 \dots 1,2^\circ\text{C}$. При приближении к границе зоны многолетней мерзлоты он уменьшается, и в ее пределах достигает значений $(-0,2) \dots (-0,5)^\circ\text{C}$. В южных районах его величина, по-видимому, достигает значений $1,3 \dots 1,5^\circ\text{C}$. В горных районах, с увеличением высоты местности и при наличии многолетней мерзлоты его величина уменьшается и достигает отрицательных значений. Для описания изменения параметра C с высотой местности может быть использовано следующее выражение:

$$C = \frac{\theta_{\max} - \theta_{\min}}{1 + \exp(-\alpha + \beta z)} + \theta_{\min}, \quad (2.86)$$

где θ_{\max} – значение параметра C на высоте уровня моря, $^\circ\text{C}$; θ_{\min} – значение параметра C при $z \rightarrow \infty$, $^\circ\text{C}$; z – высота местности, км; α и β – эмпирические коэффициенты.

Если на основании исследований А.П. Горбунова [178, 179] на границе перехода от зоны островной к зоне прерывистой многолетней мерзлоты принять $C = 0^\circ\text{C}$, то при $\theta_{\max} =$

0,8...1,2 °С и $\theta_{\min} = -0,2$ °С можно в первом приближении оценить параметры зависимости (2.86) для отдельных горных бассейнов Казахстана (таблица 2.8).

Таблица 2.8 – Приближенные значения параметров α и β

Наименование районов	α	β
Западный Тянь–Шань	-5,6	2,00
Илейский (Заилийский) Алатау	-5,4	2,20
Жетысуский (Джунгарский) Алатау	-5,2	2,48
Казахстанский Алтай	-4,8	3,20

По мере изучения высотных закономерностей распределения многолетней мерзлоты в горных районах, приведенные параметры следует уточнять.

Параметр α зависит в основном от характера растительности и некоторых других факторов, о чем будет сказано ниже. Для его оценки мы использовали [185, 186] результаты исследований ряда авторов, производивших изучение промерзания почвогрунтов определенной влажности при отсутствии снега в естественных условиях [163, 164, 170, 171] и результаты специальных экспериментов и наблюдений [98, 159, 165, 166]. Для этого выражение (2.83) было приведено при $h = h_0 = 0$, $C = 1$ °С и $k = 1$ к следующему виду:

$$L = \sqrt{\frac{\alpha}{W} \left| \left(\sum_1^n \theta + n \right) \right|} \quad (2.87)$$

Сопоставление выражений (2.66) и (2.87) показывает, что параметр α в выражении (2.87) может быть определен из следующего соотношения:

$$\alpha = \frac{\varepsilon^2 W \sum_1^n \theta}{\sum_1^n \theta + n} \quad (2.88)$$

Результаты исследований И.И. Прохорова [165, 166], В.А. Романенко [167] и А.А. Капотова [163, 164], а также материалы специальных экспериментов и наблюдений за промерзанием почвогрунтов показывают, что для луговых задернованных поверхностей параметр α может быть принят равным 0,33 [186]. Следует отметить, что изменение параметра α обусловлено влиянием некоторых факторов, неучтенных при обосновании выражения (2.83). Как отмечалось выше, к их числу, в первую очередь, относится растительный покров, который оказывает влияние на интенсивность промерзания и оттаивания почвогрунтов как через тепловой баланс почв и пород (альбедо), так и через обусловленные им изменения теплообмена между почвой и атмосферой. В ряде случаев это влияние проявляется опосредствованно через элементы теплового и водного баланса почвогрунтов [181]. Исследования Б.Н. Достовалова и Б.А. Кудрявцева [161] показали, что растительность оказывает обогревающее влияние на почвогрунты и обуславливает уменьшение глубины промерзания и оттаивания почвогрунтов. В частности, к таким же выводам пришла И.М. Романова [173, 174] при исследовании промерзания заболоченных массивов. На основании материалов, приведенных в указанных работах, можно полагать, что при наличии болотной растительности параметр α может быть принят равным 0,2. Кроме этого, при промерзании, сопровождавшемся растрескиванием почвогрунтов и характерным для малоснежных районов Восточной Сибири, Дальнего Востока и Монголии параметр α должен быть увеличен до 0,5...0,7.

Исследования П.И. Колоскова [187], И.Д. Цыгельной и Г.Н. Голубева [170, 171], а также А.А. Капотова [164] показывают, что на глубину промерзания почвогрунтов существенное

влияние оказывает микрорельеф. В частности, И.Д. Цыгельной и Г.Н. Голубевым [171] показано, что в бассейне Чон-Кызыл-Су глубина промерзания увеличивается с увеличением крутизны склонов. Однако для оценки параметра α эти данные в настоящее время трудно интерпретировать и использовать, в связи с отсутствием сведений о влагозапасах на склонах различной крутизны. В рассматриваемом случае неясно, связано ли увеличение промерзания с уменьшением влажности почвогрунтов на склонах или оно обусловлено влиянием других, в частности, радиационных факторов. Для решения этих вопросов необходимы комплексные наблюдения за промерзанием почвогрунтов и обуславливающими факторами.

Величина параметра α также существенно зависит от уровня грунтовых вод, оказывающих отепляющее влияние при промерзании и оттаивании почвогрунтов [177]. В данной работе рассматриваются вопросы моделирования указанного выше процесса для условий, когда уровень грунтовых вод и капиллярная кайма располагаются ниже слоя промерзания и оттаивания почвогрунтов.

Следует отметить, что во всех случаях при использовании выражения (2.83) необходимо произвести проверку точности расчета глубины промерзания и оттаивания почвогрунтов на материалах непосредственных наблюдений, и, при необходимости, уточнить значение рассматриваемого параметра.

Среднее значение параметра $\beta_2 = a + \epsilon W$ было установлено на основании материалов по промерзанию почв Лениногорской станции, а также материалов, помещенных в работах И.Д. Цыгельной и Г.Н. Голубева [170, 171] и других источниках.

В результате сопоставления фактических и рассчитанных значений промерзания средняя величина параметра β_2 может быть принята равной 0,015. Коэффициенты a и ϵ в выражении (2.82) были приближенно оценены путем учета тенденции изменения глубин промерзания почв в зависимости от их влажности (промерзание суглинков и песков в долине и на склонах). При этом нами использовались оценки указанных тенденций, приведенные в работах [135, 163, 164, 170, 171]. На основании указанных исследований коэффициенты a и ϵ могут быть приняты равными $a = 10^{-2}$, $\epsilon = 1,25 \cdot 10^{-5}$.

Величина h_0 , по-видимому, не превышает 5 см и, в первом приближении, может быть принята равной 2...3 см в районах, где нарастание снежного покрова происходит достаточно интенсивно, и продолжительность периода с незначительным снежным покровом невелика, значение h_0 может быть принято равным нулю.

Если в формуле (2.83) выражение, заключенное в фигурные скобки, при $k = 1$ и $C = 1$ приравнять к нулю, то, задаваясь значениями температуры воздуха θ , можно при определенных значениях влагозапасов в метровом слое почвогрунтов и плотности снежного покрова получить соответственно значение его высоты в сантиметрах.

На рисунке 2.10 показана зависимость высоты снежного покрова, при которой приращение глубины промерзания равно 0 ($\Delta L = 0$), от температуры воздуха для почвогрунтов с $W = 300$ мм и плотностью снега $d = 0,1; 0,2; 0,3$ г/см³ соответственно. Эти зависимости показывают, что определенной температуре соответствует высота снега, при которой изменение глубины промерзания не происходит ($\Delta L = 0$). При меньшей высоте снежного покрова наблюдается увеличение глубины промерзания почвогрунтов, при большей – уменьшение, за счет их оттаивания снизу. Сопоставление кривых, рассчитанных для снежного покрова различной плотности, показывает, что чем меньше плотность снега, тем меньше может быть высота снега, при которой изменение глубины промерзания не произойдет.

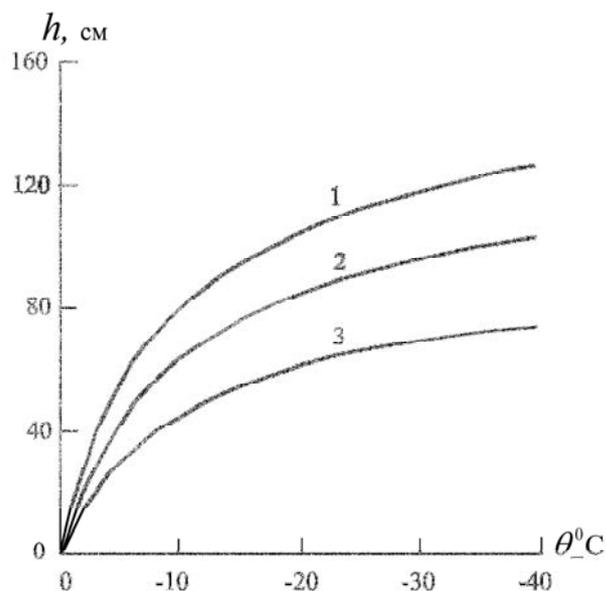


Рисунок 2.10 – Зависимость высоты снежного покрова, при которой $\Delta L = 0$, от среднесуточной отрицательной температуры воздуха, $^{\circ}\text{C}$ для почвогрунтов с $W = 300$ мм

1 – $d = 0,3$ г/см³; 2 – $d = 0,2$ г/см³; 3 – $d = 0,1$ г/см³

Следует отметить, что в соответствии с характером изменения кривых (рисунок 2.10), при увеличении высоты снежного покрова его влияние на промерзание почвогрунтов уменьшается. Например, при плотности снега $0,20$ г/см³ (рисунок 2.9), изменении температуры от $(-5)^{\circ}\text{C}$ до $(-10)^{\circ}\text{C}$ высота снега, при которой $\Delta L = 0$, должна увеличиваться на 45 см, а при изменении температуры от $(-15)^{\circ}\text{C}$ до $(-20)^{\circ}\text{C}$ – всего на 8 см.

Указанное обстоятельство, по-видимому, обусловлено относительным уменьшением охлаждающего влияния, связанного с отражающей способностью снега на температурный режим почвогрунтов и увеличением его утепляющего влияния (как теплоизолятора) с увеличением снежного покрова.

На рисунке 2.11 показана зависимость высоты снежного покрова ($d = 0,2$ г/см³), при которой приращение глубины промерзания равно нулю ($\Delta L = 0$), от температуры воздуха для почвогрунтов, имеющих влагозапасы $W = 50$ мм, $W = 250$ мм и $W = 550$ мм в метровом слое. Здесь показано, что с уменьшением влажности почвогрунтов уменьшается утепляющее влияние снежного покрова.

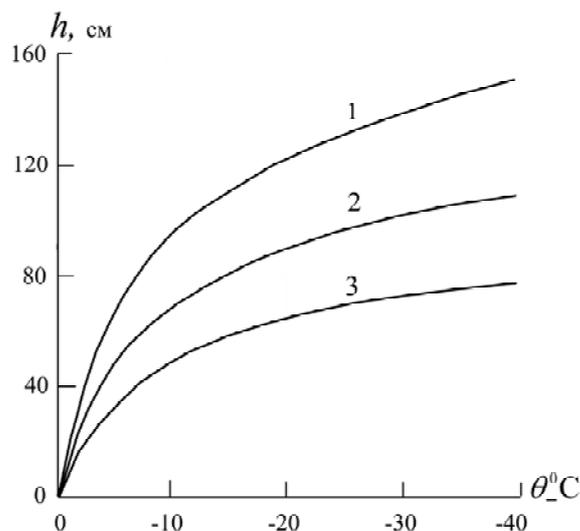


Рисунок 2.11 – Зависимость высоты снежного покрова, при которой $\Delta L = 0$, от среднесуточной отрицательной температуры воздуха θ , $^{\circ}\text{C}$ 1 – для сильно увлажненных почв $W = 550$ мм; 2 – для умеренно увлажненных почв $W = 250$ мм; 3 – для слабо увлажненных почв $W = 50$ мм.

С помощью рисунка 2.11 можно установить, что при одной и той же высоте снежного покрова промерзание сильно увлажненных почвогрунтов прекращается при более низких температурах, чем промерзание умеренно увлажненных и слабо увлажненных почвогрунтов. Это указывает на то, что для сильно увлажненных почвогрунтов отепляющее влияние снежного покрова сильнее.

Следует полагать, что это явление в основном обусловлено тем, что теплопроводность и температуропроводность почвогрунтов увеличивается с увеличением их влажности. В связи с этим очевидно, что при одном и том же снежном покрове, но в условиях промерзания влажных почв, теплоприток снизу из талой зоны будет более интенсивным, чем при промерзании сухих почв.

Как известно, оттаивание почвогрунтов в весенний период наблюдается при положительных температурах воздуха, причем влияние снежного покрова, как теплоизолятора, существенно снижает интенсивность этого процесса. В отличие от промерзания, на интенсивность процессов оттаивания почвогрунтов, при положительных температурах воздуха, оказывает существенное отепляющее влияние прямая солнечная радиация и талые воды.

Параметр k_1 в формуле (2.83) отражает влияние указанных факторов на интенсивность оттаивания почвогрунтов сверху.

С помощью материалов наблюдений за промерзанием и оттаиванием почвогрунтов в бассейне р. Ульби (Ульбы) (Западный Алтай), а также материалов наблюдений в бассейне р. Чон-Кызыл-Су (Терской Алатау), приведенных в работе [171], удалось установить, что параметр k_1 изменяется преимущественно в пределах от 3 до 7 и в среднем может быть принят равным 5.

Следовательно:

$$k_1 = \begin{cases} 1 & \text{при } \theta < 0^\circ\text{C} \\ 5 & \text{при } \theta \geq 0^\circ\text{C} \end{cases} \quad (2.89)$$

Однако в ряде случаев использование $k_1 = const$ оказывается недостаточным. В результате анализа материалов наблюдений удалось установить, что с увеличением оттаивания почвогрунтов сверху его интенсивность, как правило, уменьшается. Поэтому, для определения k_1 в первом приближении может быть предложено следующее выражение экспоненциального вида:

$$k_1 = \begin{cases} 1 & \text{при } \theta < 0^\circ\text{C} \\ k_{\min} + (k_{\max} - k_{\min}) \exp\{-\mathcal{E}L_{n-1}^o\} & \text{при } \theta \geq 0^\circ\text{C} \end{cases} \quad (2.90)$$

где k_{\min} и k_{\max} – соответственно минимальное и максимальное значения коэффициента k_1 ; L_{n-1}^o – предшествующее значение глубины оттаивания почвогрунтов сверху, м; \mathcal{E} – параметр, характеризующий интенсивность уменьшения коэффициента k_1 с увеличением оттаивания почвогрунтов сверху.

Коэффициент k_{\max} изменяется преимущественно в пределах 4...10, а k_{\min} от 0,5 до 2,0. Параметр \mathcal{E} чаще всего характеризуется значениями в диапазоне от 2 до 6. При $\mathcal{E} = 0$ коэффициент $k_1 = k_{\max} = const$. Все параметры, характеризующие интенсивность оттаивания почвогрунтов, уточняются путем анализа реализаций рассматриваемого процесса.

С помощью материалов наблюдений установлено, что при переходе среднесуточной температуры воздуха через 0°C влияние потока тепла снизу, из талой зоны, на интенсивность про-

мерзания и оттаивания почвогрунтов увеличивается. Параметр k_2 в формуле (2.83) отражает увеличение этого влияния на интенсивность оттаивания почвогрунтов снизу. С помощью указанных выше материалов установлено, что его величина изменяется преимущественно в пределах 3...5 и в среднем может быть принята равной 4.

Тогда,

$$k_1 = \begin{cases} 1 & \text{при } \theta < 0^\circ\text{C} \\ 4 & \text{при } \theta \geq 0^\circ\text{C} \end{cases} \quad (2.91)$$

Следует отметить, что промерзающий слой почвогрунтов обычно не является однородным. Поэтому, при наличии резких различий в увлажненности, например, слоев 0...0,5 м и 0,5...1,0 м расчет по формуле (2.83) в начальный период промерзания производится при влажности верхнего полуметрового слоя почвогрунтов, приведенного к влагозапасам метрового слоя. Затем, по мере приближения глубины промерзания к 0,5 м, для дальнейшего расчета принимаем измеренные или рассчитанные влагозапасы метрового слоя почвогрунтов.

Для проверки применимости формулы (2.83) при моделировании рассматриваемого процесса были использованы сравнительно немногочисленные материалы наблюдений за промерзанием и оттаиванием почвогрунтов в пределах Казахстана, Средней Азии и других районов СНГ.

На рисунках 2.12 и 2.13 приведены совмещенные графики изменения наблюдаемых и рассчитанных значений глубины промерзания и оттаивания почвогрунтов, высоты снежного покрова и сумм отрицательных температур воздуха. Сопоставления показывают хорошее соответствие рассчитанных и наблюдаемых глубин промерзания и оттаивания почвогрунтов. Ориентировочные расчеты, выполненные для различных районов Казахстана, подтверждают, что выражение (2.83) хорошо отражает закономерности промерзания почвогрунтов, установленные И.И. Прохоровым [166], Н.С. Ткаченко и Л.П. Тулиной [169], в зависимости от их влажности, сумм отрицательных температур и высоты снежного покрова. Предлагаемая формула позволяет получить соотношения промерзания, близкие к тем, которые установлены А.А. Капотовым [163, 164] для песков и суглинков, а также отдельных элементов рельефа местности.

Изложенное дает основание полагать, что с помощью формулы (2.83) можно, с приемлемой точностью, рассчитать глубину промерзания и оттаивания почвогрунтов отдельных, сравнительно однородных участков (высотных зон, склонов определенной экспозиции) в пределах речных бассейнов.

Следует полагать, что пространственная неравномерность мощности промерзания почвогрунтов горных бассейнов даже в пределах отдельных высотных зон и склонов определенной экспозиции довольно значительна. Значения коэффициентов вариации C мощности промерзания почвогрунтов для указанных участков горных бассейнов, по-видимому, составляют не менее 0,6...1,0. Наибольшие значения C наблюдаются в период оттаивания почвогрунтов.

В этих условиях, средняя квадратическая ошибка определения средней мощности промерзания почвогрунтов отдельных участков или высотных зон речных бассейнов, в пределах склонов определенной экспозиции, в период их промерзания, по-видимому, не превышает 10 %, а в период их оттаивания – 15 %. Наибольшие относительные ошибки наблюдаются в начале промерзания и в конце оттаивания почвогрунтов.

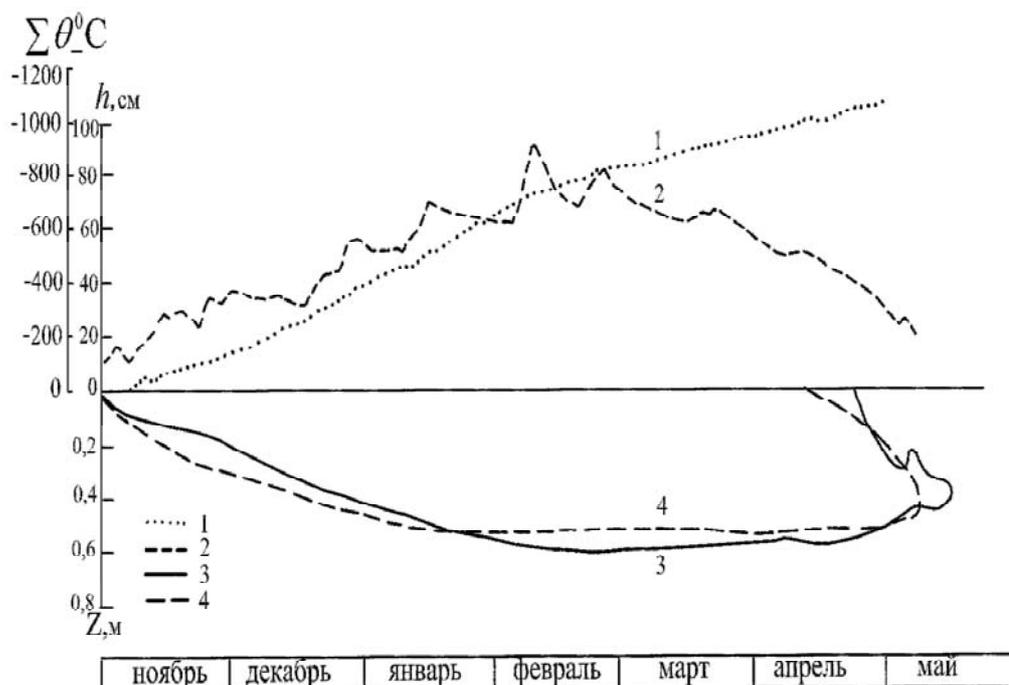


Рисунок 2.12 – Хронологический график изменения высоты снежного покрова, сумм отрицательных температур воздуха, наблюдаемых и рассчитанных глубин промерзания почвогрунтов в бассейне р. Чон-Кызыл-Су на склоне восточной экспозиции (1959...1960 гг.) 1 – высота снежного покрова, 2 – суммы отрицательных температур воздуха, 3 – глубина промерзания (наблюденная), 4 – глубина промерзания (рассчитанная).

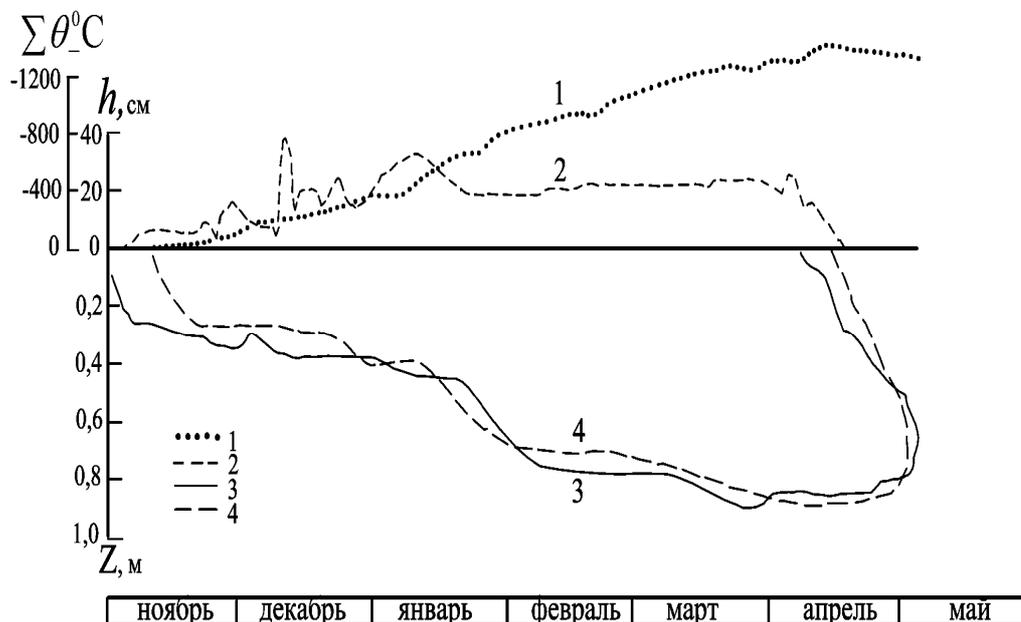


Рисунок 2.13 – Хронологический график изменения высоты снежного покрова, сумм отрицательных температур воздуха, наблюдаемых и рассчитанных глубин промерзания почвогрунтов в бассейне р. Громотуха (1978...1979 гг.) 1 – высота снежного покрова, 2 – суммы отрицательных температур воздуха, 3 – глубина промерзания почвогрунтов (наблюденная), 4 – глубина промерзания почвогрунтов (рассчитанная).

Для оценки доли площади горных бассейнов или их отдельных высотных зон, где мощность промерзания меньше определенной величины, можно применить способ, предложенный В.Д. Комаровым и основанный на использовании типовых кривых обеспеченности глубины промерзания почвогрунтов [64], которые в большинстве случаев соответствуют гамма-распределению. Для их построения необходимо располагать сведениями об изменчивости мощности промерзания почвогрунтов при ее различных средних значениях.

3 ОПРЕДЕЛЕНИЕ СКОРОСТИ И ВРЕМЕНИ ДОБЕГАНИЯ СТОКА В ГОРНЫХ БАССЕЙНАХ

Скорость и время добегаания талых и дождевых вод по микроручейковой и дренажной сети склонов и руслам речных бассейнов являются основными факторами, определяющими трансформацию процесса интенсивности стокообразования в гидрограф стока. В связи с этим исследователи на протяжении всего периода развития гидрологической науки этому вопросу уделяли большое внимание. Как известно, суммарное время добегаания стока в бассейне складывается из продолжительности добегаания по склонам и русловой сети [188]:

$$\tau = \tau_c + \tau_p, \quad (3.1)$$

где τ – суммарное время добегаания; τ_c – время добегаания по склонам речных бассейнов; τ_p – время добегаания по руслам речных бассейнов.

Исследованию скорости и времени добегаания стока посвящено довольно много работ, выполненных в странах СНГ и за рубежом [189]. Основы расчета указанных характеристик рассматриваются в работах М.М. Протодяконова [190], Д.Л. Соколовского [188], А.Д. Дубаха [191], Г.А. Алексеева [192], А.Н. Бефани [193, 194, 195], А.Г. Ковзеля [196], С.И. Харченко [197] и др.

Необходимо отметить, что многие исследователи определяют параметры формул добегаания как остаточные члены исходных уравнений, предназначенных для расчета максимальных расходов. В этом случае параметры формул добегаания, определенные исходя из разных расчетных схем, оказываются несопоставимыми между собой [189], что затрудняет их использование для решения других задач. К работам по определению руслового добегаания, в которых отсутствует указанный недостаток, следует отнести исследования Н.В. Лалыкина [198], А.Г. Иваненко [199] и Е.Д. Гопченко [200]. Из них, две последние работы посвящены изучению закономерностей добегаания стока полугорных и горных рек соответственно Закарпатской области и юго-востока России. Для горных рек Средней Азии, Южного и Юго-Восточного Казахстана, характеризующихся наибольшими уклонами, такие исследования не проводились. В связи с тем, что в бассейнах рек высокогорной и среднегорной зон недостаточно постов оборудованных самописцами, у исследователей не было возможностей для проведения анализа соответственных уровней и расходов по определению времени добегаания.

Между тем, как правильно отмечает А.Н. Бефани [194], для определения скоростей добегаания могут быть использованы многочисленные материалы измерения скоростей течения в гидрометрических створах. Исследования Р.А. Нежиховского [189], установившего, что соотношение скоростей добегаания паводковых волн и скоростей течения в реальных условиях движения воды в реках близко к единице, позволяют считать использование указанных материалов целесообразным и вполне оправданным. Это побудило автора, начиная с 1966 г., заняться исследованием гидравлических сопротивлений движения воды в руслах горных рек на участках гидрометрических наблюдений. Результаты этих исследований были использованы [201] при разработке способов определения скорости и времени добегаания стока в горных бассейнах.

3.1 Гидравлические сопротивления и расчет средней скорости течения полугорных и горных потоков

В последние десятилетия исследованию гидравлических сопротивлений при движении воды в руслах горных рек уделяется большое внимание. Это связано с изучением максимального стока горных рек и катастрофических селевых потоков. Применение гидравлических методов для определения скоростей и расходов горных рек обусловлено трудностью, а зачастую и невозможностью измерения этих расходов гидрометрическими методами. В этих условиях все

большее значение приобретает метод расчета скоростей и максимальных расходов на участке реки по гидравлическим элементам русла и уровням воды, определенным по следам прошедших паводков.

В настоящее время в инженерной гидрологии для расчета средней скорости водных потоков широко применяется формула Шези, полученная эмпирическим путем во второй половине XVIII века. В дальнейшем, в процессе исследования уравнения равномерного движения, эта формула была частично теоретически обоснована и приобрела полуэмпирический характер. Эта формула имеет следующий вид:

$$V = Ch\sqrt{gHI} \quad (3.2)$$

где V – средняя скорость, м/с; Ch – число Шези – частное от деления средней скорости потока на его динамическую скорость; g – ускорение силы тяжести, м/с²; H – средняя глубина потока, приближенно принимаемая равной гидравлическому радиусу R ; I – уклон свободной поверхности потока.

$$Ch = \frac{C}{\sqrt{g}} \quad (3.3)$$

откуда

$$C = Ch\sqrt{g} \quad (3.4)$$

где C – скоростной коэффициент Шези, определяемый путем обработки натуральных данных или по эмпирическим формулам.

Подставив (3.3) в (3.2), получим:

$$V = C\sqrt{HI} \quad (3.5)$$

Формулу Шези (3.2), отражающую квадратичный закон сопротивления, можно записать в следующем виде:

$$I = \frac{V^2}{Ch^2 gH} \quad (3.6)$$

или

$$I = \frac{V^2}{C^2 H} \quad (3.7)$$

Кроме этого, формулу Шези можно представить в следующем виде:

$$I = \frac{Fr}{Ch^2} \quad (3.8)$$

или

$$Fr = Ch^2 I \quad , \quad (3.9)$$

где Fr – число Фруда, параметр кинетичности потока, представляющий отношение его удвоенной удельной кинетической энергии $V^2/2g$ к удельной потенциальной энергии H .

Выражения (3.6), (3.7) и (3.8) показывают, что в условиях равномерного движения гидравлическое сопротивление пропорционально квадрату скорости потока или параметру его кинетичности – числу Фруда.

Для определения скоростного коэффициента Шези C чаще всего используют формулу Маннинга:

$$C = \frac{1}{n} H^{0,17} \quad (3.10)$$

и формулу Н.Н. Павловского:

$$C = \frac{1}{n} H^y \quad , \quad (3.11)$$

где n – коэффициент шероховатости русла потока; y – параметр, зависящий от условий движения потока и состояния его русла.

Определение показателя степени y обычно производится с помощью формулы Н.Н. Павловского [202, 203] в зависимости от коэффициента шероховатости n и средней глубины потока H . Для горных рек уточненные выражения для определения y были предложены В.Ф. Талмазой [204] и А.К. Рябовым [205]. Обобщенное выражение для определения y в зависимости от указанных параметров, а также ускорения силы тяжести g предложено Г.В. Железняковым [206].

Уравнение Шези (3.5) с коэффициентом C по Маннингу имеет следующий вид:

$$V = \frac{1}{n} H^{0,67} I^{0,5} \quad . \quad (3.12)$$

Как известно, потери напора на преодоление гидравлических сопротивлений складываются из так называемых линейных потерь напора, затрачиваемых на преодоление сопротивлений трения, и местных потерь напора, обуславливаемых резкими изменениями конфигурации границ потока [207].

Линейные потери напора изучены достаточно детально, как для условий равномерного, так и неравномерного движения водного потока. Их величина определяется квадратичным законом гидравлического сопротивления.

Местные потери напора, обусловленные чередованием сужений и расширений русла и его поворотами (резкое изменение поперечного сечения русла, гидравлические прыжки, водопады и др.), изучены недостаточно. В искусственных водных потоках, а также в равнинных реках, где изменение поперечного сечения потока осуществляется весьма медленно, они невелики по сравнению с линейными потерями и ими обычно пренебрегают [203].

При расчете гидравлических сопротивлений полугорных и горных рек местные потери учитываются вместе с линейными потерями в результате определения скоростного коэффициента C , параметра шероховатости $1/n$ или коэффициента шероховатости n в формуле Шези по данным гидрометрических измерений характеристик потока [208].

До середины 30-х годов прошлого столетия, в основном, считалось, что скоростной коэффициент Шези C зависит только от шероховатости русла и его геометрических размеров.

Так, в работе [202] отмечается, что «все уравнения, в которых коэффициент Шези C зависит не только от гидравлического радиуса и коэффициента шероховатости (или то же, что от выступов шероховатости), но и от других факторов, по-видимому, следует признавать не отвечающими физическим условиям движения потоков». Следует полагать, что это замечание справедливо только для равномерного движения или для плавно изменяющегося неравномерного движения. Еще на Третьем гидрологическом съезде М.А. Великанов отмечал [209], что формула Шези, строго говоря, справедливая только для равномерного движения, в настоящее время условно распространяется и на неравномерное движение, и это упрощение является не совсем корректным. Применение формулы Шези в гидротехнической практике на горных реках позволило установить, что коэффициент C зависит и от гидродинамических параметров потока. Это подтверждается наличием зависимости величины C , а, следовательно, и коэффициента шероховатости n , от уклона горных рек и временных водотоков. Таким образом, следует полагать, что в условиях равномерного движения эти параметры зависят только от геометрических размеров и шероховатости русла. В условиях же неравномерного движения, характерного для полугорных и горных потоков, указанные параметры зависят также от их уклона. Это указывает на отклонения гидравлических сопротивлений указанных рек от квадратичного закона, по-видимому, за счет увеличения местных потерь. В связи с этим, многими авторами в формулы для определения коэффициентов Шези C и n для горных потоков, кроме характеристик шероховатости русла, его формы и размеров был введен гидродинамический параметр – уклон. Эти формулы имеют следующий вид:

$$C = BH^x I^z . \quad (3.13)$$

Для примера можно привести в нашей транскрипции некоторые формулы, полученные путем подстановки выражения вида (3.13) в уравнение Шези.

Формула Кханна [210, 211], полученная в 1936 г.:

$$V = 8,05H^{0,58} I^{0,3} , \quad (3.14)$$

откуда, согласно выражению (3.5):

$$C = 8,05H^{0,08} I^{-0,20} , \quad (3.15)$$

где по формуле Маннинга:

$$n = \frac{1}{8,05} H^{0,08} I^{0,2} . \quad (3.16)$$

Формула М.Ф. Срибного [211, 212], предложенная в 1936 г.:

$$V = 6,5H^{0,67} I^{0,25} , \quad (3.17)$$

откуда, с помощью (3.5) получим:

$$C = 6,5H^{0,17} I^{-0,25} , \quad (3.18)$$

в которой,

$$n = \frac{1}{6,5} I^{0,25} . \quad (3.19)$$

Формула В.М. Маккавеева [213], предложенная в 1940 г.:

$$V = BH^{0,5} I^{0,33} \quad , \quad (3.20)$$

откуда, с помощью (3.5), получим:

$$C = \frac{B}{\sqrt[6]{HI}} \quad , \quad (3.21)$$

где

$$n = \frac{1}{B} \sqrt[6]{HI} \quad . \quad (3.22)$$

Параметр B для отдельных равнинных рек изменяется $B = 11,7 \dots 12,8$ [213].
Формула В.Ф. Талмазы [204], полученная в 1960 г.:

$$V = 5H^{0,5+y} I^{0,20} \quad , \quad (3.23)$$

откуда, по выражению (3.5):

$$C = 5H^y I^{-0,30} \quad , \quad (3.24)$$

где

$$n = 0,2I^{0,3} \quad . \quad (3.25)$$

В заключение этого краткого обзора необходимо также привести одно из выражений для определения коэффициента шероховатости n горных потоков с $I > 0,005$, полученное В.Ф. Талмазой в 1968 г. в результате анализа формулы расчета неразрывающейся скорости горных рек Киргизии [214]:

$$n = 0,21 \sqrt[3]{HI} \quad . \quad (3.26)$$

Подставив (3.26) в формулу Шези-Маннинга (3.10), получим:

$$V = 4,76H^{0,33} I^{0,17} \quad , \quad (3.27)$$

откуда, с учетом (3.5):

$$C = \frac{4,76}{\sqrt[3]{HI}} \quad . \quad (3.28)$$

В выражении (3.27) показатель степени при средней глубине вызывает сомнение, так как даже для потоков в критическом состоянии его величина составляет 0,5 и выше [206].

Необходимо отметить, что многие авторы устанавливали обратную статистическую зависимость скоростного коэффициента от уклона без разделения рек на полугорные $0,001 \leq I \leq 0,004$ и горные $I \geq 0,004$. Это приводило к завышению показателя степени при уклоне для полугорных рек и его занижению для горных потоков.

Если рассматривать параметры шероховатости зависящими только от характера поверхности и размеров русла, то приведенные формулы для условий движения потоков на участках с большими уклонами позволяют констатировать отступление от квадратичного закона. Однако, в настоящее время зависимость C от уклона (уменьшение C с ростом I) не рассматривается как показатель несоответствия квадратичного закона сопротивлению физическим условиям движения горных потоков. По мнению ряда авторов [203, 215, 216], зависимость $C = f(I)$ обусловлена тем, что с увеличением уклона возрастают размеры переносимых наносов, в связи с чем увеличивается абсолютная и относительная шероховатость, следовательно, уменьшается коэффициент C и параметр шероховатости $1/n$. Коэффициенты шероховатости естественных русел, по их мнению, являются функциями гидродинамических параметров потока (в частности уклона) и поэтому не могут рассматриваться как независимые [215, 217, 218]. Это объяснение не является достаточно обоснованным. При одинаковых уклонах горные реки транспортируют наносы различных фракций [219]. Это обусловлено особенностями геологического строения отдельных бассейнов. Русла малых горных периодических водотоков во многих случаях являются вообще не деформирующимися.

Необходимо отметить, что средний диаметр наносов не является достаточно показательным при оценке шероховатости речных русел [206, 220]. Для этого необходимо располагать более полной статистической характеристикой фракционного состава, особенно крупных фракций наносов, которые даже при одинаковом среднем диаметре и дисперсии обычно различаются в два – три и более раз. Кроме этого необходимо располагать сведениями о концентрации наносов, которые для отдельных рек и их участков также могут различаться в несколько раз.

Исследования А.Н. Крошкина и других авторов показали, что средний диаметр наносов на горных реках зависит не только от уклона, но и от расхода воды [221] или глубины потока. Они установили, что с увеличением уклона, а также расхода или глубины потока диаметр транспортирующихся наносов увеличивается. Учитывая отмеченное выше разнообразие средних диаметров и количества наносов переносимых при одинаковых уклонах полугорными и горными реками, а также то, что уклоны уменьшаются, а расходы воды и глубина потоков, наоборот, увеличиваются вниз по течению, по-видимому, не следовало бы по этим причинам ожидать определенной связи параметра $1/n$ или коэффициента шероховатости n от уклона. Однако, как показали исследования некоторых авторов [214, 222], такая связь существует. По мнению автора, эта связь в значительной мере косвенно отражает зависимость указанных параметров от характера обтекания потоком сформированных им русловых образований и неровностей, а также неподвижных или транспортируемых наносов.

Необходимо отметить, что на различных участках рек зависимости шероховатости от гидродинамических параметров потока не могут быть сравнимыми в связи с различием материала, слагающего долину и русло. Однако анализ наблюдений показывает, что, независимо от количества транспортируемых наносов и их размеров, значения C и $1/n$ для горных рек уменьшаются с увеличением уклонов. В связи с этим можно предполагать, что сопротивление движению воды горных рек, в общем, возрастает не только в результате увеличивающейся шероховатости их русел, но и в результате воздействия гидродинамического параметра – уклона горных потоков на условия обтекания им движущихся наносов, донных отложений и неровностей русла.

Водные потоки по характеру течения подразделяются на спокойные и бурные [202, 203, 208]. Спокойные потоки плавно обтекают встречающиеся препятствия и имеют относительно ровную (с уклоном вниз по водному течению) поверхность. Такой характер движения является типичным для равнинных и, отчасти, для полугорных рек. Горные потоки при обтекании препятствий образуют гидравлические прыжки и водопады, их поверхность является крайне неровной. В условиях неравномерного движения потока она обычно представляет собой систему остановившихся волн – гидравлических прыжков [208]. Такой режим движения воды характерен для полугорных и горных рек. Здесь уместно привести слова М.А. Великанова [223], который отмечал, что на горных реках «...мы имеем случай русел чрезвычайной шероховатости,

вообще мало исследованных опытным путем, в которых сопротивление очень быстро возрастает со скоростью».

Как известно из гидравлики, при одинаковых размерах препятствий и неровностей русел потери энергии для спокойных потоков будут незначительны, а для бурных потоков они будут очень большими. Поэтому следует полагать, что связи параметров шероховатости $1/n$ или коэффициента шероховатости n и среднего диаметра русловых отложений, косвенно отражают зависимость гидравлических сопротивлений от уклона, а, следовательно, от скорости потока и характера обтекания им неподвижных или транспортируемых наносов, а также неровностей речных русел. По-видимому, этим можно объяснить уменьшение скоростного коэффициента C и параметра шероховатости $1/n$ с увеличением уклона.

Полугорные и горные потоки, формирующие свое русло, являются системами, характеризующимися наличием обратной связи между их скоростью и гидравлическими сопротивлениями. В таких потоках, при увеличении скорости, зависящей от уклона ($H=const$), наблюдается увеличение шероховатости при формировании речного ложа, а также сопротивления при обтекании донных отложений и неровностей русла.

Связь параметра шероховатости $1/n$ в формуле Шези-Маннинга и уклона потока показана на рисунке 3.1. Для определения $1/n$ и построения этой связи использованы материалы измерений скоростей течения воды и гидравлических характеристик на реках Средней Азии, Южного, Юго-Восточного и Восточного Казахстана, помещенные в гидрологических ежегодниках, а также материалы наблюдений на реках других районов СНГ, заимствованные из работ ряда авторов [204, 211, 222, 224–227].

Кроме этого, для построения этой связи использованы обобщенные значения $1/n$ для катастрофических водных и селевых паводков, опубликованные в работах М.Ф. Срибного [211], Н.М. Носова [228], И.П. Смирнова [229] и Р.А. Шестаковой [216]. Материалы, использованные для построения графика (рисунок 3.1), характеризуют достаточно широкий диапазон изменения всех гидравлических элементов потока. При использовании этих материалов коэффициент шероховатости n определялся с помощью формулы Шези-Маннинга по данным гидрометрических измерений скорости, уклона и средней глубины потока. Это позволяет при определении n учесть как линейные, так и нелинейные местные сопротивления на участках рек и временных водотоков.

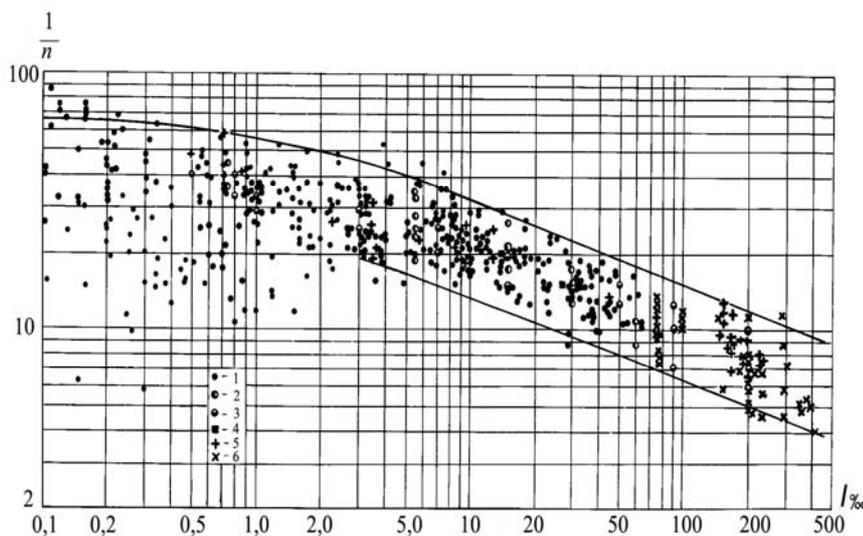


Рисунок 3.1 – Зависимость параметра шероховатости турбулентных потоков $1/n$ от уклона I , % : 1 – по данным гидрометрических измерений; 2 – по материалам М.М. Носова; 3 – по материалам М.Ф. Срибного; 4 – по материалам Р.А. Шестаковой; 5 – по данным И.П. Смирнова; 6 – Сели рек Дуруджи, Шамалган (Чемолган), микросели.

Связь, представленная на рисунке 3.1, показывает, что зависимость между значениями $1/n$ и I при уклонах $I \leq 0,001$ практически отсутствует, что указывает на соответствие физических условий движения потоков квадратичному закону сопротивления. При уклонах $I > 0,001$ наблюдается определенная зависимость $1/n = f(I)$, причем ее характер изменяется по мере увеличения уклона.

Аналитическое выражение этой зависимости имеет следующий вид:

$$\frac{1}{n} = \frac{1}{m(I + 0,001)^{0,33}} \quad (3.29)$$

или

$$n = m (I + 0,001)^{0,33}, \quad (3.30)$$

где m – коэффициент шероховатости полугорных и горных рек, зависящий только от характера поверхности, формы и размеров русла.

Подставив значение $1/n$ в формулу Маннинга (3.10), получим:

$$C = \frac{H^{0,17}}{m(I + 0,001)^{0,33}}. \quad (3.31)$$

Следует отметить, что зависимость $1/n = f(I)$ наиболее четко выражена при уклонах $I \geq 0,004$. Если принять, что значение критического уклона $I = 0,004$ по Буссинеску отделяет в среднем бурные потоки от спокойных [211], то зависимость $1/n = f(I)$ при уклонах $I \geq 0,004$ будет характеризовать условия движения горных потоков. Для $I \geq 0,004$ зависимость (3.29) $1/n = f(I)$ имеет следующий вид [230]:

$$\frac{1}{n} = \frac{1}{m I^{0,33}} \quad (3.32)$$

или

$$n = m I^{0,33}, \quad (3.33)$$

где математическое ожидание m примерно равно $0,21$ ($1/m = 4,75$).

Необходимо отметить, что при $H = 1$ м параметры формулы автора (3.33) и формулы В. Ф. Талмазы (3.26) практически совпадают.

При использовании выражения (3.4) коэффициент Шези–Маннинга будет равен:

$$C = \frac{H^{0,17}}{m I^{0,33}}. \quad (3.34)$$

Ниже будет показано, что для турбулентных селевых потоков C будет равно:

$$C = \frac{1}{m I^{0,33}}. \quad (3.35)$$

Полученная зависимость (3.32) подтверждается и для условий искусственно созданной в устойчивом русле усиленной шероховатости, которая приводит к увеличению глубин потока и

к уменьшению скорости течения воды [202, 203]. Сведения, приведенные в работе М.Д. Чертоусова [203], позволяют показать это на отдельных примерах.

Плотоход с усиленной шероховатостью, построенный на р. Лабе (Чехословакия) при уклоне 0,027, характеризуется коэффициентом $n_y = 0,082$ ($1/n_y = 12,2$) или коэффициентом $m = 0,273$ ($1/m = 3,66$) в формулах автора для определения коэффициента Шези. Плотоход между р. Лаучей и р. Даугавой при уклоне 0,03 и при различных конструкциях усиленной шероховатости характеризуется коэффициентами $n_y = 0,045 \div 0,148$, в среднем $n_y = 0,096$ ($1/n_y = 10,4$) или $m = 0,309$ ($1/m = 3,24$). Быстроток с усиленной шероховатостью на канале Кош-Тегермен при уклоне дна 0,25 и глубине 0,8 м характеризуется коэффициентом $n_y = 0,18$ ($1/n_y = 5,6$) или $m = 0,286$ ($1/m = 3,50$). Быстроток с усиленной шероховатостью на канале Янги при уклоне дна 0,50 и глубине 0,85 м характеризуется коэффициентом $n_y = 0,23$ ($1/n_y = 4,36$) или $m = 0,29$ ($1/m = 3,45$).

Эксперименты в лотке с усиленной шероховатостью, проведенные для обоснования рыбохода на р. Урте (Бельгия), показали, что при уклонах 0,26 ($\theta = 15^\circ$) и 0,57 ($\theta = 35^\circ$) и гидравлическом радиусе 0,5 м коэффициент $n_y = 0,195$ ($1/n_y = 5,12$) или $m = 0,26$ ($1/m = 3,85$).

Приведенные примеры показывают, что в потоках со значительными уклонами более 0,004 и усиленной шероховатостью (каналах, плотоходах, рыбоходах и др.) параметр $1/n_y$ изменяется от 10,4...12,2 при уклонах 0,027...0,030, до 4,36...5,6 при уклонах 0,26...0,57. Это подтверждает установленную зависимость его величины от уклона для естественных горных потоков. При тех же условиях значения параметра $1/m$ колеблются в пределах 3,24...3,85 и не зависят от уклона. Это подтверждает установленные выше закономерности и также указывает на то, что гидравлические сопротивления при движении воды в рассматриваемых быстротоках в значительной мере определяются не видами (конструкциями) усиленной шероховатости, а характером их обтекания потоком.

Результаты исследований гидравлических сопротивлений аэрированных потоков, опубликованные в [203], также подтверждают наличие зависимости коэффициента шероховатости в формуле Шези от уклона (3.31). Как отмечает М.Д. Чертоусов в водотоках с большими уклонами дна (быстротоках) происходит насыщение движущейся воды частицами окружающего воздуха, то есть аэрация потока, которая, по-видимому, является признаком неравномерности его движения. Количество воздуха, содержащегося в аэрированных потоках, может быть обозначено коэффициентом водонасыщенности β , представляющим собой отношение объема воды к объему двухфазной жидкости (объем воды + объем воздуха). По мнению М.Д. Чертоусова, в условиях равномерного движения следует принимать $\beta = const$ и скорость аэрированных потоков определять в результате обычного гидравлического расчета при повышенном значении коэффициента шероховатости, определяемом с помощью соотношения:

$$n_\alpha = \frac{n}{\beta}, \quad (3.36)$$

где n_α – коэффициент шероховатости аэрированного потока; n – коэффициент шероховатости неаэрированного потока, в условиях равномерного движения, например, в формуле Маннинга (3.9).

Однако, исследования Эренбергера [203] показали, что гидравлические сопротивления в аэрированных потоках даже в условиях равномерного движения не соответствуют квадратичному закону сопротивления. Данные опытов в деревянном лотке с $I \leq 0,476$ (при угле наклона $\theta \leq 28,5^\circ$) при $R \leq 0,30$ м позволили установить, что коэффициент влагонасыщенности β обратно пропорционален уклону в степени 0,26. Это подтверждает существование общей значительной тенденции увеличения коэффициента шероховатости с увеличением уклона, которая

также указывает на то, что движение аэрированных потоков не соответствует квадратичному закону сопротивления.

Приближенная схема расчета неравномерного движения в условиях аэрированного потока предложена А.А. Ничипоровичем [231]. В этой схеме аэрированный поток рассматривается как некоторый фиктивный неаэрированный поток, русло которого характеризуется несколько большей шероховатостью. На основании данных наблюдений неравномерного движения в потоке он для определения коэффициента шероховатости аэрированного потока n_a рекомендует следующее соотношение:

$$n_a = \mathcal{E}n , \quad (3.37)$$

где n – коэффициент шероховатости неаэрированного потока, например, в формуле Маннинга (3.10).

По данным А.А. Ничипоровича коэффициенту \mathcal{E} в зависимости от уклона I следует придавать следующие значения:

I	0,1 ÷ 0,2	0,2 ÷ 0,4	> 0,4
\mathcal{E}	1,33	1,33 ÷ 2,00	2,0 ÷ 3,33

Нижний предел этого коэффициента соответствует глубине потока 0,1...0,3 м, а верхний – глубине менее 0,1 м.

С помощью этих значений можно установить зависимость $\mathcal{E} = f(I)$ и определить ее параметры. Используя $\mathcal{E} = 1,33$ при уклоне равном 0,15 и $\mathcal{E} = 1,665$ при уклоне 0,3, имеем:

$$\mathcal{E} = 2,5I^{0,33} . \quad (3.38)$$

Подставив значение \mathcal{E} из (3.38) в (3.37), получим:

$$n_a = 2,5nI^{0,33} . \quad (3.39)$$

Обозначив $2,5n = m$, получим выражение вида (3.33), определенное автором при установлении зависимости коэффициента шероховатости горных рек от их уклона. Изложенное выше показывает, что зависимость коэффициента шероховатости аэрированных потоков (быстротоков) от уклона также соответствует зависимости, установленной автором для естественных горных потоков.

Рассмотрим теперь характеристики гидравлических сопротивлений в руслах горных потоков. Подставив значение параметра $1/n$ из выражений (3.31) и (3.32) в формулу Шези–Маннинга (3.12) соответственно для полугорных и горных рек $I \geq 0,001$, имеем:

$$V = \frac{1}{m} H^{0,67} (1 + 0,001)^{0,17} , \quad (3.40)$$

для горных рек $I \geq 0,004$:

$$V = \frac{1}{m} H^{0,67} I^{0,17} . \quad (3.41)$$

Формула такого вида, с несколько отличающимися значениями параметра $1/m$, получена во второй половине 60-х годов прошлого столетия независимо С. Герасимовым (Георгиевым) для горных водотоков бассейна р. Марицы в Болгарии [224, 232] и автором для горных

рек Средней Азии и других регионов стран СНГ [230, 233]. На рисунке 3.2 представлена связь обратной величины коэффициента шероховатости $1/m$ в формуле (3.41) и среднего уклона водотока I . Для ее построения (по сравнению с рисунком 3.1) использованы некоторые дополнительные сведения о скоростях течений и гидравлических элементах русел, опубликованные в Гидрологических ежегодниках и научных работах. Переход от обобщенных значений $1/n$ к значениям $1/m$ осуществлялся с помощью выражения:

$$\frac{1}{m} = \frac{1}{n} I^{0,33} \quad (3.42)$$

На графике (рисунок 3.2) видно, что связь между $1/m$ и I практически отсутствует. Это подтверждает обоснованность выражений (3.29) и (3.32) и структуру формул (3.40) и (3.41).

Отсутствие связи этих гидравлических характеристик также указывает на возможность использования для уклонов $I \geq 0,004$ постоянного (наиболее вероятного) значения $1/m$ в формуле (3.41) или осуществления классификации этого параметра с разделением диапазона его изменений на 2...3 категории. Проведенные исследования [224, 232] позволили установить, что наиболее вероятное значение параметра $1/m$ для водных потоков находится в середине диапазона 4,5...5,0 и может быть принято равным – 4,75. При значении параметра $1/m = 4,5$ формула (3.41) была рекомендована автором для расчета средней скорости наносоводных потоков [234, 235].

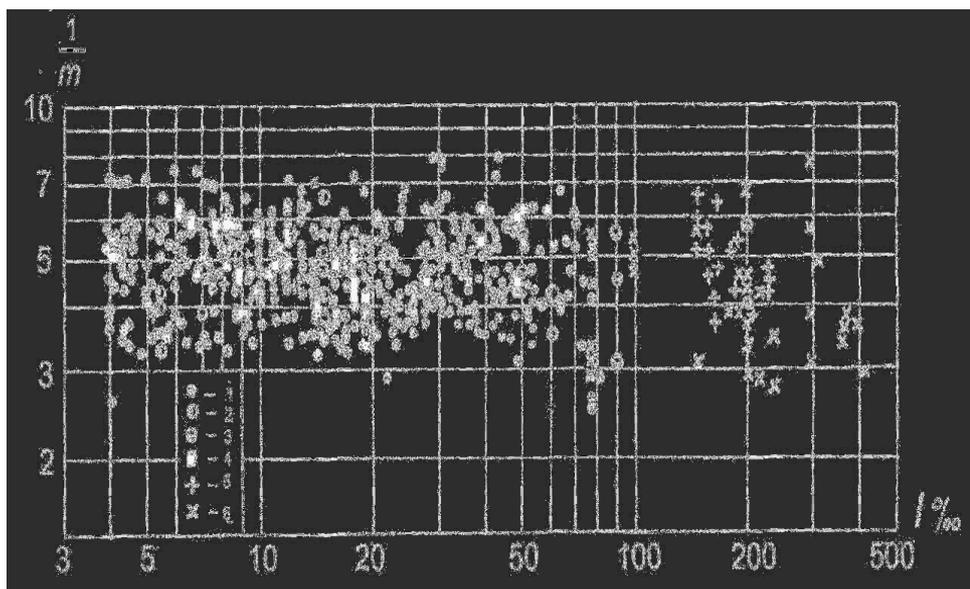


Рисунок 3.2 – Связь параметра шероховатости турбулентных горных потоков $1/m$ и уклона $I, ‰$: 1 – по данным гидрометрических измерений; 2 – по материалам М.М. Носова; 3 – по материалам М.Ф. Срибного; 4 – по материалам Р.А. Шестаковой; 5 – по данным И.П. Смирнова; 6 – сели рек Дуруджи, Шамалган (Чемолган), микросели.

Имеющиеся материалы позволили сделать вывод о возможности использования формулы М.Ф. Срибного (3.17) в гидрологических расчетах. Эта формула с постоянным показателем шероховатости $B = 6,5$ рекомендована для рек с уклонами $I > 0,0005$. График на рисунке 3.1 показывает, что зависимость $\frac{1}{n} = f(I)$ для уклонов $I > 0,0005$ имеет различный характер и, следовательно, не может быть точно описана с помощью выражения вида:

Имеющиеся материалы позволили сделать вывод о возможности использования формулы М.Ф. Срибного (3.17) в гидрологических расчетах. Эта формула с постоянным показателем шероховатости $B = 6,5$ рекомендована для рек с уклонами $I > 0,0005$. График на рисунке 3.1 показывает, что зависимость $\frac{1}{n} = f(I)$ для уклонов $I > 0,0005$ имеет различный характер и, следовательно, не может быть точно описана с помощью выражения вида:

$$\frac{1}{n} = BI^{-0,25} \quad (3.43)$$

положенного в основу вывода этой формулы. Нами была проведена оценка применимости формулы (3.43) только для горных рек с $I \geq 0,004$. Для этой цели были использованы те же материалы, что и для проверки формулы (3.32). Переход от обобщенных значений $1/n$ к значениям B осуществлялся с помощью выражения:

$$B = \frac{1}{n} I^{0,25} \quad (3.44)$$

На рисунке 3.3 представлена связь показателя шероховатости B в формуле (3.43) и среднего уклона водотоков. Данные показывают, что имеется обратная зависимость $B = f(I)$. Наличие такой зависимости отражают и табличные материалы обобщенных значений $1/n$ для различных диапазонов, приведенные М.Ф. Срибным в одной из последних работ и использованные при построении зависимости (рисунок 3.2) с помощью выражения (3.43). Поэтому, ошибки с разными знаками при использовании формулы М.Ф. Срибного для расчетов средней скорости горных потоков не будут равновероятными при различных уклонах [230]. Следовательно, формула М.Ф. Срибного недостаточно точно отражает зависимость $\frac{1}{n} = f(I)$ для рек с уклонами $I \geq 0,004$. Необходимо отметить, что многие авторы устанавливали обратную статистическую зависимость скоростного коэффициента от уклона без деления рек на полугорные $0,001 \leq I \leq 0,004$ и горные $I \geq 0,004$. Это приводило к завышению показателя степени при уклоне для полугорных рек и его занижению для горных потоков.

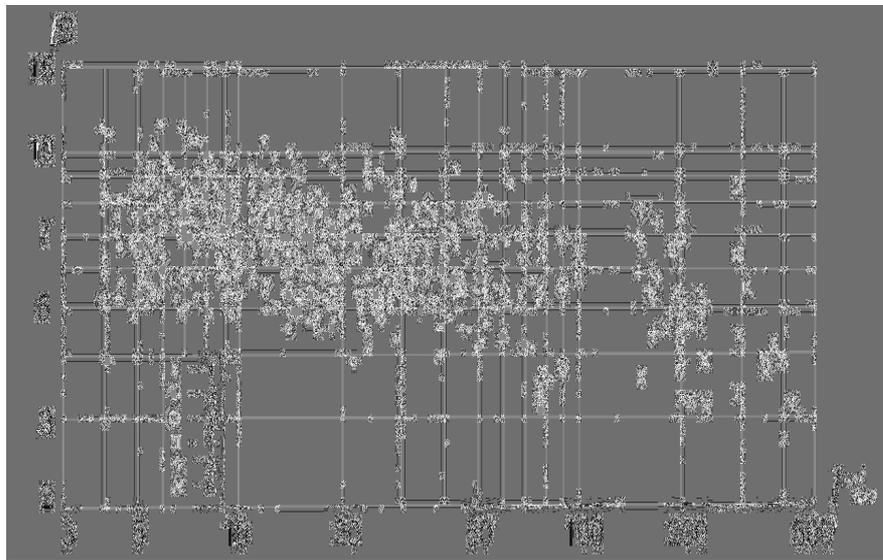


Рисунок 3.3 – Связь параметра шероховатости турбулентных горных потоков B и уклона I , ‰:
 1 – по данным гидрометрических измерений; 2 – по материалам М.М. Носова;
 3 – по материалам М.Ф. Срибного; 4 – по материалам Р.А. Шестаковой; 5 – по данным И.П. Смирнова; 6 – сели рек Дуруджи, Шамалган (Чемолган), микросели.

Рассмотрим возможность использования формулы (3.41) для расчета селевых потоков высокой плотности.

Обозначим:

$$C_n = \frac{1}{m} H^{0,17} \quad , \quad (3.45)$$

тогда,

$$V_c = C_n H^{0,5} I^{0,17} \quad , \quad (3.46)$$

где C_n – коэффициент скорости для неравномерного потока.

Как показали исследования автора [236] и И.И. Херхеулидзе [237] для турбулентных селевых потоков средняя скорость пропорциональна корню квадратному из средней глубины. На рисунке 3.4 показана зависимость средней скорости турбулентных селевых потоков от их средней глубины. По сравнению с ранее выполненными исследованиями автора [236] она дополнена данными натуральных селевых экспериментов в русле реки Чемолган [238, 239] и сведениями о селевом потоке в бассейне реки Санта (Перу) [240]. Полученная зависимость также показывает, что средняя скорость турбулентных потоков пропорциональна корню квадратному из средней глубины.

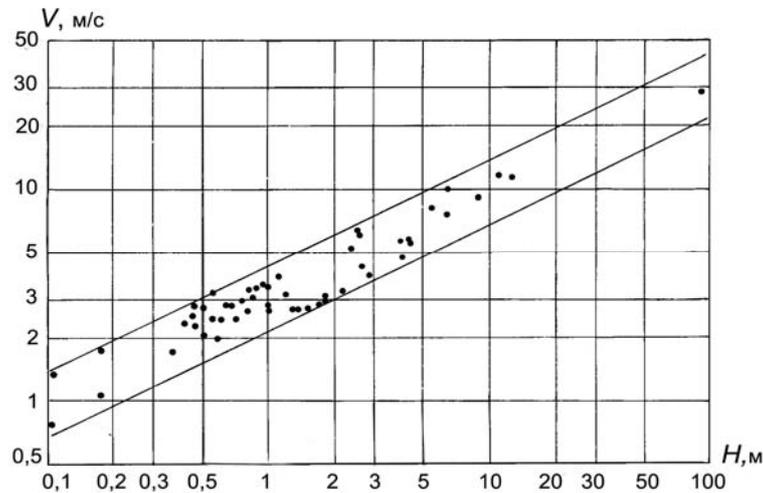


Рисунок 3.4 – Зависимость средней скорости турбулентных селевых потоков от их средней глубины.

В этом случае показатель степени при H в выражениях (3.10) и (3.45), может быть принят равным нулю. Это указывает на то, что для селевых потоков коэффициенты скорости C и C_n не зависят от средней скорости потока, и, следовательно:

$$C_n = \frac{1}{m} \quad . \quad (3.47)$$

Это связано с тем, что при движении водного потока увеличение скоростного коэффициента с увеличением его глубины обусловлено уменьшением относительной шероховатости Δ/H с увеличением H , где Δ – высота выступов шероховатости русла. Эти выступы могут представлять собой неровности слоя неподвижных или движущихся донных наносов. Для селевых потоков такая зависимость отсутствует, по-видимому, в связи с достаточно равномерным перемешиванием и распределением твердого материала в селевой массе [220, 241].

В соответствии с (3.47) формула для определения средней скорости движения турбулентных селевых потоков (3.46) записывается в следующем виде:

$$V = \frac{1}{m} H^{0,5} I^{0,17} , \quad (3.48)$$

где математическое ожидание $1/m = 4,25$.

Выражение для определения коэффициента скорости C_n по аналогии с (3.4) можно записать в следующем виде:

$$C_n = Cr \sqrt{g} , \quad (3.49)$$

где Cr – коэффициент сопротивления для неравномерного потока.

Тогда, подставив (3.49) в (3.46), получим:

$$V = Cr g^{0,5} H^{0,5} I^{0,17} . \quad (3.50)$$

Формулу (3.50), отражающую закон гидравлического сопротивления для неравномерного горного потока, можно также записать в следующем виде:

$$I = \frac{V^6}{C_n^6 H^3} . \quad (3.51)$$

Следовательно, потеря напора на определение гидравлических сопротивлений в условиях автомодельной области турбулентного режима на горных реках ($I \geq 0,004$) пропорциональна средней скорости течения в шестой степени.

Как видно на рисунке 3.1, в диапазоне уклонов $0,001 < I < 0,004$ наблюдается постепенный переход от зоны квадратичного сопротивления к зоне сопротивлений, пропорциональных средней скорости потока в шестой степени. Эти результаты подтверждают вывод О.М. Айвазяна о существовании послеквадратичной зоны сопротивления. По его мнению, существование этой зоны при нарастающих значениях числа Рейнольдса можно объяснить только влиянием на сопротивление числа Фруда [242]. В последнее десятилетие рядом исследователей действительно получено подтверждение зависимости сопротивления от числа Фруда, впервые наблюдаемой Базеном. Так, в работе [242] установлено, что, при постоянном уклоне, коэффициент сопротивления λ обратно пропорционален корню квадратному из числа Фруда. Эта зависимость при постоянном уклоне отражает изменение сопротивления при изменении числа Фруда за счет наполнения русла, т.е. за счет колебаний глубины потока. Следует полагать, что при постоянном наполнении русла наблюдается зависимость сопротивления от числа Фруда и за счет изменения уклона водотоков. Характер этой зависимости изменяется при переходе от равнинных рек к горным рекам. Если для равнинных рек эта зависимость линейна, то для горных рек она существенно не линейна. Можно с помощью элементарных преобразований показать, что формула (3.41) отражает зависимость сопротивления от числа Фруда [230]. Для этого, представим уравнение (3.50) в следующем виде:

$$I = \frac{V^6}{Cr^6 g^3 H^3} . \quad (3.52)$$

Далее, учитывая выражение для числа Фруда (3.8), получим:

$$I = \frac{Fr^3}{Cr^6} \quad (3.53)$$

или

$$Fr = Cr^2 I^{0,33} \quad (3.54)$$

Следует отметить, что выражение, практически с таким же показателем степени при угле получено А.К. Рябовым [243] при установлении зависимости предельных значений числа Фруда от уклона.

На рисунке 3.5 приведена зависимость числа Фруда от уклона в диапазоне его изменений от 0,0001 до 0,1. Для построения этой зависимости были использованы характеристики рек стран СНГ, включая данные, опубликованные в работах [204, 211, 222, 225, 226, 227], а также сведения, приведенные в статье С. Герасимова (Георгиева) для водотоков Болгарии [224]. На рисунке отчетливо прослеживаются две автомодельные области гидравлических сопротивлений, соответствующие уравнениям (3.9) и (3.55). Одна из них ($0,0001 < I < 0,001$) характеризует пропорциональность гидравлических сопротивлений числу Фруда или квадрату скорости, вторая область ($I > 0,004$) отражает пропорциональность их значений кубу числа Фруда или скорости потока в шестой степени. Между этими автомодельными областями гидравлических сопротивлений существует переходная область ($0,001 \leq I \leq 0,004$), где по мере увеличения уклона они изменяются от значений пропорциональных числу Фруда до значений пропорциональных числу Фруда в третьей степени.

Располагая зависимостями для расчета общих (линейных и местных) потерь напора (послеквадратичная область) и линейных потерь напора (квадратичная область), можно путем анализа их соотношения определить зависимость местных потерь напора от числа Фруда [230].

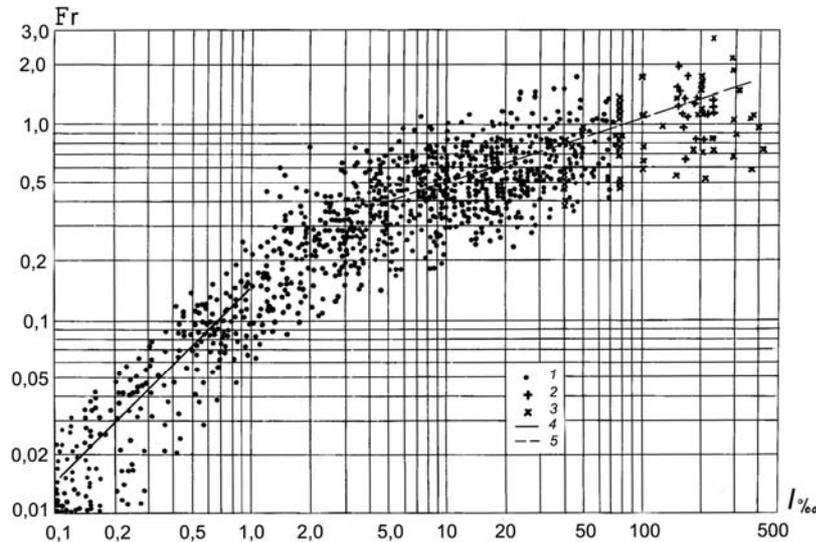


Рисунок 3.5 – Зависимость числа Fr турбулентных потоков от уклона I , ‰:

- 1 – по данным гидрометрических измерений; 2 – по материалам И.П. Смирнова;
- 3 – селевые потоки рек Дуруджи, Кокчека и Шамалган (Чемолган); 4 – квадратичная область;
- 5 – послеквадратичная область.

Обозначим линейные потери напора через I_f , а общие потери напора через I_w . Тогда:

$$I_w = \Delta I_j I_f \quad (3.55)$$

где ΔI_j – местные потери напора.

Определив ΔI_j из выражения (3.55), можно путем подстановки значений I_t и I_s из выражений (3.53) и (3.8), и выполнения необходимых упрощений, получить:

$$\Delta I_j = kFr^2, \quad (3.56)$$

где $k = Ch^2/Cr^6$ – обобщенный коэффициент пропорциональности.

Таким образом, дополнительное сопротивление, возникающее при движении воды в руслах горных рек ($I \geq 0,004$), пропорционально квадрату числа Фруда.

Как справедливо отмечает А.В. Караушев [208], характерной особенностью горных рек и временных водотоков, уклон которых превышает критическое значение, являются гидравлические прыжки, образующиеся перед препятствиями и в местах резкого уменьшения уклона. Это явление сопровождается потерей энергии потока. Поэтому, следует полагать, что дополнительное сопротивление в горных потоках обусловлено местными потерями напора, связанными с их шероховатостью, гидравлическими прыжками и водопадами, резкими изменениями направления русла, а также его формы и размеров.

Проведенные исследования гидравлических сопротивлений естественных водных потоков позволяют сделать основные выводы:

1. Параметр шероховатости $1/m$ полугорных и горных рек ($I \geq 0,001$) уменьшается с увеличением уклона:

$$\frac{1}{n} = \frac{1}{m(I + 0,001)^{0,33}}.$$

2. Для горных рек ($I \geq 0,004$) зависимость $\frac{1}{n} = f(I)$ имеет следующий вид:

$$\frac{1}{n} = \frac{1}{mI^{0,33}} \text{ или } n = mI^{0,33}. \text{ Для полугорных рек } (0,001 \leq I \leq 0,004) \text{ показатель степени при}$$

уклоне в условиях его увеличения изменяется от нуля при $I \leq 0,001$, до 0,33 при $I \geq 0,004$.

3. Для расчета средней скорости полугорных и горных рек ($I > 0,001$) может быть использована полученная автором формула следующего вида:

$$V = \frac{1}{m} H^{0,67} (I + 0,001)^{0,17}.$$

Для горных рек ($I \geq 0,004$) она может быть представлена в следующем виде:

$$V = \frac{1}{m} H^{0,67} I^{0,17}.$$

В этих формулах математическое ожидание $1/m = 4,75$.

Исследования автора показали, что для расчета средней скорости турбулентных селевых потоков, в том числе высокой плотности, может быть рекомендована следующая формула:

$$V = \frac{1}{m} H^{0,5} I^{0,17}.$$

В этой формуле математическое ожидание $1/m = 4,25$. Предложенные уравнения движения учитывают сопротивление, затрачиваемое на преодоление не только линейных, но и местных потерь напора.

4. Квадратичному закону сопротивления соответствуют только условия движения воды в руслах рек с уклонами $I \leq 0,001$. Потери напора на сопротивление движению воды рек с ук-

лонами $I \geq 0,004$ пропорциональны средней скорости в шестой степени или кубу числа Фруда. В диапазоне уклонов $0,001 \leq I \leq 0,004$ по мере их увеличения наблюдается постепенный переход от зоны гидравлических сопротивлений, пропорциональных квадрату средней скорости или числу Фруда, к зоне сопротивлений пропорциональных средней скорости в шестой степени или кубу числа Фруда. Это указывает на существование в реках с уклонами $I > 0,004$ автомодельной области гидравлических сопротивлений пропорциональных кубу числа Фруда. Установленная закономерность отражает существующее в природе равновесие между гидравлическим сопротивлением и скоростью горных потоков при их движении.

5. Дополнительное сопротивление при движении воды в руслах горных рек ($I \geq 0,004$) пропорционально средней скорости в четвертой степени или квадрату числа Фруда. Следует полагать, что оно обусловлено местными потерями напора, возникающими при неравномерном движении горных потоков.

6. Проведенные исследования впервые позволили установить количественные закономерности формирования местных потерь напора при движении полугорных и горных потоков. Они показали, что местными потерями напора можно пренебрегать только при движении воды в равнинных реках, а также в каналах и быстротоках, где условия для аэрации потока и формирования местных потерь напора устранены. Установленные закономерности можно использовать для расчета скоростей полугорных и горных потоков по гидравлическим элементам их русел и следам прошедших паводков, а также определения других гидравлических характеристик.

3.2 Классификация русел полугорных и горных потоков по величине коэффициента шероховатости

Коэффициент шероховатости является важнейшим параметром, определяющим гидравлическое сопротивление в руслах полугорных и горных потоков. Визуально определить его величину для русел рек и каналов крайне затруднительно. Поэтому, до настоящего времени продолжают попытки разработки формул для расчета скорости течения воды с постоянным, наиболее вероятным значением этого параметра [206, 210, 211, 222]. Исследования, направленные на разработку указанных формул и более определенных классификаций рек по величине указанного коэффициента, являются достаточно перспективными. Успешное решение этой задачи позволило бы в значительной мере избежать субъективности при визуальной (качественной) оценке характеристик шероховатости ложа реки и повысить точность гидравлических расчетов. Проведенные исследования показывают, что перспективы получения таких результатов для полугорных и горных рек являются достаточно реальными [224, 230, 233, 236].

Как известно, в настоящее время в гидравлике для расчета скорости полугорных и горных рек, характеризующихся неравномерным движением воды, условно используется формула Шези, отражающая квадратичный закон сопротивления и справедливая только для равномерного движения:

$$V = C\sqrt{HI} \quad , \quad (3.57)$$

где V – средняя скорость, м/с; C – скоростной коэффициент Шези, определяемый путем обработки натурных данных, а также по эмпирическим формулам; H – средняя глубина потока, приближенно принимаемая равной гидравлическому радиусу R ; I – уклон свободной поверхности потока.

При равномерном движении воды формула Шези, в основном, отражает влияние так называемых линейных потерь напора, затрачиваемых на преодоление сопротивлений трения. Местные потери напора, обуславливаемые резкими изменениями конфигураций границ потока при равномерном движении, незначительны и ими обычно пренебрегают [203]. В этих условиях скоростной коэффициент Шези C зависит только от шероховатости русел и его геометриче-

ских размеров [207].

При неравномерном движении местные потери напора, обусловленные чередованием сужений и расширений русла, а также изменениями его конфигурации, шероховатости и уклона на участке реки уже оказывают значительное влияние на гидравлическое сопротивление при движении потока. Поэтому, в условиях неравномерного движения, характерного для полугорных и горных рек, скоростной коэффициент Шези C зависит не только от шероховатости русла и его размеров, но и от гидродинамического параметра – уклона. Это указывает на отклонение гидравлических сопротивлений полугорных и горных рек от квадратичного закона сопротивления за счет увеличения местных потерь [244].

В результате проведенных исследований установлено, что квадратичному закону сопротивления соответствуют только условия движения воды в руслах рек с уклонами $I \leq 0,001$. Потери напора на сопротивление движению воды рек с уклонами $I \geq 0,004$ пропорциональны средней скорости в шестой степени или кубу числа Фруда. В диапазоне уклонов $0,001 \leq I \leq 0,004$ по мере их увеличения наблюдается постепенный переход от зоны гидравлических сопротивлений, пропорциональных квадрату средней скорости или числу Фруда к зоне сопротивлений, пропорциональных средней скорости в шестой степени или кубу числа Фруда. Дополнительное сопротивление при движении воды в руслах горных рек ($I \geq 0,004$) пропорционально средней скорости в четвертой степени или квадрату числа Фруда. Следует полагать, что оно обусловлено местными потерями напора, возникающими при неравномерном движении горных потоков [230, 244].

Проведенные исследования впервые позволили установить количественные закономерности формирования местных потерь напора при движении полугорных и горных потоков. Они показали, что местными потерями напора можно пренебрегать только при движении воды в равнинных реках, а также в каналах и быстротоках, где условия для аэрации потока и формирования местных потерь напора устранены. Установленные закономерности можно использовать для расчета скоростей полугорных и горных потоков по гидравлическим элементам их русел и следам прошедших паводков, а также определения других гидравлических характеристик.

Исследования автора также показали [230, 233, 244], что скоростной коэффициент Шези C в условиях неравномерного движения полугорных и горных потоков ($I > 0,001$) может быть принят равным:

$$C = \frac{H^{0,17}}{m (I + 0,001)^{0,33}} \quad (3.58)$$

или для горных рек ($I \geq 0,004$)

$$C = \frac{H^{0,17}}{mI^{0,33}} \quad , \quad (3.59)$$

где m – коэффициент шероховатости.

Для турбулентных селевых потоков параметр C равен [236]:

$$C = \frac{1}{mI^{0,33}} \quad . \quad (3.60)$$

Подставив выражения (3.58), (3.59) и (3.60) в формулу Шези (3.57), соответственно получим [230, 233, 236, 244] для полугорных и горных рек ($I > 0,001$):

$$V = \frac{1}{m} H^{0,67} (I + 0,001) \quad , \quad (3.61)$$

для горных рек ($I \geq 0,004$):

$$V = \frac{1}{m} H^{0,67} I^{0,17} \quad (3.62)$$

для турбулентных селевых потоков:

$$V = \frac{1}{m} H^{0,5} I^{0,17} \quad (3.63)$$

Следует отметить, что формулы вида (3.62) получены в 60–х годах прошлого столетия независимо С. Герасимовым (Георгиевым) в Болгарии для горных водотоков бассейна р. Марица [224, 232] и автором для горных рек Средней Азии и других регионов бывшего Союза.

Исследования показали, что для полугорных ($0,001 < I < 0,004$), а также горных ($I \geq 0,004$) рек и временных водотоков значение параметра $1/m$ в формулах (3.61) и (3.62) может быть принято постоянным или определено путем использования классификации коэффициента шероховатости m . В работах С. Герасимова (Георгиева) наиболее вероятное значение параметра $1/m$ для горных рек Болгарии (бассейн р. Марица) принято равным 5,0 [224, 232]. Автором для горных рек Средней Азии и других районов стран СНГ этот параметр в первом приближении был принят равным 4,5 [230, 233]. Различие наиболее вероятного значения указанного параметра вызывает необходимость его дальнейшего уточнения.

На рисунке 3.6 приведена гистограмма распределения параметра $1/m$ в формулах (3.61–3.62). Для его построения были использованы значения $1/m$, определенные для горных рек стран СНГ с уклонами $0,004 \div 0,082$ по данным Гидрологических ежегодников, а также материалам, опубликованным в ряде научных работ [204, 211, 218, 222, 224, 226, 227].

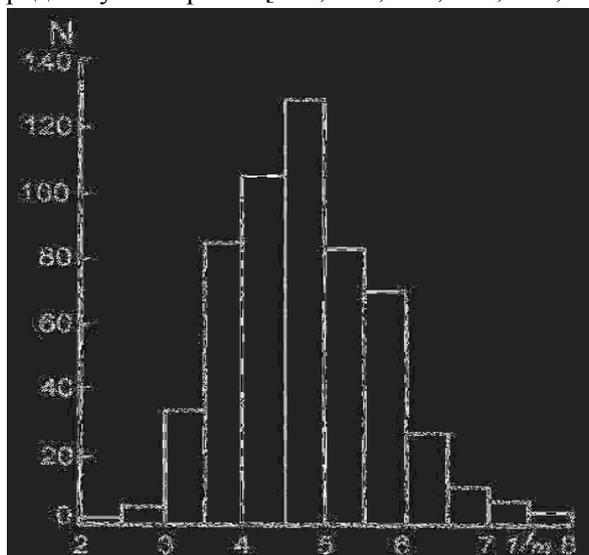


Рисунок 3.6 – Гистограмма $1/m$.

Кроме этого были использованы данные определений $1/m$ для горных рек Болгарии (бассейн р. Марица) с уклонами $I \geq 0,004$ [224]. Всего было использовано 629 наиболее надежных значений этого параметра. Как следует из гистограммы, распределение параметра $1/m$, его значение в основном (91 %) изменяется от 3,0 до 6,5, причем около 80 % находится в диапазоне $3,50 \div 6,00$. Диапазон $4,50 \div 5,00$ характеризуется наибольшей повторяемостью значений рассматриваемого параметра. Распределение $1/m$ близко к нормальному с математическим ожиданием 4,75 и средним квадратическим отклонением примерно равным единице. При таких ха-

рактических распределения, ошибки определения рассматриваемого параметра по его математическому ожиданию с вероятностью 66 % не выйдут за пределы ± 20 %, с вероятностью 77 % – за пределы ± 25 % и с вероятностью 90 % – за пределы ± 35 %.

Следует отметить, что в указанные оценки распределения параметра $1/m$ заложены ошибки измерения скоростей течения и несоответствия уклонов скоростному режиму потока в гидрометрических створах. Поэтому, фактические значения ошибок расчета параметра $1/m$ будут значительно меньше. По-видимому, следует полагать, что они не будут выходить за пределы ± 20 % примерно в 70 случаев, в 80 % случаев – за пределы ± 25 % и в 95 % случаев – за пределы $\pm 30...35$ %. Это указывает на то, что значение параметра $1/m$, в большинстве случаев, может быть принято постоянным и равным его математическому ожиданию. Необходимо отметить, что полученная величина математического ожидания параметра $1/m = 4,75$ ($m \approx 2,10$) практически совпадает при $H = 1$ м значениям, полученным В.Ф. Талмазой для горных рек Киргизии [214].

Дальнейшее повышение точности расчета скорости движения полугорных и горных потоков может быть достигнуто путем классификации коэффициента шероховатости m . Первые попытки классификации рек по величине указанного коэффициента в формуле вида (3.62) были предприняты С. Герасимовым (Георгиевым) для полугорных и горных потоков бассейна р. Марицы в Болгарии [224, 232] и автором для рек Средней Азии и других горных районов стран СНГ [230, 233]. Обычно, при проведении такой классификации, русла рек и временных водотоков разделяются на категории в зависимости от характеристик их поверхности, характера уклона и состава (крупности) русловых отложений, а также состояния потоков. Кроме того, в качестве одного из критериев классификации указанных водотоков, по мнению автора, необходимо использовать сведения и признаки, характеризующие наличие или отсутствие движения донных отложений [244].

Влияние движущихся наносов на скорость водных потоков была замечена давно. Как отмечает Ф. Форхгеймер [246], уже Куттеру (1873 г.), Лаутенбергу (1876 г.), А. Шокличу (1914 г.) и И.А. Штриклеру (1923 г.) было известно, что движение наносов замедляет течение воды в руслах рек и приводит к уменьшению коэффициента C в формуле Шези. Для условий движения наносов А. Шоклич экспериментально установил зависимость коэффициента шероховатости в формуле Базена от уклона. И.А. Штриклер показал, что водные потоки при отсутствии перемещения наносов и при их движении характеризуются двумя различными коэффициентами шероховатости с промежуточными значениями между ними. Он доказал, что построение одной формулы для случаев движения наносов и для случаев его отсутствия, неправомерно. Таким образом, в работах А. Шоклича (1914...1926 гг.) и И.А. Штриклера (1923 г.) была впервые сформулирована гипотеза о существовании двух областей гидравлических сопротивлений при движении воды в реках. Эта гипотеза в дальнейшем получила подтверждение в исследованиях других авторов.

В соответствии с этой гипотезой первая область гидравлических сопротивлений существует при отсутствии массового влечения наносов, а вторая область повышенных сопротивлений – при насыщении потока влекомыми наносами [245, 247]. Исследования Н.И. Зудиной показали, что при переходе потока из первой области сопротивлений во вторую наблюдается нарушение пропорциональности увеличения коэффициента Шези C с ростом средней глубины H потока [245]. При этом, коэффициент C сначала увеличивается с ростом H , а затем начинает уменьшаться, несмотря на продолжающееся увеличение средней глубины. Она высказала мысль о том, что скачкообразное изменение этой зависимости указывает на то, «что в скоростной режим потока включается новый дополнительный фактор, увеличивающий сопротивление» и этим фактором является начавшееся массовое движение наносов. Работы Н.И. Зудиной, подтвердили результаты ряда исследователей о нарушении зависимостей $C = fH$ и выводы о том, что оно обусловлено насыщением потока влекомыми наносами [245, 247].

В таблице 3.1 приведена классификация русел полугорных и горных потоков по величине коэффициента шероховатости.

Согласно этой классификации речные русла разделены на категории в зависимости от характеристики его поверхности (наличия выступов шероховатости), характера изменения уклона, состояния потока (спокойный или бурный), а также движения русловых отложений.

Таблица 3.1 – Классификация русел полугорных и горных потоков по величине коэффициента шероховатости

Категория	Характеристика русла и состояние движения потока	M	1/m
I	Русла рек и периодических водотоков с хорошим состоянием ложа, создающие концентрированное движение воды на сравнительно прямолинейных участках со слабо изменяющейся формой поперечного сечения потока. Водотоки в условиях сформировавшейся и ненарушенной самоотмостки с относительно спокойным движением воды и незначительным перемещением донных отложений.	0,174	5,75
II	Русла рек и периодических водотоков в обычных условиях, слабо извилистые, с удовлетворительным состоянием ложа, имеющие небольшие изменения формы поперечного сечения потока по длине участка. Водотоки с бурным течением в условиях отсутствия или незначительного нарушения самоотмостки и слабого передвижения донных отложений. Турбулентные селевые потоки при движении селевой массы на относительно прямолинейных участках или в виде хорошо выраженных волн.	0,211	4,75
III	Русла рек и периодических водотоков, сильно загроможденные валунами и грядками гальки в результате срыва самоотмостки и перемещения русловых отложений, характеризующиеся наличием порогов, неоднородностью поперечных сечений неправильной формы; движение воды часто осуществляется как бы отдельными потоками. Водотоки и турбулентные селевые потоки с очень бурным движением воды или селевой массы на участках со значительной извилистостью.	0,267	3,75

При определении параметра шероховатости в первую очередь необходимо решить, не относится ли рассматриваемый участок реки к категориям I и III. Участки рек, имеющие характеристики русел менее благоприятные, чем по категории I и более благоприятные, чем по категории III следует относить к категории II. Параметр шероховатости, соответствующий категории I по приведенной выше классификации, можно назначать при расчете средней скорости течения в искусственных руслах – каналах, имеющих значительные уклоны ($I > 0,001$).

Предлагаемая классификация позволяет в значительной степени избежать субъективности при определении значений коэффициента шероховатости m . Однако для уточнения величины $1/m$ следует также использовать материалы гидрометрических измерений опорной сети исследуемого района. Для этого необходимо определить значения $1/m$ из формул (3.61) и (3.62), используя характеристики измеренных скоростей и гидравлических элементов потока на участке. Зная величины $1/m$ для участков гидростворов рассматриваемых рек, можно с большей уверенностью устанавливать значение этого параметра для неисследованных участков их русел.

Приведенные в таблице значения параметра $1/m$ и коэффициента шероховатости m при использовании формулы (3.63) также применимы и для русел в условиях движения турбулентных селевых потоков, в том числе высокой плотности (2200...2300 кг/м³). Как известно, селевые потоки по характеру движения селевой массы делятся на турбулентные и квазиламинарные [237]. Скорости турбулентных селей значительно превышают скорости квазиламинарных селе-

вых потоков. Характер движения селевых потоков (турбулентный или квазиламинарный) устанавливается в полевых условиях с помощью вполне определенных признаков [248]. Турбулентные селевые потоки характеризуются числами Фруда $Fr > 0,5$. Их скорости могут быть определены с помощью известных гидравлических элементов потока – средней глубины и уклона, а также коэффициента сопротивления [236, 244].

Турбулентные селевые потоки относятся ко второй и третьей категориям предлагаемой классификации. Третья категория турбулентных селевых потоков характеризуется параметром $1/m = 3,75$. Независимая проверка формулы автора (3.63) с указанным значением параметра $1/m$ [236] была осуществлена учеными ЗакНИГМИ [237, 249]. Для этой цели ими были использованы критериальные натурные сведения о скоростях турбулентных селевых потоков, а также глубинах и уклонах на участках их движения. Эти сведения, содержащие 76 значений гидравлических параметров турбулентных селевых потоков с объемным весом селевой массы от 1030 до 2390 кг/м³, приведены в работе И.И. Херхеулидзе [237]. Для большинства указанных данных производилось определение только максимальных поверхностных скоростей течения потоков. Переход от максимальных поверхностных скоростей к средним, осуществлялся с помощью коэффициента k_2 , определяемого по формуле Г.В. Железнякова и примерно равного 0,54 [206]. Следует отметить, что предложенное Г.В. Железняковым выражение для определения коэффициента k_2 можно использовать при определении скоростного коэффициента Шези для полугорных и горных потоков по формулам (3.58), (3.59) и (3.60).

Результаты использования этих материалов для проверки формулы автора (3.63) показали, что она, наряду с некоторыми другими формулами ЗакНИГМИ, характеризуется наивысшими оценками коэффициента корреляции наблюдаемых и рассчитанных значений средней скорости турбулентных селевых потоков. Эта формула при $1/m = 3,75$ [236] также была использована для расчета средней скорости исключительно катастрофического селевого потока, прошедшего в верховьях реки Санта (Перу), вызванного обрушением части карниза ледника Уаскаран 10 января 1962 г. [226]. Средняя скорость этого селя, при его средней глубине (90 м) и уклоне (0,30), составила около 27,8 м/с. По расчетам, с помощью указанной формулы, скорость селя получилась равной 29,1 м/с. Учитывая, что, при обосновании рассматриваемой формулы (3.63), гидравлические параметры этого селевого потока не были включены в статистическую обработку, это очень хороший результат. В то же время оказалось, что рассчитанные по этой формуле значения скорости турбулентных селевых потоков в среднем оказались заниженными примерно на 10 % [237, 249]. Для устранения этого недостатка в предлагаемой классификации выделена вторая категория турбулентных селевых потоков с параметром $1/m = 4,75$. Эта категория характеризует практически предельные значения средних скоростей турбулентных селевых потоков, в частности, при их движении на относительно прямолинейных участках русла или в виде волн. В последнем случае, как известно из гидрологии, движение является неустановившимся, и скорость волны значительно превышает среднюю скорость потока при установившемся движении. Подтверждение этому для селевых потоков мы находим в работе Л. Н. Гавришиной [250]. Необходимо отметить, что, в случае затруднений определения категории турбулентных селевых потоков, для расчета их скорости может быть использовано среднее значение параметра $1/m = 4,25$.

На рисунке 3.7 приведены зависимости средней скорости турбулентных селевых потоков от комплексного параметра $\sqrt{H}^6 \sqrt{I}$ для второй (II) и третьей (III) категории предлагаемой классификации.

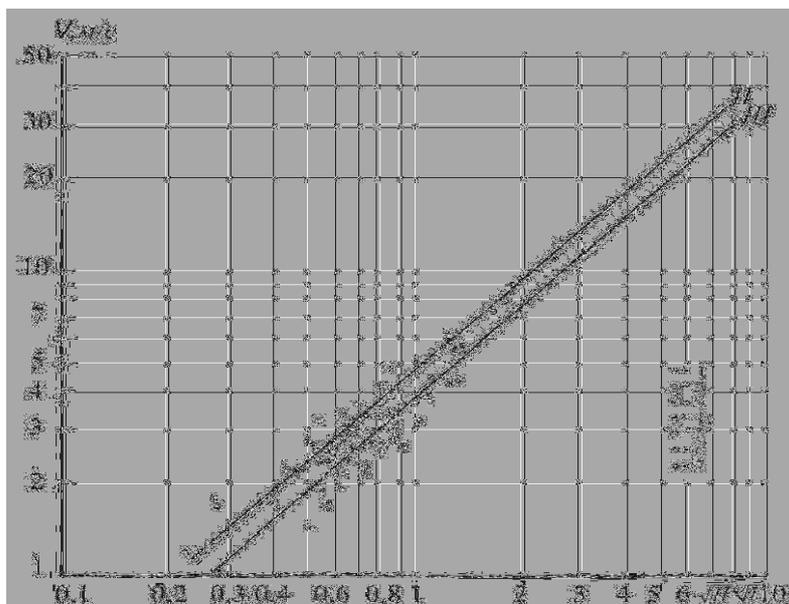


Рисунок 3.7 – Зависимость средней скорости V турбулентных селевых потоков от комплексного параметра $\sqrt{H}\sqrt{I}$:

- 1 – селевые потоки р. Дуруджа; 2 – микросели на горных склонах; 3 – селевые потоки р. Киши (Малая) Алматинка; 4 – селевые потоки р. Кокчека; 5 – селевые эксперименты в бассейне р. Шамалган (Чемолган); 6 – селевые потоки рек Гетар и Акташка; 7 – селевые потоки р. Санта (Перу).

Для ее построения использованы указанные выше 76 критериальных характеристик, дополненных данными о гидравлических элементах турбулентных селевых потоков, полученных в процессе натуральных экспериментов на Чемолганском полигоне КазНИГМИ в 1975 г. [220, 239, 251] и в 1978 г. [220, 238], а также сведениями об уже упоминавшемся исключительно катастрофическом селевом потоке гляциального генезиса, сформировавшемся в долине р. Санта (Перу) 10 января 1962 г. [240]. Всего были использованы гидравлические характеристики 87 селевых потоков. Коэффициент корреляции этой зависимости равен $0,97 \pm 0,005$. При дальнейшем анализе из рассматриваемой совокупности были исключены значения гидравлических элементов 12 селевых потоков, характеризующихся числом Фруда $Fr < 0,4$. Они, по-видимому, относятся к переходной зоне от турбулентных к квазиламинарным селевым потокам [220, 237], характеризующимся очень низкими значениями чисел Фруда $Fr \approx 0,1$. Для оставшейся совокупности (75 значений) коэффициент корреляции рассматриваемой зависимости равен $0,98 \pm 0,005$. При значении параметра $1/m = 4,25$ математические ожидания наблюдаемых и рассчитанных значений средних скоростей турбулентных селевых потоков оказались практически одинаковыми.

Результаты исследований автора позволяют произвести сопоставление средних скоростей турбулентных водных (3.62) и селевых потоков (3.63) при одинаковых уклонах и средних глубинах, а также при наиболее вероятных (4,75 и 4,25) или одинаковых (4,75) значениях параметра шероховатости $1/m$. Расчеты по формулам (3.62) и (3.63) показали, что в первом случае для значений параметра шероховатости соответственно равного 4,75 и 4,25 при средней глубине $H < 0,5$ м скорость селевого потока оказалась больше, а при $H > 0,5$ м – меньше скорости водного потока. При $H = 0,5$ м их скорости были равными. Во втором случае, для одинакового значения параметра шероховатости равного 4,75 при $H < 1$ м, скорости селевого потока оказались больше, а при $H > 1$ м – меньше скорости водного потока. При $H = 1$ м их скорости были равными. Поэтому, следует полагать, что при средней глубине более 0,5...1,0 м скорости водных потоков превышают скорости селевых потоков. Это заключение хорошо согласуется с результатами наших предыдущих исследований [236, 244] и подтверждается результатами работ

других авторов [249, 237, 252]. В частности, в работе [252] показано, что при использовании формулы Шези–Маннинга для расчета скорости водных и селевых потоков коэффициенты их шероховатости n в среднем оказались соответственно равными 0,067 и 0,1. Следовательно, параметр шероховатости $1/n$ для водных потоков будет равен 15, а для турбулентных селевых потоков 10. Это указывает на то, что при одинаковых значениях средних глубин и уклонов скорость водных потоков примерно в 1,5 раза превышает скорость турбулентных селевых потоков.

Проведенные исследования характеристик шероховатости горных турбулентных потоков позволяют сделать следующие основные выводы.

1. Использование формул вида (3.61 – 3.63) позволяет значительно усовершенствовать классификацию русел полугорных и горных потоков и разработать более надежные способы определения коэффициента шероховатости.

2. Параметр $1/m$ в формуле (3.62), в основном изменяется от 3,0 до 6,5, причем 80% его значений находится в диапазоне 3,50...6,00. Интервал 4,50...5,00 характеризуется наибольшей повторяемостью. Распределение $1/m$ близко к нормальному с математическим ожиданием 4,75 и средним квадратическим отклонением, примерно равным единице. При таких характеристиках распределения ошибок определения рассматриваемого параметра по его математическому ожиданию с вероятностью 66 % не выйдет за пределы ± 20 %, с вероятностью 77 % – за пределы ± 25 % и с вероятностью 90 % – за пределы ± 35 %.

3. Исследования показали, что коэффициент шероховатости $1/m$ для турбулентных селевых потоков высокой плотности (более 1700...1800 кг/м³) в основном изменяется в пределах 3,00÷5,50 с математическим ожиданием 4,25.

4. Значение параметра $1/m$ в предлагаемых формулах может быть принято равным его математическому ожиданию или определено путем использования классификации русел. В предлагаемой классификации русел, водные потоки разделены на три категории, а турбулентные селевые потоки на две категории, в зависимости от значения параметра $1/m$ и коэффициента шероховатости m . В качестве одного из критериев классификации русел водных потоков по величине коэффициента шероховатости m впервые предлагается использовать сведения и признаки, характеризующие наличие или отсутствие движения наносов.

5. Предложенная классификация позволяет в значительной мере избежать субъективности при определении коэффициента шероховатости русел полугорных и горных потоков и повысить точность расчета средней скорости в условиях ограниченной информации.

6. Материалы наблюдений и расчеты показали, что при одинаковом уклоне и глубине $H \leq 1$ м скорость селевых турбулентных селевых потоков может быть равна или даже несколько больше скорости водных потоков. При глубине $H > 1$ м скорость водных потоков превышает скорость турбулентных селевых потоков.

3.3 Расчет скорости и времени добегания речного стока

Скорость перемещения волны половодья или паводка обычно определяется путем анализа времени прохождения соответственных уровней или расходов через гидрометрические створы, расположенные по длине реки. Горные реки обычно имеют сравнительно небольшую длину и характеризуются большими скоростями добегания. Поэтому, гидрометрические створы на горных реках должны быть обязательно оборудованы самописцами уровней (расходов). В настоящее время число постов, расположенных в среднегорной и высокогорной зонах и оборудованных самописцами, невелико. Такое положение обусловлено невозможностью установки самописцев на участках деформирующегося русла горных рек, а также трудностью их содержания в связи с частыми повреждениями при прохождении паводков и селевых потоков.

Недостаточность гидрометрических материалов побудила автора для определения

скорости и времени добегаания при разработке формул использовать установленные выше закономерности движения воды на участках гидрометрических створов с последующей их корректировкой путем сопоставления рассчитанных скоростей течения и реальных скоростей перемещения паводковых волн [189].

Как известно, общее выражение для расчета средних скоростей течения рек, а также поверхностных и почвенно-грунтовых вод может быть записано в следующем виде:

$$V = CH^{\mu} I^{\chi} \quad , \quad (3.64)$$

где V – средняя скорость, м/сек; H – средняя глубина, м; I – уклон в долях единицы; C – скоростной коэффициент; μ и χ – параметры.

Для расчета скорости течения равнинных рек широко используется формула Шези–Маннинга [208]. Для условий Средней Азии хорошие результаты дают расчеты средней скорости течения воды по формуле [253]:

$$V = C_{II} H^{0,5} I^{0,33} \quad , \quad (3.65)$$

где C_{II} – скоростной коэффициент, изменяющийся для гравелисто-галечниковых русел от 8 до 15 и в среднем равный 11.

Недостатком этой формулы является отсутствие зависимости ее скоростного параметра от глубины потока. В этом случае следует полагать, что влияние шероховатости русла не зависит от уровня его заполнения движущейся водной массой, что противоречит достаточно обоснованным представлениям о характере движения воды в речных системах. Для устранения необоснованного игнорирования указанного явления в выражении (3.65) для определения C_{II} необходимо использовать формулу Маннинга. Тогда это выражение будет иметь следующий вид:

$$V = \frac{1}{n_{II}} H^{0,67} I^{0,33} \quad , \quad (3.66)$$

где n_{II} – коэффициент шероховатости.

По нашему мнению формулу (3.66) можно использовать для расчета средней скорости течения полугорных рек ($0,001 \leq I \leq 0,004$).

Для горных рек ($I > 0,004$) автором предложена и обоснована следующая формула [244]:

$$V = \frac{1}{m} H^{0,67} I^{0,17} \quad , \quad (3.67)$$

где m – коэффициент шероховатости.

Определение коэффициента шероховатости m производится в соответствии с классификацией, приведенной в [254].

Исследования Г.А. Алексеева [192], А.Н. Бефани [195], С.И. Харченко [197] и др. показали, что для приближенного определения скорости добегаания стока может быть использована формула следующего вида:

$$V_p = \alpha Q^{\varepsilon} I^{\nu} \quad , \quad (3.68)$$

где Q – расход воды на участке реки, м³/с; V_p – скорость руслового добегаания, м/с; α , ε и ν – параметры.

Результаты, полученные А.Г. Иваненко [199] и Е.Д. Гопченко [200], показали, что формула (3.68) может быть успешно использована для расчета скорости добегаания стока

равнинных и горных рек. Детальный обзор формул для расчета скорости добегаания приводится в монографии Р.А. Нежиховского [189].

Уравнение для расчета средней скорости добегаания стока по руслам рек и временным водотокам в горном бассейне может быть получено путем подстановки в выражения (3.66 или 3.67) значения H из уравнения расхода воды $Q = VbH$. Причем предполагается, что параметры зависимости ширины потока b от средней глубины $b = b(H)$, характеризующей форму русла [189], известны. Можно считать установленным, что эта зависимость для склоновых и русловых потоков имеет следующий вид:

$$b = b_0 H^\delta, \quad (3.69)$$

где b_0 – ширина потока при $H = 1$ м, в м; δ – параметр.

Значение параметра δ изменяется от 0 для прямоугольных русел до единицы для русел треугольной формы. Исследования Р.А. Нежиховского [189] показали, что параметр δ изменяется от 0,3 до 0,7 для русла и от 0,7 до 4,5 для поймы. Проведенный анализ морфометрических характеристик русел полугорных и горных рек Средней Азии, Юго-Восточного и Восточного Казахстана позволил установить, что параметр δ может быть принят равным 0,33.

Подставив выражение (3.69) в уравнение расхода воды, получим:

$$Q = V b_0 H^{\delta+1}. \quad (3.70)$$

Тогда уравнение для расчета средней скорости течения, полученное путем подстановки значения H , определенного из выражения (3.70), в формулу (3.67) при $\delta = 0,33$, будет иметь следующий вид:

$$V = \frac{\bar{Q}^{0,33} I^{0,11}}{m^{0,67} \bar{b}_0^{0,33}}, \quad (3.71)$$

где \bar{Q} , I , \bar{b}_0 и m – средние значения параметров для участка реки.

Следует отметить, что показатель степени при уклоне в выражении (3.71) зависит от принятой исходной формулы для расчета средней скорости течения воды в реке. При подстановке средней глубины потока из выражения (3.70) в формулу (3.66) показатель степени при уклоне будет равен 0,22. При использовании формулы (3.67) показатель степени при уклоне оказался равным 0,11. Изменения этого показателя, а также значений коэффициента шероховатости n_{II} и m обусловлены различным характером гидравлических сопротивлений при движении воды соответственно в полугорных и горных реках.

При изложении рассматриваемого вопроса все параметры формул принимаются средними для участка от истока до замыкающего створа реки. В дальнейшем внимание на осреднение характеристик и параметров формул акцентируется только в случае необходимости. Средний взвешенный уклон реки при значительных изменениях ее продольного профиля следует определять по способу, предложенному Г.А. Алексеевым [192]. Для гравелисто-галечниковых русел полугорных рек ($0,001 \leq I \leq 0,004$) и их отдельных участков, характеризующихся сравнительно однородными условиями движения воды, значение параметра n_{II} может быть принято изменяющимся от 0,8 до 0,15 и в среднем равным 0,12. Для горных рек значение параметра m может быть определено с помощью классификации, предложенной автором [254]. Эта классификация по нашему мнению, может оказаться полезной преимущественно при определении параметра m на реках с $I = 0,004 \dots 0,05$. Для

горных рек с $I > 0,05$ использование визуальных оценок характера движения потока для определения параметра m с помощью указанной классификации крайне затруднительно. На полугорных и горных реках, как правило, наблюдается чередование участков с различным характером движения воды. Для участков длиной 2...3 км, значение параметра m стремится к наиболее вероятному значению. В связи с этим, для указанных рек рекомендуется принимать значение параметра m постоянным и равным его наиболее вероятной величине 0,211 [254]. В этом случае крайние значения m , приведенные в классификационной таблице, характеризуют диапазон наиболее часто встречающихся величин параметра шероховатости русел горных рек.

Для определения \bar{b}_o на участке от истока до замыкающего створа или между двумя створами может быть использована связь значений b_o , определенных для каждого гидрометрического створа, и расстояния L от истока до этого створа (рисунок 3.8). Как известно, гидрометрические створы выбираются на участках рек с сосредоточенным движением воды. Анализ материалов гидрографических обследований рек рассматриваемой горной территории позволил установить, что значения b_o , определенные в гидрометрических створах, на 15...20 % меньше, чем средние на участке. Поэтому линия на рисунке 3.8 проведена с учетом приведенной выше величины отклонения. Полученная зависимость имеет следующее аналитическое выражение:

$$b_o = 0,82 L^{0,82} \quad , \quad (3.72)$$

где L – длина реки от истока до замыкающего створа, км.

С помощью этого выражения можно установить зависимость:

$$\bar{b}_o = \frac{0,82 L}{L} \int_0^L L^{0,82} dL \quad , \quad (3.73)$$

где \bar{b}_o – среднее значение параметра b_o .

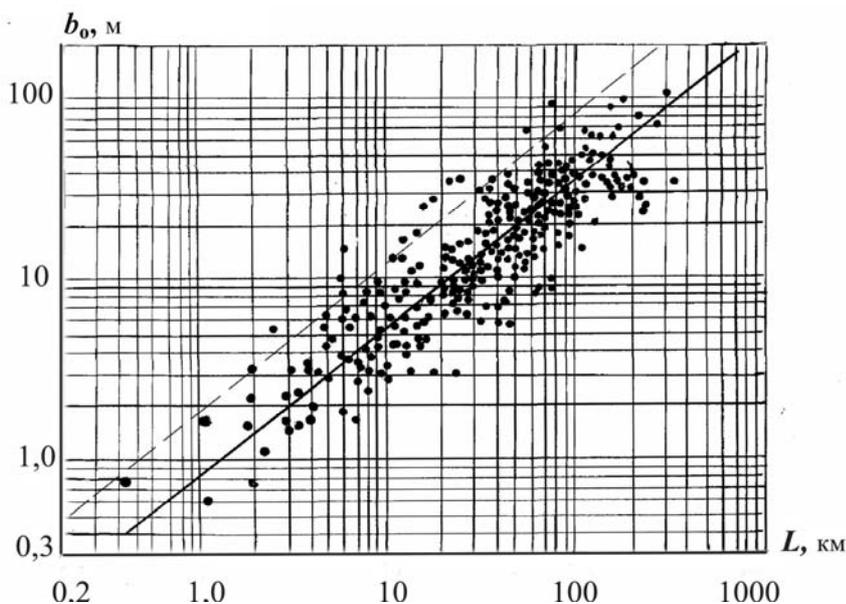


Рисунок 3.8 – Зависимость $b_o = f(L)$

В результате интегрирования получим:

$$\bar{b}_0 = 0,45 L^{0,82} . \quad (3.74)$$

Анализ материалов гидрографических обследований горных рек показывает, что числовой коэффициент в формуле (3.74) изменяется преимущественно в пределах 0,25...0,65.

Параметр \bar{b}_0 для участка между верхним и нижним створами, расположенными на расстоянии L_1 и L_2 от истока, может быть определен с помощью выражения (3.74). Он будет равен величине b_0 , определенной на расстоянии $L^* = 0,5 (L_1 + L_2)$ от истока реки. Более точное определение указанного параметра возможно путем использования материалов гидрографических обследований. В отдельных случаях могут оказаться полезными крупномасштабные карты и аэрофотоснимки.

Подставив значение \bar{b}_0 из (3.74) в выражение (3.71), получим:

$$V_p = \frac{1,3\bar{Q}^{0,33} I^{0,11}}{m^{0,67} L^{0,27}} . \quad (3.75)$$

Значение \bar{Q} для участка от истока до замыкающего створа может быть приближенно определено с помощью редуционных формул максимального стока, имеющих следующий вид:

$$M = \frac{A}{F^\lambda} , \quad (3.76)$$

откуда

$$Q = AF^{1-\lambda} , \quad (3.77)$$

где M – модель максимального стока, л/сек/км²; F – площадь водосбора, A и λ – параметры.

Параметр λ является показателем степени редуции модуля стока в зависимости от размера водосбора. Из выражения (3.77) легко получить зависимость:

$$\bar{Q} = \frac{A^F}{F} \int_0^F F^{1-\lambda} dF \quad (3.78)$$

или

$$\bar{Q} = \frac{A}{2-\lambda} F^{1-\lambda} . \quad (3.79)$$

Обозначив $\frac{1}{2-\lambda} = \gamma$ и, учитывая (3.77), получим:

$$\bar{Q} = \gamma Q . \quad (3.80)$$

Таким образом, для определения коэффициента перехода от расхода в замыкающем створе к среднему расходу необходимо знать только показатель степени редуции λ . Фор-

мулы вида (3.76) получили широкое распространение в гидрологии. Значение параметра γ приводится в ряде работ и научно-прикладных изданий. Они могут быть использованы для определения коэффициента γ . При изменении λ от 0 до 1 коэффициент γ изменяется в пределах 0,5...1,0. Для полугорных и горных рек коэффициент степени редукции λ в среднем может быть принят равным 0,5, а коэффициент $\gamma=0,67$.

При определении величины среднего расхода на участке между двумя створами особых трудностей обычно не возникает. Характер изменения расхода воды на участке может быть установлен при его обследовании и определении максимальных расходов по меткам высоких вод. Для слабоприточных (транзитных) участков при расчете средней скорости в первом приближении может быть принят расход верхнего створа.

Значение \bar{Q} с учетом (3.80) может быть представлено в следующем виде:

$$\bar{Q} = 16,67 \gamma q F \quad (3.81)$$

где q – интенсивность стокообразования, мм/мин.

Следует отметить, что при выполнении расчетов по формуле (3.81) может возникнуть необходимость замены F через L . Для этого можно использовать зависимость $L = L(F)$, полученную для бассейнов горных рек Средней Азии, Южного, Юго-Восточного и Восточного Казахстана (рисунок 2). Она имеет следующее аналитическое выражение:

$$L = 1,6 F^{0,55} \quad (3.82)$$

откуда

$$F = 0,425 L^{1,82} \quad (3.83)$$

Следует отметить, что выражения, близкие к (3.82) и (3.83) получены рядом авторов в странах СНГ и за рубежом. Таблица параметров формул вида (3.83) приведена в монографии Р.А. Нежиховского [189]. Для равнинных районов стран СНГ им получена достаточно обоснованная зависимость $F=F(L)$:

$$F = 0,58 L^{1,78} \quad (3.84)$$

Сравнение зависимостей (3.83) и (3.84) при $L = const.$ показывает, что в горных условиях водосборы имеют меньшую площадь, чем на равнине. Увеличение водосборной площади с увеличением длины рек на равнине происходит менее интенсивно, чем в горных условиях. Эти закономерности, по-видимому, близки к действительности.

Использование зависимостей (2.75), а также (3.81) и (3.83) дает возможность перейти к определению средней скорости и времени добегания на участке реки от истока до замыкающего створа. Подставив выражение (3.81) при $\gamma = 0,67$ в (3.75) и, учитывая (3.83), получим:

$$V_p = \frac{1}{m^{0,67}} q^{0,33} I^{0,11} L^{0,33} \quad (3.85)$$

Необходимо отметить, что в формуле (3.85) мы пренебрегли полученным при ее выводе численным значением коэффициента равного 2,19 с целью компенсации превышения средних скоростей на относительно прямолинейных участках гидрометрических измерений по сравнению с их значениями для всей реки, характеризующейся значительной извилистостью и разнообразием форм и размеров речного русла.

Известно, что время руслового добегания τ_p , выраженное в минутах, равно:

$$\tau_p = 16,67 \frac{L}{V} \quad . \quad (3.86)$$

Подставив в (3.86) значение скорости (3.85), получим:

$$\tau_p = \frac{16,67 m^{0,67} L^{0,67}}{q^{0,33} I^{0,11}} \quad . \quad (3.87)$$

Формулы (3.85) и (3.87) можно использовать для определения скорости добегаания полугорных рек ($0,001 \leq I \leq 0,004$), заменив в них коэффициент шероховатости m на n_{II} и показатель степени при уклоне на 0,22.

Теоретические расчеты [189] показывают, что скорость перемещения волн половодий и паводков V_p^* определяется следующим образом:

$$V_p^* = V_p + \omega \frac{dV}{d\omega} \quad , \quad (3.88)$$

где V_p^* – скорость перемещения паводковой волны, м/с.

В монографии Р.А. Нежиховского [189] показано, что если в теоретическом выражении (3.88) заменить среднюю скорость по Шези-Маннингу, а ширину реки выразить с помощью (3.69), то можно получить следующую формулу:

$$V_p^* = k V_p \quad , \quad (3.89)$$

где

$$k = 1 + \frac{0,67}{\delta + 1} \quad . \quad (3.90)$$

Расчеты по этой формуле показывают, что при изменении δ от 1 до 0 скорость добегаания должна превысить скорость течения в 1,33...1,67 раза. Как показали исследования Р.А. Нежиховского [189], в реальных условиях из-за неоднородности морфометрических и гидравлических характеристик по длине реки соотношение скорости добегаания и скорости течения k для отдельных ее участков изменяется в пределах преимущественно от 0,5 до 1,4 и в среднем может быть принято равным единице. Этот вывод в первом приближении не противоречит немногочисленным данным определения скорости добегаания стока горных рек.

Для вычисления скорости и времени руслового добегаания полученные расчетные выражения проверялись путем сравнения с данными определений указанных характеристик на участках между гидрометрическими створами, а также с помощью материалов, опубликованных в ряде работ [199, 200] и др. Использование материалов наблюдений постов, оборудованных самописцами уровней (расходов) воды, в бассейнах р. Оба (Уба) (Западный Алтай) и р. Шарын (Северный склон Заилийского Алатау) показало, что параметр k в первом приближении может быть принят равным единице. Этот вывод хорошо согласуется с результатами исследований Р.А. Нежиховского для равнинных рек ЕТР [189] и подтверждает существующее представление о том, что русла горных рек оказывают значительное сопро-

тивление движению потока вследствие разнообразия их форм и размеров, а также шероховатости и уклонов по длине реки.

3.4 Определение скорости и времени добегающего склонового стока

Основными факторами, определяющими трансформации процесса интенсивности стокообразования в гидрограф притока к речной сети, являются скорость и время добегающего талых и дождевых вод по микроручейковой и дренажной сети склонов горных бассейнов. Однако, работы, в которых рассматриваются вопросы склонового добегающего, в связи с трудностью проведения натуральных экспериментов, сравнительно немногочисленны. К ним следует отнести исследования С.И. Харченко [197], А.Н. Бефани [195] и др. Отдельные полезные сведения о процессах добегающего воды приводятся в работах по искусственному дождеванию поверхности речных бассейнов [255]. Теоретические вопросы добегающего склонового стока в значительной степени разработаны А.Н. Бефани [195].

Ограниченность экспериментальных материалов побудила автора при разработке способов определения добегающего поверхностного стока использовать характеристики речных водосборов. При исследовании добегающего поверхностного стока по поверхности горных склонов мы исходили из того, что склон в горном бассейне разделен на отдельные микроводосборы, расположенные рядом, один за другим. Верхняя часть большинства из них примыкает к бровке склона. Кроме этого, предполагалось, что выражение (3.83) характеризует морфометрические закономерности не только речных бассейнов, но и микроводосборов, расположенных на горных склонах. Это позволило подойти к определению времени склонового добегающего с помощью приемов, использованных выше при рассмотрении руслового добегающего.

Исследования С.И. Харченко показали, что в микроручейковой сети склонов наблюдается переходный режим движения воды от ламинарного к турбулентному. Это обусловлено низкими значениями числа Рейнольдса Re , определенными по данным полевых измерений скорости и глубины микроручейковых потоков на склонах и равными от 300 до 400 [197]. По результатам проведенных им полевых исследований, средняя скорость поверхностного движения воды по склонам водосбора может быть приближенно определена с помощью следующего выражения (3.68). Полученные параметры этого выражения оказались равными $\mathcal{E} = 0,6$ и $V = 0,3$ для ламинарного движения воды и $\mathcal{E} = 0,6$ и $V = 0,5$ для внутриснежного движения воды по склонам водосборов. При дальнейшем анализе полученных зависимостей путем замены в них расхода воды произведением скорости течения на глубину потока воды на склоне было получено выражение вида (3.64).

Для определения скорости движения воды микроручейковой сети склонов оно было получено в следующем виде:

$$V_{СП} = \frac{1}{n_c^{2,5}} H^{1,5} I^{0,75}, \quad (3.91)$$

где $V_{СП}$ – средняя скорость микроручейкового потока, м/с; n_c – коэффициент шероховатости; H – средняя глубина воды на поверхности склона, м; I – средний уклон поверхности склона.

Полученное в рассматриваемой работе выражение для условий внутриснежного стекания воды по склонам отличалось от (3.91) только показателем степени при уклоне равном 1,25. Параметры этих выражений (показатели степени при глубине и уклоне) как для микроручейкового, так и для внутриснежного движения воды, по нашему мнению, несколько завышены. В частности, на это указывает показатель степени при уклоне в выражении для

определения средней скорости внутриснежного стекания воды, который оказался больше единицы, что противоречит закономерности ламинарного движения жидкости. Указанное обстоятельство, по-видимому, обусловлено некоторым завышением показателя степени ($\varepsilon = 0,6$) при расходе воды в выражении (3.68) в связи с недостаточной определенностью зависимостей скорости добегаания от расхода воды и использованием автором работы [197] графических связей вместо уравнения регрессии. На завышение этого параметра также указывают результаты исследований Ю.Б. Виноградова [256], который при определении скорости склонового добегаания получил показатель степени при расходе воды равном 0,5.

Если принять в выражении вида (3.68) параметр $\varepsilon = 0,5$ и провести упомянутые выше элементарные преобразования, то в этом выражении значения показателей степени при глубине и уклоне уменьшатся. В выражении для определения средней скорости внутриснежного стекания воды показатель степени воды при уклоне окажется равным единице, что соответствует закономерности ламинарного движения жидкости. Выражение для определения средней скорости движения воды в микроручейковой сети склонов при условии некоторого округления (до 2/3) показателя степени при уклоне можно записать в следующем виде:

$$V_{СП} = \frac{1}{n_c^2} H I^{0,67} . \quad (3.92)$$

В связи с трудностью определения слоя воды, текущей по поверхности склона, возникает необходимость введения в формулу (3.92) значения расхода воды. Наблюдения на склонах речных водосборов показывают, что параметр δ в выражении (3.69) для эродированных и задернованных частей склонов шириной 1 м может быть принят равным нулю. Тогда уравнение для определения скорости добегаания по их поверхности, полученное путем подстановки в формулу (3.92) значения H , определенного из выражения (3.69) при $\delta = 0$, будет иметь следующий вид:

$$V_{СП} = \frac{\bar{Q}^{0,5} I^{0,33}}{n_c \bar{b}_o^{0,5}} . \quad (3.93)$$

Для определения величины \bar{b}_o в выражении (3.95) может быть использована верхняя огибающая основной группы точек, проведенная на рисунке 3.8 и характеризующая зависимость $b_o = b_o(L_c)$ для условий свободной эрозии. Такие условия имеются на эродированных и задернованных склонах горных бассейнов. Следует полагать, что микроручейковая сеть как эродированных, так и задернованных склонов характеризуется примерно одинаковыми морфометрическими закономерностями. Это, по-видимому, обусловлено тем, что микротальвеги задернованных склонов также имеют эрозионное происхождение. Аналитическое выражение огибающей (рисунок 3.8) имеет следующий вид:

$$b_o = 1,82 L_c^{0,82} . \quad (3.94)$$

Из этого выражения аналогично (3.74) имеем:

$$\bar{b}_o = L_c^{0,82} . \quad (3.95)$$

Далее, подставив (3.95) в (3.93), получим:

$$V_{СП} = \frac{\bar{Q}^{0,5} I^{0,33}}{n_c L_c^{0,41}} \quad . \quad (3.96)$$

В формуле (3.96) показатель степени при уклоне оказался близким к значению, полученному С.И. Харченко [197] при оценке параметров в формуле вида (3.68), а показатель степени при расходе воды – к значению, полученному Ю.Б. Виноградовым [256] при определении зависимости скорости добегания от величины поверхностного стока.

Значение \bar{Q} может быть представлено в зависимости от интенсивности стокообразования и длины склона. Для этого необходимо в выражении (3.81) определить значение параметра λ и выразить площадь водосбора через длину склонового водотока.

При определении параметра γ в формуле (3.81) можно принять, что изменение расхода воды по длине склона пропорционально площади микроводосбора ($\lambda = 0$), расположенного в его пределах. Тогда, в соответствии с (3.79 и 3.80), $\gamma = 0,5$. Следует также полагать, что морфометрические характеристики микроводосборов, расположенных в пределах склона, примерно идентичны их значениям для малых речных бассейнов. Поэтому, в первом приближении для них можно использовать те же закономерности, что и для малых водосборов. Это позволяет для перехода от площади микроводосборов к длине склонов использовать выражение (3.83). Подставив его в (3.81) и, учитывая, что $\gamma = 0,5$, получим:

$$\bar{Q} = 3,54qL^{1,82} \quad . \quad (3.97)$$

Затем, подставив (3.97) в (3.96), имеем:

$$V_{СП} = \frac{1,88q^{0,5} I^{0,33} L_c^{0,5}}{n_c} \quad . \quad (3.98)$$

Далее, подставив (3.98) в (3.86), получим:

$$\tau_{СП} = \frac{8,87n_c L_c^{0,5}}{q^{-0,5} I^{0,33}} \quad , \quad (3.99)$$

где $\tau_{СП}$ – время склонового поверхностного добегания, мин.

Перейдем к оценке параметров формулы для определения $\tau_{СП}$. В качестве характеристики среднего уклона склонов следует использовать средний уклон бассейна. Параметр n_c может быть определен с помощью предложенной классификации стокообразующих поверхностей горных склонов по величине параметров шероховатости (таблица 3.2). Значения параметра n_c , помещенные в этой таблице, определены с помощью материалов непосредственных характеристик склонового поверхностного стока, опубликованных в ряде работ [97, 195, 197] и др.

В таблице приводятся значения n_c для двух категорий шероховатости эродированных поверхностей и трех категорий поверхностей, покрытых растительностью. В сложных условиях, когда трудно отдать предпочтение одной из двух категорий, принимается большее значение параметра n_c . Значение L_c определяется с помощью выражения:

$$L_c = \frac{1}{2\rho} \quad , \quad (3.100)$$

где ρ – густота гидрографической сети, км/км².

Густоту гидрографической сети следует определять на основании анализа материалов аэрофотосъемки. В этом случае для определения L_c , по-видимому, целесообразно использовать более точное выражение, предложенное А.Р. Нежиховским [189]:

$$L_c = \frac{1}{2,25\rho} \quad . \quad (3.101)$$

Необходимо отметить, что результаты расчетов $V_{СП}$ и $\tau_{СП}$, выполненные с помощью формул (3.96), (3.98) и (3.99), показывают довольно хорошую сходимость с данными непосредственных определений этих характеристик, опубликованных в работах [195, 197] и др. Эти материалы сравнительно немногочисленны, поэтому формула нуждается в дальнейшей проверке и корректировке параметров для определенных физико-географических условий.

Таблица 3.2 – Классификация стокообразующих поверхностей горных склонов по величине параметров шероховатости

Категория	Характеристика поверхностей	n_c	$\frac{1}{n_c}$
I	Сильно эродированные склоны, сложенные лессами и щебнистыми лессовидными суглинками. Растительность полностью отсутствует или занимает небольшие участки у водоразделов.	0,17	6
II	Умеренно и слабо эродированные склоны. Задернованные поверхности имеются преимущественно на приводораздельных участках микроводосборов и в верхней части склонов. Пашни в обычных условиях.	0,25	4
III	Умеренно задернованные склоны, лишенные кустарниковой и древесной растительности. Заброшенные пашни со следами водной эрозии.	0,33	3
IV	Луговые склоны, покрытые изреженной растительностью. Поверхность склонов неровная, местами бугристая. В местах концентрации склонового стока встречаются срывы дернового покрова.	0,50	2
V	Задернованные склоны, покрытые густой горно-луговой растительностью. Залесенные склоны с наличием густого подлеска и мощной лесной подстилки.	0,75	1,33

Перейдем теперь к определению скоростей движения и времени добегания почвенно-грунтового стока. Исследованием этого вида горного склонового стока гидрологи начали заниматься в конце 50-х – начале 60-х годов прошлого столетия [97, 195, 257, 258] и др.

Из приведенных работ следует особо отметить детальные исследования паводкового грунтового стока, выполненные Ю.Б. Виноградовым в бассейнах горных рек Средней Азии [97, 256] и А.Н. Бефани в горных районах Дальнего Востока РФ [195]. Следует отметить, что в литературе нет единого наименования этого вида стока. Его называют «внутрипочвенным», «приповерхностным», «контактным», «дренажным» и «быстрым грунтовым» стоком. Нам представляется более уместным называть указанное выше явление почвенно-грунтовым стоком. Это название мы, по-видимому, впервые встречаем у Д.Е. Залесского [258]. Таким образом, почвенно-грунтовым стоком будем называть перемещение воды под влиянием гидравлического уклона в верхнем слое рыхлых отложений по системе относительных водоупоров, расположенных на

сравнительно небольшой глубине от поверхности склона.

Движение почвенно-грунтовых вод в мелкозернистых грунтах является ламинарным и подчиняется линейному закону фильтрации Дарси [203, 259]. Скорость движения почвенно-грунтовых вод может быть определена с помощью следующего выражения:

$$V_{СПГ} = k_{\phi} I_C , \quad (3.102)$$

где $V_{СПГ}$ – скорость движения почвенно-грунтовых вод, м/мин; k_{ϕ} – коэффициент фильтрации, характеризующий водонепроницаемость грунта и зависящий от его пористости и трещиноватости, мм/мин; I_C – средний уклон поверхности склона

В крупнозернистых, грубообломочных и трещиноватых грунтах движение почвенно-грунтовых вод имеет турбулентный характер и подчиняется нелинейному закону фильтрации Шези-Краснопольского [259]:

$$V_{СПГ} = k_{\phi} I_C^{0,5} . \quad (3.103)$$

Многие исследователи при описании нелинейной фильтрации в формуле (3.103) принимают показатель степени равный 0,67 [203]. Ориентировочные значения коэффициента фильтрации горных пород опубликованы в «Справочном руководстве гидрогеолога» [259].

Исследования С.В. Избаша и Кребера [203] показали, что параметр k_{ϕ} изменяется в зависимости от диаметра (крупности) фильтрационного материала. Анализ материалов Алма-Атинской селестокковой станции и сведения, приведенные в [195, 255] показали, что параметр k_{ϕ} для горных бассейнов Средней Азии изменяется преимущественно в пределах 50÷200 мм/мин. Для районов Дальнего Востока, характеризующихся интенсивной ливневой деятельностью, значение этого параметра по исследованиям А.Н. Бефани достигает для щебнистых пород 300 мм/мин, а для каменистых пород – 700 мм/мин и более [195].

Экспериментальные исследования в бассейнах рек Дальнего Востока РФ, выполненные под руководством А.Н. Бефани [195], показали, что в определенных условиях нелинейная фильтрация почвенно-грунтовых вод имеет характер движения по закрытым каналам – дренам. В этих случаях формулы для расчета скорости и времени перемещения почвенно-грунтового стока можно получить из следующих соображений. Как известно, формула Шези для напорного потока в трубе может быть представлена в следующем виде [208]:

$$V = C \sqrt{DI} , \quad (3.104)$$

где D – диаметр трубы; C – скоростной коэффициент.

Для переходного от ламинарного режима к турбулентному движения воды в микро и макропорах дренажной сети горных склонов, по аналогии с (3.104), можно записать:

$$V = C \sqrt[3]{(DI)^2} . \quad (3.105)$$

Приняв площадь поперечного сечения микро и макропор горных склонов ω близкой к окружности, заменив ее значение на Q/V из уравнения расхода и, произведя необходимые преобразования, получим:

$$V_{СПГ} = \alpha Q^{0,25} I^{0,5} , \quad (3.106)$$

где $V_{СПГ}$ – скорость почвенно-грунтового стока, м/мин; Q – расход воды через дренажную сеть полосы склона шириной 1 м, л/с; α – скоростной коэффициент полосы склонов шириной 1 м, л/мин.

Использование результатов экспериментальных исследований [195] показывает, что скоростной коэффициент α в среднем может быть принят равным 0,4 ... 0,6. Показатель степени при уклоне в формуле (3.106) соответствует значению, полученному А.Н. Бефани для дренажной сети горных склонов Дальнего Востока. Это подтверждает правильность использования исходного выражения (3.105), характеризующего переходный режим движения воды от ламинарного к турбулентному в макро и микропорах дренажной сети горных склонов.

Выражение для расчета времени добегаания по дренажной сети горных склонов будет иметь следующий вид:

$$\tau_{спг} = \frac{1000L_c}{\alpha Q^{0,25} I^{0,5}}, \quad (3.107)$$

где $\tau_{спг}$ – скорость добегаания, мин.

Важно подчеркнуть, что скорость движения почвенно-грунтовых вод в отличие от скорости движения поверхностных вод не зависит от слоя стекания, а только от водопроницаемости почвогрунтов. Для определенного состава пород, слагающих поверхность бассейна, скорость почвенно-грунтовых вод является практически постоянной. Это обусловлено тем, что с увеличением слоя почвенно-грунтовых вод (верховодки), перемещающихся по относительному водоупору, водопроницаемость поперечного сечения фильтрационного потока изменяется незначительно. При этом, в зависимости от геологического строения отдельных горных склонов (слоистости пород), она может, как увеличиваться, так и уменьшаться. Для отдельных элементарных бассейнов, характеризующихся определенным геологическим строением, эту скорость можно принять постоянной, т.е. не зависящей от слоя стекания по относительному водоупору и интенсивности почвенно-грунтового стокообразования.

При использовании формул (3.106) и (3.107), следует учитывать, что расход почвенно-грунтового стока не может превышать определенной величины. Эта предельная величина обуславливается расходной характеристикой, определяющей пропускную способность горных склонов. В соответствии с выражением (3.106) пропускная способность определяется следующим образом:

$$Q_{np} = kI^{0,5}, \quad (3.108)$$

где Q_{np} – пропускная способность горного склона, л/мин; k – расходная характеристика, л/мин.

Анализ материалов Алма-Атинской селестокковой станции показывает, что в центральной части Илейского (Заилийского) Алатау средняя расходная характеристика для участка склона шириной 1 м составляет преимущественно 1...2 л/мин. По данным А.Н. Бефани [195], расходная характеристика k_2 для горных склонов Дальнего Востока, сложенных щебнисто-каменистыми грунтами, достигает 3 л/мин и более. При $\bar{Q} > \bar{Q}_{np}$ наблюдается выклинивание почвенно-грунтового стока на поверхность склона преимущественно в его нижней части, как правило, характеризующейся повышенным увлажнением почвогрунтов и пониженными уклонами. В этом случае, на этих переувлажненных склонах наблюдается формирование поверхностного стока.

В заключение следует отметить, что с помощью полученных формул, может быть определено время суммарного (бассейнового) добегаания, складывающееся из продолжительности добегаания стока по склонам и русловой сети. Как известно, время руслового добегаания зависит, а склонового не зависит от площади водосбора. При формировании поверхностного стока время склонового добегаания сравнительно невелико как по абсолютной величине, так и по сравне-

нию с его суммарной величиной. Для достаточно больших водосборов оно соизмеримо с точностью определения продолжительности бассейнового добегания. При формировании почвенно-грунтового стока время склонового добегания достигает значительной величины и его всегда необходимо учитывать в расчетах.

Предложенные формулы, в общем, достаточно хорошо отражают основные закономерности перемещения стока и позволяют рассчитать скорость и время добегания по горным склонам и руслам полугорных и горных рек. Однако проверка некоторых из них выполнена на сравнительно небольшом материале. В связи с этим имеется необходимость в дальнейшем уточнении параметров формул и методов их определения. При моделировании гидрографа стока эти характеристики уточняются в процессе оптимизации параметров модели расчета гидрографа стока.

4 МОДЕЛИРОВАНИЕ СТОКА ГОРНЫХ РЕК

В горном бассейне формирование стока осуществляется в процессе поверхностного, почвенно-грунтового и грунтового стокообразования и движения воды по его поверхности и в толще различных по мощности водоносных горизонтов. При отсутствии начальных потерь, формирование поверхностного стока происходит за счет превышения интенсивности поступления воды в процессе выпадения осадков или снеготаяния над интенсивностью инфильтрации воды в почву [97], а также при выходе почвенно-грунтовых вод на поверхность бассейна [97, 195]. Формирование почвенно-грунтового стока осуществляется за счет превышения интенсивности инфильтрации почвогрунтов (при отсутствии дефицита влажности) над интенсивностью инфильтрации системы подстилающих водоупоров. Грунтовый сток формируется за счет инфильтрации через указанную систему подстилающих водоупоров [97].

Наибольшими скоростями течения характеризуются поверхностные воды. Скорости движения почвенно-грунтовых вод примерно на порядок, а грунтовых – на два-три порядка ниже скоростей течения поверхностных вод [97, 195, 197, 201, 260]. Проведенные нами исследования по разработке модели формирования стока показали, что представление бассейна в виде трех последовательно соединенных регулирующих емкостей, расположенных одна над другой, является целесообразным, и, по-видимому, оптимальным [261 – 263]. В этом случае верхняя емкость может быть отождествлена с поверхностным, средняя – с почвенно-грунтовым и нижняя – с грунтовым стокообразованием. При отсутствии поверхностного стокообразования в схему может быть введена емкость, характеризующая стокообразование в пределах гидрографической сети речных бассейнов. Однако, более предпочтительным представляется включение этого вида стокообразования в схему расчета выхода почвенно-грунтовых вод на поверхность бассейна, о чем будет сказано ниже.

4.1 Расчет интенсивности поверхностного, почвенно-грунтового и грунтового стокообразования

Рассмотрим последовательно способы расчета интенсивности поверхностного, почвенно-грунтового и грунтового стокообразования.

Основные трудности при расчете поверхностного стокообразования связаны с необходимостью определения интенсивности инфильтрации почвогрунтов. Теоретические и экспериментальные исследования Ю.Б. Виноградова [97] показали, что для расчета интенсивности инфильтрации при формировании дождевых паводков может быть успешно использовано следующее выражение:

$$f_1 = f_0 \left\{ 1 - \exp\left(-\frac{i}{f_0}\right) \right\}, \quad (4.1)$$

где f_1 – интенсивность инфильтрации, мм/сут; f_0 – максимально возможная интенсивность инфильтрации (инфильтрационный параметр) талых почвогрунтов, мм/сут; i – интенсивность поступления воды на поверхность бассейна, мм/сут.

Сведения о величине инфильтрационного параметра f_0 для различных подстилающих поверхностей и его изменении с высотой местности приведены в работах [97, 143, 264, 265].

С помощью материалов наблюдений за снегозапасами и стоком на малых водосборах Алма-Атинской селестоксовой станции Л.П. Остроумовой, под руководством автора, проведена проверка возможности использования выражения (4.1) для расчета интенсивности инфильтрации в период снеготаяния по суточным интервалам времени. В результате проверки удалось установить, что после устранения нестационарности процесса инфильтрации, обусловленной изменением параметра f_0 в связи с промерзанием и оттаиванием почвогрунтов, выражение (4.1) может быть использовано при расчете стокообразования в период снеготаяния.

Следовательно, при наличии нестационарности процесса инфильтрации, обусловленной промерзанием и оттаиванием почвогрунтов, и отсутствии начальных потерь и поверхностной емкости для расчета интенсивности поверхностного стокообразования (q_{Π} , мм/сут), может быть использовано выражение:

$$q_{\Pi} = i - f_1 = i - f_0^* \left\{ 1 - \exp\left(-\frac{i}{f_0^*}\right) \right\}, \quad (4.2)$$

где f_0^* – параметр, характеризующий инфильтрационную способность почвогрунтов, мм/сут.

Методика определения параметра f_0^* будет рассмотрена в следующем разделе.

При заполнении емкостей начальных потерь и бессточных понижений или при выходе почвенно-грунтовых вод на поверхность бассейна интенсивность стокообразования можно определить из балансового уравнения:

$$q_{\Pi} = i - q_{\text{НП}} - f_1 - f_2 - q_{\text{НП}} + \Delta q_{\text{ПГ}}, \quad (4.3)$$

где $q_{\text{НП}}$ – интенсивность заполнения емкости начальных потерь, мм/сут; f_2 – интенсивность инфильтрации из бессточных понижений, мм/сут; $\Delta q_{\text{ПГ}}$ – интенсивность поступления почвенно-грунтовых вод на поверхность бассейна в результате переполнения второй регулирующей емкости, мм/сут.

Рекомендации по определению $q_{\text{НП}}$ и f_2 приведены в работах [97, 266, 267] и будут изложены ниже.

Рассмотрим теперь схему расчета почвенно-грунтового стокообразования, которую условно будем отождествлять с интенсивностью заполнения второй регулирующей емкости. Для характеристики этой емкости можно использовать следующие параметры: максимальный размер емкости (W_{max} , мм), запас гравитационной влаги (W'' , мм), дефицит динамического запаса влаги ($D' = W_{\text{max}} - W''$, мм).

Запас гравитационной влаги в емкости может быть определен из выражения:

$$Q_r'' = a w'' , \quad (4.4)$$

где Q_r'' – приток к гидрографической сети из второй емкости, м³/с;

В равнинных и горных бассейнах величина W_{max} изменяется в широких пределах. Она может быть определена путем анализа ветвей спада гидрографов стока малых рек. На величину W_{max} также влияют промерзание и оттаивание почвогрунтов, обуславливающие уменьшение или увеличение аккумулирующей емкости слоя активного влагообмена. Однако при сезонном промерзании почвогрунтов основное влияние на формирование стока оказывает их инфильтрационная способность. Поэтому, описание изменения регулирующей емкости W_{max} при моделировании почвенно-грунтового стокообразования можно не производить.

В случае наличия многолетней мерзлоты в речных бассейнах w'' предлагается находить из выражения:

$$w'' = w_{\Pi}^* L^{\bullet} = k w_{\text{H}}^* L^{\bullet} , \quad (4.5)$$

где $w_{\Pi}^* = w_{\Pi} - w_{\text{H}}$ – параметр, численно равный разности влажности почвогрунтов при полной

и наименьшей влагоемкости в слое 1 м, мм; L^\bullet – глубина сезонного оттаивания почвогрунтов, мм; k – параметр, численно равный отношению w_{Π}^*/w_H^* ; $w_H^* = w_H - w_3$ – параметр, численно равный разности влажности почвогрунтов при наименьшей влагоемкости и влажности завядания растений в слое 1 м (наибольшие продуктивные влагозапасы), мм.

Для определения w_{\max}'' по суточным интервалам времени может быть использовано следующее рекуррентное выражение:

$$w_{\max_{\Pi}}'' = w_{\max_{\Pi-1}} + kw_H^* (L_{\Pi}^\bullet - L_{\Pi-1}^\bullet), \quad (4.6)$$

где $w_{\max_{\Pi}}''$ и $w_{\max_{\Pi-1}}''$ – соответственно, предыдущие и последующие максимальные размеры второй регулирующей емкости, мм; L_{Π}^\bullet и $L_{\Pi-1}^\bullet$ – предыдущее и последующее значение глубины оттаивания многолетне-мерзлых почвогрунтов.

Необходимо отметить, что величина регулирующей емкости w_{\max}'' связана с мощностью верхнего слоя почвогрунтов следующим образом:

$$w_{\max}'' = w_{\Pi}^* H_{\max} = kw_H^* H_{\max}, \quad (4.7)$$

откуда

$$H_{\max} = \frac{w_{\max}''}{kw_H^*}, \quad (4.8)$$

где H_{\max} – мощность верхнего слоя талых почвогрунтов, емкость которого равна w_{\max}'' , м.

Дефицит динамического запаса в этой емкости:

$$D = w_{\Pi}^* h^* = kw_H^* h^*, \quad (4.9)$$

откуда

$$h^* = \frac{D}{kw_H^*}, \quad (4.10)$$

где h^* – мощность слоя почвогрунтов, соответствующая дефициту регулирующей емкости, м.

Для щебнистых и крупнозернистых песчаных почвогрунтов, в которых высота капиллярной каймы уровня грунтовых вод близка к нулю, можно записать следующее выражение:

$$h^* \approx h_{ГВ}^*, \quad (4.11)$$

где $h_{ГВ}^*$ – глубина стояния уровня грунтовых вод, м.

Для более тяжелых почвогрунтов, характеризующихся существенной высотой поднятия, уровень грунтовых вод является линейной функцией от h^* :

$$h_{ГВ}^* = h_{ГВ}^* (h^*). \quad (4.12)$$

Следовательно, величина h^* может быть использована для определения уровня грунтовых вод в речном бассейне.

Перейдем теперь непосредственно к рассмотрению процесса почвенно-грунтового стокообразования. Поступление воды во вторую регулируемую емкость можно представить в виде:

$$f = f_1 + f_2 - P + q_{\text{НП}} \pm V, \quad (4.13)$$

где f – поступление воды на вторую регулируемую емкость, мм/сут; P – расход воды на покрытие дефицита влажности почвогрунтов в зоне активного влагообмена, мм/сут; $q_{\text{НП}}$ – интенсивность начальных потерь при поверхностном стокообразовании, мм/сут; V – количество влаги, задерживающейся в промерзшем слое почвогрунтов или высвободившейся при их оттаивании, мм/сут.

Для определения интенсивности инфильтрации из второй регулирующей емкости в третью можно использовать выражение, предложенное Ю.Б. Виноградовым [97] для расчета инфильтрации при формировании поверхностного стока:

$$Y = Y_0 \left\{ 1 - \exp\left(-\frac{f}{Y_0}\right) \right\}, \quad (4.14)$$

где Y – интенсивность инфильтрации, мм/сут; Y_0 – параметр, характеризующий максимальную инфильтрационную способность подстилающих водоупоров, мм/сут.

Тогда выражение для определения интенсивности потенциального (без учета размеров заполнения регулирующей емкости) почвенно-грунтового стокообразования будет иметь вид:

$$q_{\text{ПГ}}^\bullet = f - Y, \quad (4.15)$$

где $q_{\text{ПГ}}^\bullet$ – интенсивность потенциального почвенно-грунтового стокообразования, мм/сут.

Следует отметить, что при заполнении второй емкости избыточная влага должна поступать в первую емкость. Это положение соответствует условию выхода почвенно-грунтовых вод или «верховодки» на дневную поверхность. Количество воды, поступающее в первую емкость, можно определить по разности между «потенциальным» $q_{\text{ПГ}}^\bullet$ и реальным $q_{\text{ПГ}}$ почвенно-грунтовым стокообразованием.

Рассмотрим схему расчета $q_{\text{ПГ}}$. Допустим, что изменение интенсивности почвенно-грунтового стокообразования будет пропорционально достигнутому уровню, а относительная скорость ее убывания постоянна. Тогда можно записать следующее дифференциальное уравнение:

$$\frac{dq_{\text{ПГ}}}{dt} = -k_1 q_{\text{ПГ}}, \quad (4.16)$$

где $q_{\text{ПГ}}$ – интенсивность почвенно-грунтового стокообразования, мм/сут; t – время, сутки; k_1 – эмпирический параметр.

Допустим также, что относительные (по дефициту гравитационной влаги во второй емкости) значения интенсивности реального и потенциального почвенно-грунтового стокообразования равны. Тогда можно записать следующее выражение:

$$\frac{q_{\text{ПГ}}}{D} = \frac{\dot{q}_{\text{ПГ}}}{D_{\text{max}}}, \quad (4.17)$$

где D и $D_{\text{max}} = w_{\text{max}}''$ соответственно текущий и максимальный дефицит гравитационной влаги во второй емкости, мм; $\dot{q}_{\text{ПГ}}$ – потенциальная (начальная) интенсивность почвенно-грунтового стокообразования, мм/сут.

Определив из соотношения (4.17) значение $q_{\text{ПГ}}$ и подставив его в выражение (4.16), получим:

$$\frac{dq_{\text{ПГ}}}{dt} = -k_1 \dot{q}_{\text{ПГ}} \frac{D}{w_{\text{max}}''}. \quad (4.18)$$

В результате решения этого дифференциального уравнения получим при $t = 1$ выражение для определения $q_{\text{ПГ}}$:

$$q_{\text{ПГ}} = \dot{q}_{\text{ПГ}} \left\{ 1 - \exp\left(-\frac{k_1 D}{w_{\text{max}}''}\right) \right\}, \quad (4.19)$$

откуда

$$\Delta q_{\text{ПГ}}^* = \dot{q}_{\text{ПГ}} - q_{\text{ПГ}} = \dot{q}_{\text{ПГ}} \exp\left(-\frac{k_1 D}{w_{\text{max}}''}\right), \quad (4.20)$$

где $\dot{q}_{\text{ПГ}}^*$ – гравитационная влага, поступающая в первую емкость после заполнения второй емкости, мм/сут.

При $D \rightarrow 0$ $q_{\text{ПГ}} \rightarrow 0$, $\Delta q_{\text{ПГ}}^* \rightarrow \dot{q}_{\text{ПГ}}^*$, а при $D \rightarrow \infty$ $q_{\text{ПГ}} \rightarrow \dot{q}_{\text{ПГ}}^*$, $\Delta q_{\text{ПГ}}^* \rightarrow 0$. Параметр k_1 , при $D \rightarrow w_{\text{max}}''$ определяется из соответствия $\Delta q_{\text{ПГ}}^* \approx q_{\text{ГС}}$, где $q_{\text{ГС}}$ – интенсивность стокообразования в пределах гидрографической сети.

При значениях дефицита слоя начальных потерь почвенно-грунтового стокообразования, превышающих слой выпавших осадков, и характерных для нижних и средних высотных зон горных речных бассейнов Средней Азии и Южного Казахстана, сток формируется, как правило, только с поверхности гидрографической сети. Коэффициенты стока дождевых паводков обычно не превышают 0,33, то есть практически оказываются равными относительной площади гидрографической сети речных бассейнов. Это указывает на то, что коэффициенты стока с таких поверхностей близки к единице. Поэтому, при описании формирования стока в пределах гидрографической сети речных бассейнов инфильтрация может быть принята равной нулю, а интенсивность стокообразования – интенсивности поступления воды на рассматриваемую поверхность, то есть $q_{\text{ГС}} = i^*$. Для расчета интенсивности почвенно-грунтового стокообразования при заполнении второй регулирующей емкости могут быть использованы следующие выражения:

$$q_{\text{ПГ}} = \dot{q}_{\text{ПГ}} \left\{ 1 - (1 + k_2) \left[\exp\left(-\frac{k_2 D}{w_{\text{max}}''}\right) \right] \right\}, \quad (4.21)$$

$$q_{\text{III}} = q_{\text{III}}^{\bullet} th \frac{k_3 D}{w_{\text{max}}''} , \quad (4.22)$$

откуда соответственно,

$$\Delta q_{\text{III}} = q_{\text{III}}^{\bullet} (1 + k_2) \left[\exp\left(-\frac{k_2 D}{w_{\text{max}}''}\right) \right] , \quad (4.23)$$

$$\Delta q_{\text{III}} = q_{\text{III}}^{\bullet} \left(1 - th \frac{k_3 D}{w_{\text{max}}''} \right) . \quad (4.24)$$

Выражения (4.19), (4.21) или (4.22) используются в зависимости от характера процесса заполнения второй регулирующей емкости и выхода воды на поверхность бассейна. Параметры k_1 , k_2 и k_3 при относительной площади гидрографической сети около 0,03 могут быть приняты равными соответственно 3,5; 5,35 и 2,09.

Интенсивность грунтового стокообразования условно отождествляется с интенсивностью заполнения третьей регулирующей емкости и может быть определена из балансового уравнения:

$$q_{\Gamma} = Y - \varphi , \quad (4.25)$$

где q_{Γ} – интенсивность грунтового стокообразования, мм/сут; φ – интенсивность потерь влаги на пополнение статических запасов подземных вод или динамических запасов, расход которых не регистрируется в замыкающем створе речного бассейна, мм/сут.

4.2 Изменение инфильтрационного параметра при промерзании и оттаивании почвогрунтов

Расчет интенсивности стокообразования в период снеготаяния является довольно сложной задачей в связи с большими различиями интенсивности инфильтрации в многолетнем разрезе и нестационарностью этого процесса в отдельные годы. Как известно, изменение инфильтрационной способности почвогрунтов связано с их промерзанием в осенне-зимний период и постепенным оттаиванием во время весеннего половодья. На основании проведенных полевых опытов Н.А. Качинский [268] установил, что мерзлая почва только при заполнении льдом всех свободных пор становится полностью водонепроницаемой. В работах А.К. Филипповой [269, 270] отмечается, что водонепроницаемость мерзлых почвогрунтов в значительной мере является цементацией почвы, которая зависит от ее емкости и температуры. Лабораторные исследования В.Д. Комарова [64] показали, что увлажненная до уровня наименьшей влагоемкости и глубоко промерзшая почва, после поглощения нескольких миллиметров воды, становится практически водонепроницаемой. При слабом увлажнении промерзание почвы не оказывает влияния на ее инфильтрационную способность. В.Д. Комаров также установил, что влияние промерзания почвогрунтов на интенсивность инфильтрации существенно уменьшается при увеличении его глубины выше определенной величины [64, 271, 272], приблизительно равной 0,6 м [273]. В работах [64, 268, 273] убедительно показано, что это явление связано с пространственным изменением глубин промерзания почвогрунтов речных бассейнов. Эти выводы в дальнейшем подтвердились при проведении лабораторных и полевых экспериментальных исследований [81, 163, 274–277]. Результаты определения влияния промерзания почвогрунтов на величину потерь стока в период весеннего половодья показывают, что при глубине более 0,8...1,0 м величина потерь уже практически не меняется [183, 278].

Установленные В.Д. Комаровым основные закономерности инфильтрации воды в мерзлые почвогрунты были широко использованы при разработке методов гидрологических прогнозов.

В настоящее время намечаются пути дальнейшего уточнения деталей рассматриваемого процесса. В частности, А.И. Будаговским [279] сформулированы основные направления изучения впитывания талых и мерзлых почв. Исследования Е.Ф. Голицыной, И.Л. Калюжного, К.К. Павловой, В.В. Романова [280] показали, что содержание большого количества связанной влаги в почвогрунтах, тепловые взаимодействия талой воды и мерзлой почвы в значительной степени определяют интенсивность инфильтрации. Они установили, что при наличии в почве значительного запаса холода, на определенной глубине от ее поверхности, лед может закупорить свободные поры, образуя так называемый «запирающий слой». В этом случае, инфильтрация воды в мерзлые почвогрунты почти полностью прекращается. Мощность водонепроницаемого слоя и продолжительность его существования, в конечном счете, зависят от влажности и глубины промерзания почвогрунтов.

Как известно [64, 261, 271], нестационарность процесса инфильтрации, в основном, определяется предшествующими условиями увлажнения и промерзания почвогрунтов и их изменением в период весеннего половодья. В начале снеготаяния инфильтрационная способность почвогрунтов, как правило, значительно ниже, чем в конце. Это связано с оттаиванием почвы по мере освобождения водосбора от снега. Максимальная величина инфильтрации обычно наблюдается в конце снеготаяния, после полного оттаивания почвогрунтов. Экспериментальные исследования И.Д. Цыгельной и Г.Н. Голубева [38, 170] на северных склонах Терской Алатау (бассейн р. Чон-Кызыл-Су), И.С. Соседова [4] в Илейском (Заилийском) Алатау (бассейн р. Киши Алматы) и Е.Е. Гуртовой [281] на Кавказе (бассейн р. Баксан) показали, что сезонное промерзание почвы оказывает большое влияние на формирование стока в бассейнах горных рек. В работе Г.Н. Голубева [170] отмечается, что по данным наблюдений на стоковых площадках, расположенных в высокогорной зоне р. Чон-Кызыл-Су, инфильтрация мерзлой переувлажненной почвы может быть на четыре порядка ниже, чем той же почвы после оттаивания.

Таким образом, инфильтрационная способность различных по увлажнению почвогрунтов в период весеннего половодья обуславливается глубиной их промерзания к концу зимы и интенсивностью оттаивания во время промерзания. Поэтому, при разработке модели расчета интенсивности инфильтрации в период снеготаяния, по-видимому, можно руководствоваться следующими исходными положениями:

1. Инфильтрационная способность слабо увлажненных почвогрунтов при промерзании практически не изменяется.

2. Почвогрунты, увлажненные до уровня наименьшей влагоемкости и выше, при промерзании становятся практически водонепроницаемыми.

3. Увеличение глубины промерзания почвогрунтов свыше величины L_{\max} практически не изменяет их инфильтрационную способность.

4. В условиях неравномерного залегания снежного покрова увеличение инфильтрационной способности почвогрунтов в период снеготаяния может быть связано с уменьшением степени покрытия снегом поверхности бассейна, т.е., с уменьшением относительных значений снегозапасов.

5. Изменение инфильтрационной способности почвогрунтов в период весеннего половодья обуславливается интенсивностью их оттаивания.

Для характеристики водонепроницаемости верхнего слоя почвогрунтов речных бассейнов обычно используется инфильтрационный параметр f_0 . Этот параметр представляет собой максимально возможную установившуюся интенсивность инфильтрации при неограниченном поступлении воды на поверхность бассейна [97].

Приступим к обоснованию и выводу уравнения для расчета изменения инфильтрационного параметра в период оттаивания почвогрунтов [282]. Исследования В.Д. Комарова и Т.Т. Макаровой [271, 272] показали, что инфильтрационную способность почвогрунтов в ос-

новном определяет их льдистость. В качестве показателя количества льда в почве авторы указанной работы предлагают использовать произведение влажности почвы и глубины промерзания. На основании материалов наблюдений в бассейнах рек Головесня и Девица ими установлена зависимость максимально возможных потерь в период весеннего половодья от предложенного показателя льдистости почвы. Эта зависимость экспоненциального вида была успешно использована для расчета потерь стока указанных рек. Следует отметить, что на данной стадии изученности инфильтрационных характеристик почвогрунтов в период их промерзания и оттаивания, использование показателя льдистости почвы [64, 271–273], по-видимому, является вполне оправданным. При отсутствии материалов наблюдений влажность почвы, глубину ее промерзания и оттаивания можно определить с помощью расчетных методов [186, 261].

На основании существующих представлений о факторах, обуславливающих инфильтрационные характеристики почвогрунтов в период их промерзания и оттаивания можно записать следующее дифференциальное уравнение:

$$\frac{df_0^*}{dL} = -\alpha V f_0^* , \quad (4.26)$$

где f_0^* – инфильтрационный параметр, мм/мин; L – мощность промерзшего слоя почвогрунтов, м; V – относительные влагозапасы в слое 1 м; α – эмпирический параметр.

В этом уравнении интенсивность изменения инфильтрационного параметра пропорциональна достигнутому уровню f_0^* , а ее относительная величина прямо пропорциональна влажности почвы. После интегрирования уравнения (4.26), получим:

$$f_0^* = f_0 \exp\{-\alpha V(L - L_0)\} , \quad (4.27)$$

где f_0 – инфильтрационный параметр талых почвогрунтов, мм/мин; L_0 – начальное значение мощности промерзания, м.

Для описания изменения инфильтрационного параметра f_0^* , в период оттаивания почвогрунтов, также могут быть использованы следующие выражения:

$$f_0^* = f_0(1 + \alpha) \exp\{-\alpha V(L - L_0)\} , \quad (4.28)$$

$$f_0^* = f_0 \left\{ 1 - th \alpha V(L - L_0) \right\} . \quad (4.29)$$

Исследования В.Д. Комарова [64, 283] показали, что при средней мощности промерзания почвогрунтов, не превышающей 0,15 м, потери на инфильтрацию изменяются незначительно.

По мнению В.Д. Комарова, это явление обусловлено большой пространственной неравномерностью промерзания почвогрунтов. Влияние указанной неравномерности проявляется в том, что при средней глубине промерзания до 0,15 м почвогрунты определенной части площади водосбора остаются талыми. К аналогичным выводам пришел И.Б. Вольфцун [284] при проведении исследований изменения питания грунтовых вод, в зависимости от глубины промерзания почвогрунтов на стоковых площадках ВНИГЛ.

При средней глубине промерзания почвогрунтов более 0,2 м ее влияние на величину потерь возрастает, так как при этой глубине практически вся поверхность (кроме площади гидрографической сети) оказывается промерзшей. При дальнейшем увеличении средней глубины промерзания ее влияние на величину инфильтрации достигает максимального значения. Затем оно замедляется в связи с тем, что интенсивность сокращения площадей со слабо промерзшей

почвой уменьшается, приближаясь к своему нижнему пределу – площади гидрографической сети, где почвогрунты остаются талыми даже при значительном промерзании почвогрунтов на водосборе.

В соответствии с изложенным, выражение (4.27) для расчета инфильтрационного параметра в зависимости от изменения средней мощности слоя промерзания почвогрунтов, может быть записано в следующем виде:

$$f_0^* = \begin{cases} f_0 & \text{при } L \leq L_0 \\ f_0 \exp\{-\alpha V(L-L_0)\} & \text{при } L > L_0 \end{cases} \quad (4.30)$$

Следует отметить, что при отсутствии сведений о промерзании и оттаивании почвогрунтов, при расчете инфильтрационного параметра в период весеннего снеготаяния, с помощью выражения (4.30), вместо L может быть использовано отношение снеготаяния на поверхности бассейна в данный момент времени к их максимальной величине за период снегонакопления и снеготаяния, выраженное в долях от единицы [261].

С целью детального описания процесса в начальной стадии изменения инфильтрационного параметра с ростом глубины промерзания может быть рассмотрено следующее дифференциальное уравнение:

$$\frac{df_0^*}{dL} = -kVf_0^*(f_0^\bullet - f_0^*) \quad (4.31)$$

где f_0^\bullet – максимально возможное значение f_0^* ($0 < f_0^* < f_0^\bullet$), мм/сут; $k > 0$ – коэффициент.

Из дифференциального уравнения (4.31) следует, что интенсивность изменения инфильтрационного параметра пропорциональна достигнутому уровню f_0^* и разности ($f_0^\bullet - f_0^*$) между максимально возможным и достигнутым уровнем инфильтрационного параметра. В этом уравнении относительная интенсивность изменения инфильтрационного параметра является линейной функцией f_0^* и влажности почвы.

В результате решения дифференциального уравнения и его преобразования можно получить следующее выражение:

$$f_0^* = \frac{f_0^\bullet}{1 + \exp(-a + \nu VL)} \quad (4.32)$$

где a и ν – параметры.

При $L = 0$ $f_0^* = f_0$, следовательно,

$$f_0^\bullet = f_0(1 + e^{-a}) \quad (4.33)$$

На рисунке 4.1 приведены графики изменения инфильтрационного параметра f_0^* в зависимости от изменения мощности слоя промерзания L в соответствии с уравнениями (4.30) и (4.32). Эти уравнения позволяют в условиях нестационарности процесса инфильтрации, обусловленной промерзанием и оттаиванием почвогрунтов, использовать для расчета интенсивности стокообразования выражение, предложенное Ю.Б. Виноградовым [97]:

$$q_{\text{п}} = i^* - f = i - f_0^* \left\{ 1 - \exp\left(-\frac{i^*}{f_0^*}\right) \right\}, \quad (4.34)$$

где $q_{\text{п}}$ – интенсивность поверхностного стокообразования, мм/сут; i^* – интенсивность поступления воды на поверхность бассейна, мм/сут; f – интенсивность инфильтрации, мм/сут.

В выражениях (4.30) и (4.33) f_0 представляет собой инфильтрационный параметр талых почвогрунтов. Его величина определяется по результатам специальных полевых экспериментов [97, 143, 265, 271, 272]. Значение параметра f_0 для почв определенного механического состава чаще всего принимается постоянным. Однако в последнее время появились публикации, в которых отмечается, что его величина может меняться в зависимости от состояния почвогрунтов. В частности, это изменение связывается с рыхлением почвы при ее замерзании и оттаивании, с последующим заплыванием, а также с набуханием почв, характеризующихся пониженными влагозапасами в предпагодочный период. В настоящее время при моделировании инфильтрации учесть эти изменения крайне затруднительно.

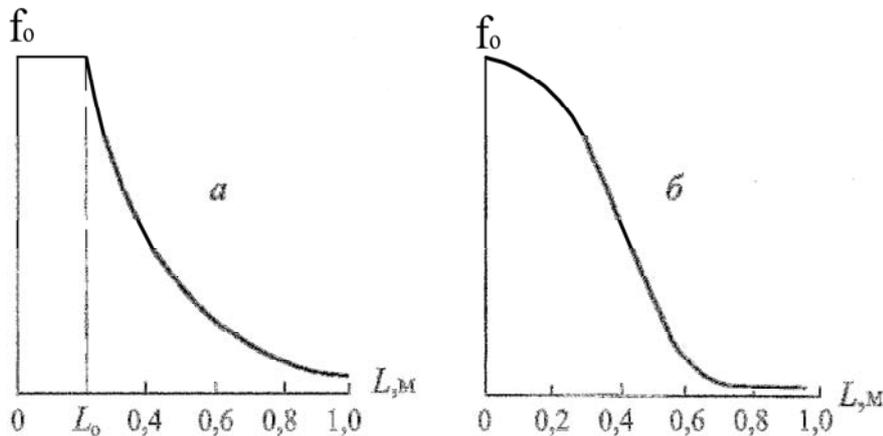


Рисунок 4.1– Изменение инфильтрационного параметра f_0 в зависимости от мощности слоя промерзших почвогрунтов L
а – в соответствии с уравнением (4.30); б – в соответствии с уравнением (4.32).

Результаты систематизации инфильтрационного параметра f_0 для горных почвогрунтов приведены в работе Ю.Б. Виноградова [97]. Параметры L и α в выражении (4.30) в первом приближении могут быть приняты равными 0,15...0,25 м и 3...5 соответственно, а параметры f_0^* и ν в выражении (4.32) – соответственно 0,02...0,10 и 6...18. Отношение параметров α и ν , характеризующее точки перегиба кривой (4.32), находится в пределах 0,3...0,5. Мощность слоя промерзания почвогрунтов рассчитывается в соответствии с рекомендациями, изложенными в [186].

Величина относительных продуктивных влагозапасов определяется с помощью следующего выражения:

$$V = \frac{w^*}{w_{\text{н}}^*}, \quad (4.35)$$

где V – относительные продуктивные влагозапасы; w^* – продуктивные влагозапасы в слое 1 м, мм; $w_{\text{н}}^*$ – наибольшие продуктивные влагозапасы в том же слое, мм.

Значение w^* рассчитывается путем использования методики А.И. Будаговского [128, 129], усовершенствованной Ю.Б. Виноградовым [97] и автором совместно с В.И. Ли [131, 132]. Эта методика позволяет определять влагозапасы талых почвогрунтов в пределах от влажности завядания растений до наименьшей влагоемкости. Однако, при инфильтрации воды в промерзшие почвогрунты, их влагозапасы часто превышают наименьшую влагоемкость [98, 163]. Увеличение влагозапасов мерзлых почвогрунтов во время зимних оттепелей оказывает существенное влияние на их инфильтрационную способность в период весеннего снеготаяния. Этот процесс представляется чрезвычайно важным для разрабатываемых моделей формирования стока. Весной, при оттаивании почвогрунтов, происходит высвобождение аккумулируемой гравитационной влаги [163].

Влагозапасы промерзших почвогрунтов обычно не превышают капиллярную влагоемкость. Поэтому, при моделировании рассматриваемого процесса, капиллярную влагоемкость можно принять в качестве верхнего предела изменения влагозапасов промерзших почвогрунтов, выразив ее в долях продуктивных влагозапасов. В зависимости от глубины сезонного промерзания используются влагозапасы полуметрового или метрового слоя почвогрунтов.

Для описания процесса динамики влагозапасов в зимний период в схему расчета влагозапасов талых почвогрунтов следует внести некоторые изменения [132]. В частности, параметр, характеризующий максимальную величину влагозапасов определенного слоя почвогрунтов, необходимо принять изменяющимся в зависимости от глубины промерзания:

$$w_{\text{НК}}^* = w_{\text{Н}}^* + (w_{\text{К}}^* - w_{\text{Н}}^*) \frac{L}{h} = w_{\text{Н}}^* \left\{ 1 + k \frac{L}{h} \right\} \quad (0 < L < h) \quad , \quad (4.36)$$

где $w_{\text{Н}}^* = W_{\text{Н}} - W_3$ – разность между наименьшей влагоемкостью и влажностью завядания определенного слоя почвогрунтов, мм; $w_{\text{К}}^* = W_{\text{К}} - W_3$ – разность между капиллярной влагоемкостью и влажностью завядания, мм; $w_{\text{НК}}^*$ – параметр, характеризующий максимальную величину влагозапасов в определенном слое почвогрунтов R (м) и изменяющийся от $w_{\text{Н}}^*$ до $w_{\text{К}}^*$ в зависимости от глубины промерзания, мм; $k = \frac{w_{\text{К}}^* - w_{\text{Н}}^*}{w_{\text{Н}}^*}$ – параметр, характеризующий относительное превышение $w_{\text{К}}^*$ над $w_{\text{Н}}^*$ и изменяющийся в пределах 0,4...0,6; L – глубина промерзания почвогрунтов, м.

В заключение следует отметить, что для оценки параметров L_0 , α , f , a и b необходимо использовать материалы воднобалансовых станций. При моделировании гидрографа стока они также могут быть определены с помощью методов оптимизации.

4.3 Определение интенсивности стокообразования при заполнении поверхностной емкости и регулировании воды на водосборе

Расчет интенсивности стокообразования и притока воды к гидрографической сети в условиях заполнения поверхностной емкости и регулировании воды на поверхности речных бассейнов является довольно сложной задачей. Существенный вклад в ее решение внесли исследования В.Д. Комарова [64], Е.Г. Попова [65], Р.К. Линслея, М.А. Колера и Д.Л. Паулюса [41].

В предлагаемой работе при моделировании рассматриваемого процесса использовались представления о поверхностной емкости и действующей площади, впервые предложенные

Е.Г. Поповым [65]. Величина максимальной поверхностной емкости речного бассейна или его отдельных высотных зон при наличии снежного покрова будет равна:

$$P_{\max} = P_{\max}^* + P_{\max}^{\bullet} , \quad (4.37)$$

где P_{\max} – максимальная поверхностная емкость речного бассейна или его отдельных высотных зон при наличии снежного покрова, мм; P_{\max}^* – максимальная поверхностная емкость речного бассейна или его отдельных высотных зон при отсутствии снежного покрова, мм; P_{\max}^{\bullet} – приращение поверхностной емкости речного бассейна или его отдельных высотных зон, обусловленное наличием снежного покрова на его поверхности, мм.

Численные значения P_{\max} могут быть определены в зависимости от характеристики рельефа поверхности речного бассейна или отдельных высотных зон. Исследования В.Н. Паршина [278] показали, что в качестве такой характеристики может быть успешно использован уклон бассейна. Им получена графическая зависимость параметра P_{\max}^* от среднего уклона J поверхностей бассейнов рек Северного Казахстана. Она имеет следующее аналитическое выражение:

$$P_{\max}^* = \frac{k_1}{J^{n_1}} , \quad (4.38)$$

где $k_1 = 0,03$ и $n_1 = 1,6$ – эмпирические параметры.

Из приведенной зависимости следует, что при уклонах поверхности бассейна $J = 0,015$ значение P_{\max}^* составляет примерно 20 мм, а при $J \geq 0,100$ около 1 мм и меньше. Полученная, с помощью зависимости (4.38), поверхностная емкость бассейнов с уклонами $J \geq 0,100$ хорошо согласуется с экспериментальными исследованиями Ю.Б. Виноградова по определению ее величины на эродированных горных склонах [97].

Величина P_{\max}^{\bullet} , по-видимому, может быть определена в зависимости от снегозапасов и уклона поверхности бассейна:

$$P_{\max}^{\bullet} = k_2 \frac{S}{J^{n_2}} , \quad (4.39)$$

где k_2 и n_2 – эмпирические параметры; S – снегозапасы, мм.

Следовательно,

$$P_{\max} = \frac{k_1}{J^{n_1}} + \frac{k_2 S}{J^{n_2}} . \quad (4.40)$$

Параметр n_2 приближенно равен 0,4...0,6. Параметр k_2 может быть определен ориентировочно из следующих соображений. Исследования ряда авторов [64, 65, 197, 278, 285] и др. показывают, что количество воды, накопившейся под снегом в период снеготаяния, составляет 15...25 % от величин предвесенних снегозапасов. Если принять средний уклон поверхности бассейнов, в пределах которых проводились исследования, около 0,015, то параметр, по-

видимому, можно считать равным 0,02...0,03. Необходимо отметить, что значение P_{\max} определяется по суточным интервалам времени.

Дефицит поверхностной емкости ΔP (мм) определяется с помощью следующего выражения:

$$\Delta P = P_{\max} - P, \quad (4.41)$$

где P – запас воды в поверхностной емкости, мм.

Интенсивность заполнения поверхностной емкости $q_{\text{ПЕ}}$ (мм/сут) может быть определена в зависимости от интенсивности поверхностного стокообразования [267], а последняя – с помощью выражения, предложенного Ю.Б. Виноградовым [97]:

$$q_{\text{П}}^* = i^* - f_1 = i^* - f_0^* \left\{ 1 - \exp\left(-\frac{i^*}{f_0^*}\right) \right\}, \quad (4.42)$$

где $q_{\text{П}}^*$ – потенциальное значение поверхностного стокообразования, мм/сут; i^* – интенсивность поступления воды на поверхность бассейна за вычетом слоя начальных потерь, мм/сут; f_1 – интенсивность инфильтрации, мм/сут; f_0^* – инфильтрационный параметр мерзлых почвогрунтов, мм/сут [282].

Изменение дефицита поверхностной емкости ΔP в зависимости от интенсивности ее заполнения $q_{\text{ПЕ}}$ может быть выражено с помощью следующего дифференциального уравнения водного баланса:

$$\frac{d\Delta P}{dt} = -q_{\text{ПЕ}}. \quad (4.43)$$

Допустим, что $q_{\text{ПЕ}}$ зависит от интенсивности поверхностного стокообразования $q_{\text{П}}^*$ и степени заполнения поверхностной емкости. Тогда, принимая в первом приближении зависимость заполнения поверхностной емкости от дефицита воды в ней линейной, можно записать следующее соотношение:

$$\frac{q_{\text{ПЕ}}}{q_{\text{П}}^*} = \frac{\Delta P}{\Delta P_{\max}}, \quad (4.44)$$

где $\Delta P_{\max} = P_{\max}$ – наибольший дефицит поверхностной емкости, мм.

Соотношение (4.44) отражает существующее представление о характере заполнения поверхностной емкости [77, 90]. Из него следует, что в начале заполнения поверхностной емкости большая часть величины стокообразования поглощается очагами поверхностного задержания – депрессиями, а меньшая – расходуется на формирование притока к гидрографической сети. По мере заполнения поверхностной емкости его первая составляющая уменьшается, а вторая – увеличивается [90].

Определив из соотношения (4.44) значение $q_{\text{ПЕ}}$ и подставив его в уравнение (4.43), получим:

$$\frac{d\Delta P}{dt} = -q_{\Pi}^* \frac{\Delta P}{\Delta P_{\max}} . \quad (4.45)$$

После интегрирования дифференциального уравнения (4.45) имеем:

$$q_{\Pi\text{E}} = \Delta P_0 \left[1 - \exp\left(-\frac{1}{\Delta P_{\max}} \int_0^t q_{\Pi}^* dt\right) \right] , \quad (4.46)$$

$$\Delta P = \Delta P_0 \exp\left(-\frac{1}{\Delta P_{\max}} \int_0^t q_{\Pi}^* dt\right) , \quad (4.47)$$

где ΔP_0 – начальное значение дефицита поверхностной емкости, мм.

Для суточных интервалов времени выражения (4.46) и (4.47) можно записать в следующем виде:

$$q_{\Pi\text{E}} = \Delta P_{n-1} \left[1 - \exp\left(-\frac{q_{\Pi}^*}{\Delta P_{\max}}\right) \right] , \quad (4.48)$$

$$\Delta P_n = \Delta P_{n-1} \exp\left(-\frac{q_{\Pi}^*}{\Delta P_{\max}}\right) , \quad (4.49)$$

где ΔP_{n-1} и ΔP_n – соответственно предшествующие и последующие значения дефицита поверхностной емкости, мм.

Предшествующие величины дефицита поверхностной емкости ΔP_{n-1} и последующие значения запаса воды в ней P_n определяются следующим образом:

$$\Delta P_{n-1} = P_{\max} - P_{n-1} , \quad (4.50)$$

$$P_n = P_{n-1} + q_{\Pi\text{E}} . \quad (4.51)$$

Следует отметить, что из выражения (4.47), производя замены $\Delta P = P_{\max} - P$, $\Delta P_0 = \Delta P_{\max} = P_{\max}$, $q_{\Pi}^* = i^*$, можно получить выражение, предложенное Е.Г. Поповым [65] для определения потерь воды на заполнение поверхностной емкости водонепроницаемых бассейнов за весь период стокообразования:

$$P = P_{\max} \left\{ 1 - \exp\left(-\frac{S}{P_{\max}}\right) \right\} , \quad (4.52)$$

где $S = \int_0^t i^* dt$ – суммарное поступление воды на поверхность бассейна, мм.

При выводе уравнения (4.52) предполагалось, что распределение поверхностной емкости

в бассейнах рек выражается функцией экспоненциального вида [65]. В ряде случаев оказывается целесообразным использование функции гиперболического вида [64, 65]. В этом случае вместо выражений (4.48), (4.49) и (4.52) можно принять следующие расчетные уравнения:

$$q_2 = \Delta P_{n-1} th \frac{q_{\Pi}^*}{\Delta P_{\max}} , \quad (4.53)$$

$$D_n = \Delta P_{n-1} \left(1 - th \frac{q_{\Pi}^*}{\Delta P_{\max}} \right) , \quad (4.54)$$

$$P = P_{\max} th \frac{S}{P_{\max}} . \quad (4.55)$$

Следует отметить, что уравнение (4.55) предложено и успешно использовано для расчета потерь стока в период весеннего половодья В.Д. Комаровым [64].

Изменение количества воды, задержанной на поверхности бассейна, в зависимости от интенсивности инфильтрации из бессточных понижений может быть выражено с помощью следующего дифференциального уравнения:

$$\frac{dP}{dt} = -k f_2 , \quad (4.56)$$

где P – количество воды, задержанной на поверхности бассейна, мм; k – эмпирический параметр, характеризующий условия инфильтрации из бессточных понижений; f_2 – интенсивность инфильтрации из бессточных понижений, заполненных водой, мм/сут.

Можно допустить, что f_2 зависит от инфильтрационного параметра f_0^* и степени заполнения поверхностной емкости. Эту зависимость запишем в виде следующего соотношения:

$$\frac{f_2}{f_0^*} = \frac{P}{P_{\max}} . \quad (4.57)$$

Определим значение f_2 из соотношения (4.57), подставляя его в (4.56) и интегрируя это уравнения, получим:

$$f_2 = P_{n-1} \left[1 - \exp \left(- \frac{k f_0^*}{P_{\max}} \right) \right] , \quad (4.58)$$

$$P_n = P_{n-1} \exp \left(- \frac{k f_0^*}{P_{\max}} \right) , \quad (4.59)$$

где P_{n-1} и P_n – значение запаса воды в бессточных понижениях соответственно в предшествующие и последующие сутки, мм.

Таким образом, при отсутствии испарения интенсивность поверхностного стокообразования в период заполнения поверхностной емкости будет равна:

$$q_{\Pi} = i^* - f_1 - f_2 = i^* - f_1 - q_{\Pi\epsilon} + \delta, \quad (4.60)$$

где q_{Π} – интенсивность поверхностного стокообразования, мм/сут; δ – сброс воды из поверхностных емкостей, мм/сут.

Включение воды, накопившейся в бессточных понижениях в процессе стокообразования, происходит при разрушении снежных перемычек и уменьшении снеготолщин. Это приводит к уменьшению текущих значений поверхностных емкостей P_{\max}^* , а, следовательно, P_{\max} . Поэтому величина δ может быть определена исходя из следующих условий:

$$\delta = \begin{cases} P_n - P_{\max} & \text{при } P_{\max} < P_n \\ 0 & \text{при } P_{\max} \geq P_n \end{cases} \quad (4.61)$$

Следует отметить, что уменьшение снеготолщин при одних и тех же условиях теплоприхода в значительной мере зависит от характера распределения снежного покрова в пределах речного бассейна и его отдельных высотных зон. Неравномерность распределения снежного покрова оказывает существенное влияние и на интенсивность включения в процесс стокообразования воды, накопившейся на водосборе в период снеготаяния.

4.4 Определение потерь воды до начала стокообразования и после его завершения

Величину начальных потерь обычно определяют по количеству воды, которое необходимо для насыщения определенного слоя почвогрунтов до уровня наименьшей влагоемкости [97, 133, 194, 286]. Детальный теоретический анализ роли этих потерь в процессе инфильтрации и поверхностного стокообразования приводится в работе [97]. В частности, отмечается, что слой начальных потерь при формировании поверхностного стока может быть принят равным дефициту влажности верхнего слоя почвогрунтов:

$$D_0 = h (w_H - w) , \quad (4.62)$$

где D_0 – слой начальных потерь, мм; h – мощность слоя почвогрунтов, от дефицита влажности которого зависит слой начальных потерь, мм; w_H – наименьшая влагоемкость почвы, в долях от единицы; w – влагоемкость почвогрунтов в предпаводковый период, в долях от единицы.

Мощность слоя h рекомендуется определять в зависимости от величины инфильтрационного параметра [287, 288]:

$$h = k (f_0^*)^{\frac{2}{3}} \quad (4.63)$$

где f_0^* – инфильтрационный параметр, мм/мин; k – эмпирический параметр.

Параметр k , по мнению Ю.Б. Виноградова [288], может быть принят равным 100÷150. Экспериментальные исследования В.П. Мочалова [133] подтвердили правомерность использования зависимостей (4.62) и (4.63) для расчета начальных потерь при формировании поверхно-

стного стока. Параметр k , по результатам его исследований на водосборах Илейского (Заилийского) Алатау, может быть принят равным 112.

При моделировании процесса поверхностного стокообразования часто возникает необходимость использования дефицита влажности почвогрунтов слоя определенной мощности для расчета слоя начальных потерь. В этом случае выражение для расчета слоя начальных потерь может быть записано в следующем виде:

$$D_0 = \begin{cases} k(f_0^*)^{\frac{2}{3}} \frac{D_h}{h_c} & \text{при } h_c > k(f_0^*)^{\frac{2}{3}} \\ D_h & \text{при } h_c \leq k(f_0^*)^{\frac{2}{3}} \end{cases} \quad (4.64)$$

где $D_h = w_H - w$ – дефицит влажности слоя почвогрунтов, мм; h_c – мощность слоя почвогрунтов, мм.

В предлагаемой модели [261, 262, 266] для расчета начальных потерь принимается дефицит влажности слоя почвогрунтов мощностью $h_c = 0,2$ м.

Теоретическая схема расчета инфильтрации, предложенная Ю.Б. Виноградовым [97], основывается на выделении двух стадий инфильтрации. Первая стадия характеризуется отсутствием стокообразования и связана с формированием начальных потерь, то есть с насыщением поверхностного слоя почвогрунтов до уровня наименьшей влагоемкости. Затем начинается вторая стадия, когда инфильтрационную способность почвы можно считать постоянной и равной f_0 , а интенсивность впитывания – зависящей только от интенсивности поступления воды. Переход первой стадии во вторую происходит мгновенно для каждой элементарной площадки, а «на достаточно большом участке склона осуществляется постепенно..., хотя, по-видимому, достаточно быстро» [97].

Следует отметить, что для элементарных бассейнов характер перехода из первой стадии во вторую обуславливается неравномерностью распределения по площади характеристик инфильтрационного параметра и влагозапасов верхнего слоя почвогрунтов, а, следовательно, и слоя начальных потерь. Чем меньше эта неравномерность (т.е. чем меньше различие слоя начальных потерь отдельных элементарных площадок водосбора), тем быстрее должен осуществляться переход инфильтрации из одной стадии в другую. В реальных бассейнах вблизи тальвегов дефицит влажности верхнего слоя почвогрунтов близок к нулю, в верхних частях склонов – к его максимальным значениям. Поэтому, при поступлении воды на одних элементарных площадках поверхностный сток формируется, на других – отсутствует. С другой стороны, переход инфильтрации из первой стадии во вторую происходит тем раньше, чем интенсивнее заполняется емкость слоя начальных потерь. Следовательно, при высоких значениях интенсивности поступления воды на поверхность бассейна его водосборная площадь вовлекается в процесс поверхностного стокообразования быстрее.

Распределение гидрологических характеристик даже в пределах речных бассейнов крайне неравномерно. Однако, в связи с ограниченностью информации, как правило, имеются только средние значения параметров. В первом приближении можно предположить, что их распределение в пределах элементарных бассейнов является экспоненциальным. Тогда, для расчета интенсивности заполнения слоя начальных потерь, может быть использовано следующее выражение [267]:

$$q_{\text{НП}} = D_h \left\{ 1 - \exp\left(-\frac{i}{D_{\text{max}}}\right) \right\}, \quad (4.65)$$

где $q_{\text{НП}}$ – интенсивность начальных потерь поверхностного стокообразования, мм/сут;

i – интенсивность поступления воды на поверхность бассейна, мм/сут;

$$D_{\max} = D_0 \quad \text{при} \quad D_h = w_h^* = w_h - w_3,$$

где w_h^* – наибольшие продуктивные влагозапасы в слое h , мм; w_3 – влажность завядания, мм.

В этом случае в процессе стокообразования и заполнения поверхностной емкости будет участвовать следующее количество воды i^* (мм/сут):

$$i^* = i - q_{\text{нп}}. \quad (4.66)$$

Площадь водосбора, на которой начальные потери отсутствуют, приближенно может быть принята равной i^*/i (в долях от единицы).

Выражение (4.65) отражает существующие представления о процессе поглощения воды на поверхности бассейна [97]. В начале процесса большая часть воды, поступающей на поверхность водосбора, расходуется на насыщение верхнего слоя почвогрунтов до уровня наименьшей влагоемкости, меньшая – на формирование притока к гидрографической сети. По мере насыщения этого слоя первая составляющая уменьшается, а вторая увеличивается, приближаясь к i^* .

При почвенно-грунтовой стокообразовании начальные потери представляют собой количество воды, необходимое для насыщения активного влагообмена речных бассейнов до уровня наименьшей влагоемкости. Для определения слоя начальных потерь почвенно-грунтовой стокообразования P_0^* (мм), по мнению В.П. Мочалова [133], также может быть использовано выражение (4.62). Мощность слоя начальных потерь почвенно-грунтовой стокообразования h^* (м) он рекомендует определять с помощью следующего приближенного выражения:

$$h^* = 5 \exp\left(-0,69 \frac{\tilde{x}}{\tilde{E}}\right), \quad (4.67)$$

где \tilde{x} и \tilde{E} – соответственно, средние многолетние значения осадков и испаряемости, мм.

В соответствии с уравнением (4.67) изменение \tilde{x}/\tilde{E} , в общем, обуславливает монотонное уменьшение h^* с высотой местности. Необходимо отметить, что в связи с увеличением каменистости почвогрунтов и глубины залегания относительных водоупоров с высотой местности, изменение характеристик влажности почвогрунтов, слоя начальных потерь (в частности, w_h^*) имеет более сложный характер.

Слой начальных потерь при формировании почвенно-грунтового стока будет равен:

$$D_0^* = w_h^* - w^*, \quad (4.68)$$

где D_0^* – слой начальных потерь почвенно-грунтовой стокообразования, мм.

Для расчета интенсивности начальных потерь может быть использовано выражение (4.65), записанное в следующем виде:

$$q_{\text{нп}}^* = D^* \left\{ 1 - \exp\left(-\frac{f}{D_{\max}}\right) \right\}, \quad (4.69)$$

где $q_{\text{нп}}^*$ – интенсивность начальных потерь почвенно-грунтовой стокообразования, мм/сут; f – интенсивность инфильтрации, мм/сут; $D_{\max} = w_h^*$ – максимальное значение начальных потерь, мм.

В процессе почвенно-грунтового стокообразования будет участвовать следующее количество воды:

$$f^* = f - (q_{\text{НП}}^* - q_{\text{НП}}) \quad (4.70)$$

где f^* – интенсивность инфильтрации за вычетом потерь на покрытие дефицита влагозапасов в зоне активного влагообмена, мм/сут.

Дополнительные потери, при движении воды по склонам и относительным водоупорам после завершения поверхностного и почвенно-грунтового стокообразования [194, 195, 286], зависят от количества воды, находящейся в пределах отдельных высотных зон речного бассейна. Их величину можно определить с помощью выражения, предложенного Ю.Б. Виноградовым [97] для расчета интенсивности инфильтрации, и записанного в следующем виде:

$$f_e' = f_0^* \left\{ 1 - \exp\left(-\frac{k_1 w'}{f_0'}\right) \right\}, \quad (4.71)$$

$$f_e'' = f_0^* \left\{ 1 - \exp\left(-\frac{k_2 w''}{f_0''}\right) \right\} \quad (4.72)$$

где f_0' и f_0'' – дополнительные потери, соответственно, при движении воды по склонам и относительным водоупорам речного бассейна после прекращения стокообразования, мм/сут; k_1 и k_2 – эмпирические коэффициенты; w' и w'' – динамические запасы поверхностных и почвенно-грунтовых вод после прекращения стокообразования, мм.

Запасы гравитационной влаги, находящиеся на поверхности w' (мм) и в верхнем слое почвогрунтов w'' (мм) речного бассейна, определяются по предшествующему значению интенсивности притока поверхностных и почвенно-грунтовых вод к гидрографической сети.

Величины w' и w'' в выражениях (4.71) и (4.72) определяют относительную площадь (в долях от единицы) затопления поверхности горных склонов и относительных водоупоров после прекращения стокообразования. Последующие значения динамических запасов воды в бассейне могут быть получены с помощью следующих выражений:

$$w_n' = w_{n-1}' - f_e' \quad (4.73)$$

$$w_n'' = w_{n-1}'' - f_e'' \quad (4.74)$$

где w_n' , w_{n-1}' и w_n'' , w_{n-1}'' – соответственно, последующие и предыдущие динамические запасы поверхностных и почвенно-грунтовых вод в бассейне.

Как отмечает Ю.Б. Виноградов [97], в горных бассейнах в связи с большими скоростями добегания, потерями поверхностного стока на спаде гидрографа притока к русловой сети в ряде случаев можно пренебречь.

4.5 Моделирование процесса трансформации интенсивности стокообразования в гидрограф стока

Следующий этап построения математической модели формирования стока в горном бассейне связан с описанием процесса трансформации интенсивности стокообразования в гидрограф стока. В горных бассейнах роль трансформации склонового поверхностного и почвенно-грунтового стока более существенна по сравнению с бассейнами равнинных рек. Поэтому, Ю.Б. Виноградов предложил разделить моделирование процесса трансформации интенсивности стокообразования в гидрограф стока на два этапа: трансформацию интенсивности стокообразования в гидрограф притока к гидрографической сети и трансформацию последнего в гидрограф стока [97].

В качестве характеристики притока к гидрографической сети может быть принята величина стока с микроводосборов [97] и элементарных бассейнов [88]. Водосбор, линейные размеры которого не превышают длины склона, по-видимому, можно назвать микроводосбором. Его величина в районах с различной длиной безрусловых склонов, а, следовательно, и густотой гидрографической сети будет различной. Учитывая морфометрические соотношения между густотой гидрографической сети, длиной водотоков и площадью бассейна, можно получить зависимость для определения размера микроводосбора в районах с различной густотой гидрографической сети [261].

Как известно [189], длина безрусловых склонов может быть приближенно определена из следующего выражения:

$$\ell_c = \frac{1}{2,25\rho} , \quad (4.75)$$

где ℓ_c – длина безрусловых склонов, км; ρ – густота гидрографической сети, км/км².

Зависимость длин ложбин микроводосборов и русел элементарных бассейнов от их площади с некоторым приближением может быть принята в следующем виде:

$$L = 1,6\sqrt{F_M} , \quad (4.76)$$

где L – длина ложбины или русла, км.

Длина ложбины микроводосборов (водосборов, «вложенных» в склон) может быть принята равной длине склона, т.е. $L \approx \ell_c$. Тогда, подставив значение $\ell_c = L$ в (4.75), получим:

$$F_M = \frac{0,077}{\rho^2} , \quad (4.77)$$

где F_M – площадь микроводосбора, км².

Бассейны, сток со склонов которых концентрируется в одном хорошо выраженном русле, будем называть элементарными [88, 289]. Это водосборы потоков первого порядка, в которых время руслового добегания незначительно по сравнению со временем склонового добегания. Площадь элементарных бассейнов также может быть определена в зависимости от густоты гидрографической сети. Для элементарного бассейна длина безрусловых склонов будет равна:

$$\ell_c = \frac{F_\varepsilon}{2L} . \quad (4.78)$$

Подставив значение L из (4.76) в (4.78), будем иметь:

$$\ell_c = \frac{1}{3,6} \sqrt{F_3} \quad (4.79)$$

Затем, подставив значение ℓ_c из (4.75) в (4.79), получим:

$$F_3 = \frac{2,56}{\rho^2} \quad (4.80)$$

где F_3 – площадь элементарного бассейна, км².

Сравнение выражений (4.77) и (4.80) показывает, что размеры микроводосборов примерно на порядок меньше размеров элементарных бассейнов. В таблице 4.1 приведены ориентировочные значения площадей микроводосборов и элементарных бассейнов, рассчитанные с помощью выражений (4.77) и (4.80) для районов с различной густотой гидрографической сети.

Таблица 4.1– Площади микроводосборов и элементарных бассейнов

Густота гидрографической сети, км/км ²	0,2	0,5	1,0	1,5	2,0	2,5	3,0	3,5
Площадь микроводосбора, км ²	1,92	0,31	0,077	0,034	0,019	0,012	0,009	0,006
Площадь элементарного бассейна, км ²	64,0	10,2	2,56	1,14	0,64	0,41	0,28	0,21

Следует отметить, что значения площадей микроводосборов, приведенных в таблице 4.1, и реальных микроводосборов [97] имеют один и тот же порядок.

Микроводосборы и элементарные бассейны обычно характеризуются однородностью в отношении рельефа, геологического строения, характера почвогрунтов и растительности [88, 97]. При описании гидрологических процессов сток с микроводосборов и элементарных бассейнов может быть принят в качестве характеристики притока воды к гидрографической сети.

Предположим, что расход воды в замыкающем створе микроводосбора и элементарного бассейна зависит от динамических запасов воды внутри его объема и на поверхности. Пренебрегая испарением в период стокообразования, изменение объема воды в бассейне можно выразить в виде дифференциального уравнения:

$$\frac{dw}{dt} = Q_q - Q_r \quad (4.81)$$

где W – динамические запасы воды в бассейне, мм; t – время, сут; Q_q – интенсивность стокообразования, мм/сут; Q_r – интенсивность притока к гидрографической сети, мм/сут.

При использовании дифференциального уравнения (4.81) для разработки математических воднобалансовых моделей формирования стока большое внимание уделяется выбору и обоснованию зависимости притока воды к русловой сети от ее динамических запасов в элементарных бассейнах. Как отмечается в [97], в большинстве теоретических схем, в частности, в теории единичного гидрографа и различных ее модификациях, эта зависимость принимается линейной:

$$Q_r = \alpha W \quad (4.82)$$

где W – объем динамических запасов воды в элементарном бассейне; Q_r – интенсивность притока к русловой сети; α – параметр.

В результате анализа ошибок линейных моделей и кривых спада наблюдаемых гидрографов удалось установить [97, 290], что зависимость $Q_r = Q_r(W)$ в общем случае является нелинейной. С целью преодоления ограниченности линейных методов для аппроксимации рассматриваемой зависимости В.М. Денисов и Ю.М. Денисов [290] предложили следующую функцию степенного вида:

$$Q_r = \beta W^n, \quad (4.83)$$

где β и n – параметры водосбора.

Для обоснования уравнения гидрографа притока к речной сети Ю.Б. Виноградов [97] предложил интересную аппроксимацию экспоненциального вида:

$$Q_r = \nu [\exp(aW) - 1], \quad (4.84)$$

где a и ν – гидравлические параметры водосбора.

С целью анализа и обоснования предложенных аппроксимаций (4.83) и (4.84) представляется целесообразным получить их исходя из существующих представлений о закономерностях добегания грунтовых, почвенно-грунтовых и поверхностных вод [291]. Для решения указанной задачи можно использовать линейную зависимость (4.82), полученную путем интегрирования выражения экспоненциальной кривой истощения динамических запасов подземных вод [283]. В данном случае не имеет значения, отражает или нет указанная зависимость реальные условия формирования стока в элементарных бассейнах. Параметр a этой зависимости, как известно, обратно пропорционален времени добегания, а, следовательно, прямо пропорционален скорости добегания. Поэтому, выражение (4.82) можно записать в следующем виде:

$$Q_r = \alpha_1 VW, \quad (4.85)$$

где V – скорость добегания; α_1 – параметр.

Подставив в выражение (4.85) значения скорости добегания грунтового, почвенно-грунтового и поверхностного стока, выраженные через гидравлические параметры, можно установить характер зависимости притока воды к речной сети от ее динамических запасов.

Как известно, общее выражение для расчета скоростей течения грунтовых, почвенно-грунтовых и поверхностных вод может быть записано в следующем виде:

$$V = kh^\gamma i^\delta, \quad (4.86)$$

где h – средняя глубина потока; i – уклон поверхности склона или относительного водоупора; k – скоростной коэффициент.

Принимая $\delta = 1$ и $\gamma = 0$, получим известную формулу Дарси для расчета скоростей движения подземных вод:

$$V = ki. \quad (4.87)$$

Принимая значение параметра δ , изменяющееся в пределах 0,5...1,0 и $\gamma = 0$, получим формулу линейной фильтрации [203]:

$$V = ki^\delta. \quad (4.88)$$

Параметр δ при выполнении практических расчетов многими исследователями принимается равным 0,67 [203]. Исследования А.Н. Бефани показали, что выражение (4.88) может

быть успешно использовано для расчета скорости движения почвенно-грунтовых вод.

Принимая $\delta = 0,5$ и значение γ , изменяющееся в пределах $0,5 \div 1,0$, получим известную формулу Шези–Павловского для расчета скоростей движения поверхностных вод и русловых потоков:

$$V = kh^\gamma i^{0,5} \quad (4.89)$$

В соответствии с исследованиями Маннинга параметр γ может быть принят постоянным и равным 0,67 [203].

Если для плоского потока в формуле (3.89) заменить величину h ее выражением из формулы расхода $Q_r = \bar{v}hV$ (где \bar{v} – ширина потока) то, при $i = const$, получим следующие выражения для расчета скоростей добегаания грунтовых V_r , почвенно-грунтовых $V_{пг}$ и поверхностных $V_{п}$ вод:

$$V_r = c_1^* \quad (4.90)$$

$$V_{пг} = c_2^* \quad (4.91)$$

$$V_{п} = c_3^* Q_r^{\frac{\gamma}{1+\gamma}} \quad (4.92)$$

где c_1^* , c_2^* и c_3^* – параметры.

Выражения (4.90) и (4.91) показывают, что скорость добегаания грунтового и почвенно-грунтового стока, в отличие от скорости добегаания поверхностного стока, не зависит от расхода воды, и для определенного гранулометрического состава и уклона горных склонов является постоянной. Подставив в формулу (4.85) вместо V значения V_r , $V_{пг}$ и $V_{п}$ в соответствии с выражениями (4.90), (4.91) и (4.92), получим:

$$Q_r = c_1 W \quad (4.93)$$

$$Q_r = c_2 W \quad (4.94)$$

$$Q_r = c_3 W^n \quad (4.95)$$

где c_1 , c_2 , c_3 , $n = 1 + \gamma$ – параметры.

Следует отметить, что показатель степени n в формуле (4.95) при γ , изменяющийся в пределах $0,5 \dots 1,0$, будет изменяться в пределах $1,5 \dots 2,0$. По данным экспериментальных исследований Дубовской гидрологической лаборатории, показатель степени γ составляет 1,5 [197], следовательно, величина n может достигать значения 2,5.

Выражение (4.95) также может быть получено из формулы расхода воды значительных размеров через водослив при ее истечении из бассейна. Как известно, при изменении расхода воды с помощью водослива, площадь его водного сечения определяется по формуле:

$$\omega = \mathcal{E}bh = \mathcal{E}b_0h^{1+\eta} , \quad (4.96)$$

где ω – площадь водного сечения водослива, м²; h – величина напора, м; b – ширина потока в створе водослива, м; b_0 – ширина потока в створе водослива при $h = 1$ м; \mathcal{E} – коэффициент сжатия струи.

Значение параметра η изменяется от нуля для прямоугольных поперечных сечений водосливов до единицы для сечений треугольной формы. Для параболических сечений $0 < \eta < 1$.

Скорость течения воды при ее истечении через водослив определяется с помощью уравнения Бернулли:

$$V = \varphi_1 \sqrt{gh} , \quad (4.97)$$

где V – скорость течения, м/с; g – ускорение силы тяжести, м/с²; φ_1 – коэффициент уравнения Бернулли.

Расход воды при ее истечении через водослив будет равен:

$$Q = mb_0 \sqrt{2gh^n} , \quad (4.98)$$

где Q – расход воды, м³/с; m – коэффициент расхода водослива; $n = 1 + 0,5 + \eta$ – параметр.

Пренебрегая изменением площади бассейна, из которого происходит истечение воды при изменении потока, получим:

$$W = \alpha Fh , \quad (4.99)$$

где $\alpha \leq 1$ – коэффициент, характеризующий неоднородность распределения запасов воды в бассейне.

Выразив напор через объем динамических запасов воды в бассейне и подставив его значение в формулу (4.99), можно получить выражение вида (4.95). Для параболических сечений параметр $n = 1 + 0,5 + \eta$ изменяется от 1,5 до 2,5 и в среднем может быть принят равным 2. Все это указывает на то, что значение параметра $n = 2$ в выражении вида (4.95), определенное В.М. Денисовым и Ю.М. Денисовым [1, 290] на основании анализа кривых истощения и с помощью методов оптимизации, является достаточно обоснованным.

Как известно, при движении почвенно-грунтовых и грунтовых вод скорость течения не зависит от напора:

$$V = \varphi_2 g , \quad (4.100)$$

где φ_2 – коэффициент, зависящий от вязкости жидкости и условий ее движения.

Поэтому, для плоского фильтрационного потока ($\eta = 0$) параметр n в формуле (4.95) оказывается равным единице (линейная модель).

Необходимо отметить, что в уравнении (4.88) вместо h^{η} можно использовать выражение логарифмического вида:

$$V = k \frac{h}{\ln(h+1)} i^{0,5} . \quad (4.101)$$

Используя это выражение вместо (4.89), можно с помощью аналогичных преобразований получить зависимость (4.84), предложенную Ю.Б. Виноградовым [97].

Подставив значение скорости в (4.85) при $i = const$, получим:

$$Q_r = \alpha_1 \frac{h}{\ln(h+1)} W . \quad (4.102)$$

Заменив для условий плоского потока $h = Q_r/V$ и обозначив $\beta_1 = \frac{1}{V}$, имеем:

$$\ln(\beta_1 Q_r + 1) = \alpha_1 \beta_1 W \quad (4.103)$$

или

$$Q_r = \varepsilon (\exp aW - 1) , \quad (4.104)$$

где $a = \alpha_1 \beta_1$ и $\varepsilon = \frac{1}{\beta_1}$ – гидравлические параметры элементарных бассейнов.

Из приведенных выше преобразований становится очевидным, что величина параметров α_1 и β_1 зависит от скорости движения, а, следовательно, и от времени добегающего водных потоков. В соответствии с имеющимися эмпирическими формулами время добегающего склонового стока прямо пропорционально площади F_9 и обратно пропорционально среднему уклону J элементарных бассейнов:

$$\tau_c = \tau_c \left(\frac{\ell_c}{V} \right) = \tau_c \left(\sqrt{\frac{F_9}{J}} \right) . \quad (4.105)$$

Следовательно:

$$\alpha_1 = \alpha_1 \left(\sqrt{\frac{J}{F_9}} \right) , \quad (4.106)$$

$$\beta_1 = \beta_1 \left(\sqrt{\frac{F_9}{J}} \right) . \quad (4.107)$$

Функциональные зависимости (4.106) и (4.107) показывают, что параметр $a = \alpha_1 \beta_1$ не зависит от уклона и длины горных склонов. Его величина отражает шероховатость подстилающей поверхности при движении воды по микроручейковой сети. Величина параметра $\varepsilon = \frac{1}{\beta_1}$, как следует из (4.107), зависит от уклона и длины горных склонов:

$$v = v \left(\sqrt{\frac{J}{F_3}} \right) \quad (4.108)$$

Приведенные соотношения могут быть использованы при определении и систематизации гидравлических параметров.

Сопоставление результатов расчета степенной ($\gamma = 0,67$) и логарифмической функции в формуле скорости поверхностных потоков показывают, что существенные относительные расхождения между ними имеются только при небольших, менее двух сантиметров слоях склонового стекания (рисунок 4.2). При наличии ограниченной информации о гидрометеорологических процессах в речном бассейне, различиями в характере зависимостей (4.83) и (4.84) в большинстве случаев можно пренебречь.

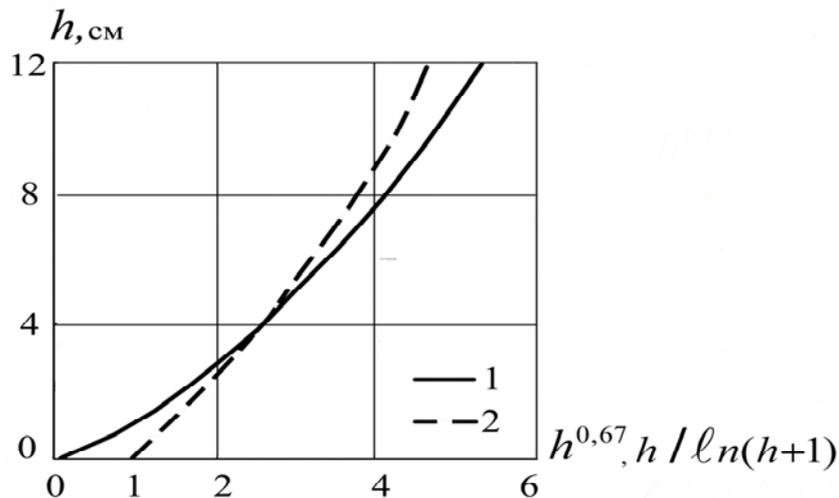


Рисунок 4.2 – Сопоставление функций $h^{0,67}$ и $h / \ln(h+1)$ в формуле скорости поверхностных потоков: 1 – функция $h^{0,67}$, 2 – функция $h / \ln(h+1)$.

Таким образом, исходя из существующих представлений о закономерностях движения воды и добегания грунтового, почвенно-грунтового и поверхностного стока, с помощью простейших преобразований удалось обосновать выражения (4.82) и (4.83), а также (4.84). Полученные результаты дают основание полагать, что вид выражения $Q_r = Q_r(W)$ определяется характером зависимости скорости добегания от слоя склонового стекания. В связи с отсутствием зависимости скорости добегания грунтового и почвенно-грунтового стока от слоя склонового стекания выражение $Q_r = Q_r(W)$ является линейным. Для поверхностного стока, в связи с наличием зависимости скорости добегания от слоя склонового стекания, рассматриваемое выражение является нелинейным. Следует отметить, что зависимость общего стока от суммарных динамических запасов в речных бассейнах также является нелинейной. Проведенный анализ кривых истощения гидрографов стока малых горных бассейнов Средней Азии, Казахстана, Восточной Сибири и Дальнего Востока подтверждает полученные выводы.

Рассмотрим уравнения для расчета трансформации интенсивности грунтового, почвенно-грунтового и поверхностного стокообразования в соответствующие гидрографы притока к гидрографической сети.

Многочисленные материалы гидрогеологических исследований показывают, что для притока грунтовых вод в русловую сеть речных бассейнов зависимость $Q_r = Q_r(W)$ может быть принята линейной:

$$Q_r''' = \alpha_1 W''' , \quad (4.109)$$

где Q_r''' – приток грунтовых вод в русловую сеть из третьей регулирующей емкости, м³/с; α_1 – параметр, прямо пропорциональный скорости движения грунтовых вод; W''' – объем третьей регулирующей емкости, мм.

После подстановки (4.109) в дифференциальное уравнение (4.81) и его интегрирования получим уравнение гидрографа притока к русловой сети [1, 292]:

$$Q_r''' = \left\{ Q_0''' + \int_0^t Q_q'''(t) \exp[\alpha_1(t-t_0)] dt \exp[-\alpha_1(t-t_0)] \right\}, \quad (4.110)$$

где Q_0''' – начальное значение притока воды к русловой сети, м³/с.

Принимая в выражении (4.110) $Q_0''' = 0$, получим известную формулу истощения запасов грунтовых вод в бассейне, предложенную И. Буссинеском:

$$Q_r''' = Q_0''' \exp\{-\alpha_1(t-t_0)\} . \quad (4.111)$$

Практическое использование выражения (4.110), в основу вывода которого положена линейная модель (4.82), показало, что оно может быть успешно применено и для расчета трансформации интенсивности почвенно-грунтового стокообразования в гидрограф притока к гидрографической сети. В этом случае зависимость $Q_r = Q_r(W)$ будет иметь следующий вид:

$$Q_r'' = \alpha_2 W'' , \quad (4.112)$$

где α_2 – параметр, прямо пропорциональный скорости движения почвенно-грунтовых вод.

Необходимо отметить, что в общем случае имеют место следующие неравенства:

$$V_{\text{ПГ}} > V_{\text{Г}} \quad \text{и} \quad \alpha_2 > \alpha_1 , \quad (4.113)$$

где $V_{\text{ПГ}}$ и $V_{\text{Г}}$ – соответственно, скорости почвенно-грунтового и грунтового стока, м/с.

Неравенства (4.113) обусловлены большей скважностью поверхностного слоя почвогрунтов по сравнению с более глубоко расположенными слоями.

Материалы наблюдений за поверхностным стоком с элементарных бассейнов показывают, что связь $Q_r = Q_r(W)$ является нелинейной. Поэтому, подставив Q_r из (4.95) в (4.81), получим:

$$\frac{dW}{dt} = Q_q' - cW^n . \quad (4.114)$$

Дифференциальное уравнение может быть решено только путем использования численных методов. В результате, Ю.М. Денисов [1] получил в конечных разностях следующее выражение для расчета гидрографа стока:

$$Q'_r(t) = Q'_r(t-1) + ncQ'_{r(t-1)} \frac{n-1}{n} (Q'_q(t) - Q'_r(t-1)) , \quad (4.115)$$

где t и $t-1$ – соответственно, последующие и предыдущие интервалы времени, сут.

При $Q'_q(t) = 0$ получим уравнение кривой истощения:

$$Q'_r(t) = Q'_r(t-1) - ncQ'_{r(t-1)} \frac{2-1}{n} . \quad (4.116)$$

Следует отметить, что Ю.М. Денисов использовал предлагаемую модель для расчета трансформации интенсивности поступления воды на поверхность бассейна в гидрограф стока. Мы же рассматриваем ее применительно к расчету трансформации интенсивности стокообразования в гидрограф притока к речной сети.

Использование аппроксимации (4.84) позволило Ю.Б. Виноградову получить простое аналитическое выражение для расчета гидрографа притока к русловой сети:

$$Q'_r = \frac{Q'_q + \mathfrak{B}}{1 + \frac{Q'_q + Q_0}{\mathfrak{B} + a} \exp[-a(t-t_0)(Q'_q + \mathfrak{B})]} - \mathfrak{B} . \quad (4.117)$$

Из этого выражения, при $Q'_q = 0$ можно получить уравнение кривой истощения:

$$Q'_r = \mathfrak{B} \left\{ \frac{1}{1 - \frac{Q_0}{Q_0 + \mathfrak{B}} \exp[-a\mathfrak{B}(t-t_0)]} - 1 \right\} . \quad (4.118)$$

Исследования Ю.Б. Виноградова показали возможность расчета гидрографа притока к русловой сети при формировании дождевых паводков с помощью уравнения (4.117). Это уравнение может применяться и для расчета гидрографа притока в период снеготаяния. Для целей систематизации параметров a и \mathfrak{B} Ю.Б. Виноградов [97] предлагает использовать их нормированные значения:

$$a = \frac{a^*}{F} , \quad (4.119)$$

$$\mathfrak{B} = \mathfrak{B}^* F = \mathfrak{B}^{**} \sqrt{JF} , \quad (4.120)$$

где a^* и \mathfrak{B}^{**} – гидравлические параметры при уклоне $J = 1$ и площади водосбора $F = 1 \text{ км}^2$.

Оценку гидравлических параметров уравнения гидрографа притока к русловой сети (4.117) Ю.Б. Виноградов рекомендует производить с помощью семейства теоретических кривых истощения, рассчитанных с помощью выражения (4.118) и построенных в координатах $[Q'_r/F, t]$. В этом случае, для эмпирической кривой истощения стока с малых бассейнов,

построенной в указанных координатах, определение параметров a^* и b^* производится путем подбора аналога в семействе теоретических кривых истощения [97]. Кроме этого, параметры a и b могут быть определены аналитически [293] по трем опорным координатам $[Q_0, t_0; Q_1, t_1; Q_2, 2t_1]$ кривой истощения гидрографа стока с микроводосборов и элементарных бассейнов:

$$b = Q_1 \frac{Q_0 Q_1 - 2Q_0 Q_2 + Q_1 Q_2}{Q_0 Q_2 - Q_1^2} , \quad (4.121)$$

$$a = - \frac{1}{b t_1} \ell_n \frac{Q_1 (Q_0 + b)}{Q_0 (Q_1 + b)} . \quad (4.122)$$

В связи с несовершенством методов гидрометрических измерений, а также вследствие поступления воды на поверхность бассейна в период спада гидрографа стока, координаты кривых истощения содержат определенные ошибки. Поэтому, определение параметров по трем опорным координатам целесообразно проводить 3...5 раз при различных значениях t . В этом случае в качестве расчетного принимается среднее или медианное значение определяемого параметра.

Следует отметить, что при почвенно-грунтовым стокообразованием, при движении воды по относительному водоупору, связь между скоростями инфильтрации представляется естественной. Поэтому, также должна существовать связь параметра b^{**} , величина которого пропорциональна скорости движения почвенно-грунтовых вод, и инфильтрационного параметра f_0 . Такая связь при $f_0 > 1$ мм/мин обнаружена с помощью данных, приведенных в работе [97]. Она имеет следующий вид:

$$b^{**} = 1,38 f_0 . \quad (4.123)$$

Коэффициент пропорциональности выражения (4.123) по мере накопления информации может быть уточнен. Наличие связи (4.123) создает перспективы оценки гидравлического параметра b^{**} по материалам определения инфильтрационной способности почвогрунтов и наоборот, создает возможность оценки инфильтрационного параметра по материалам наблюдений за стоком почвенно-грунтовых вод с элементарных бассейнов.

Таким образом, нелинейность зависимости общего притока воды в русловую сеть от запасов воды в бассейне $Q_r = Q_r(W)$ обусловлена неравенством:

$$V_{\Pi}(h) > V_{\Pi\Gamma} > V_{\Gamma} . \quad (4.124)$$

Использование аппроксимаций (4.83) и (4.84) при моделировании формирования стока позволяет преодолеть ограниченность метода единичного гидрографа.

Необходимо отметить, что при представлении речного бассейна в виде системы последовательно-параллельных соединенных емкостей трансформация интенсивности стокообразования в гидрограф притока к гидрографической сети производится отдельно для каждой емкости (вида стока). Общий приток к гидрографической сети вычисляется путем суммирования его отдельных составляющих. Приток к гидрографической сети всего бассейна определяется как сумма его значений для отдельных высотных зон.

Трансформация гидрографа притока в гидрограф стока осуществляется в процессе движения паводковых волн по гидрографической сети бассейна. Для описания процесса трансформации могут использоваться упрощенные методы расчета неустановившегося движения воды в открытых руслах, подробно рассмотренные в монографиях М.С. Грушевского [294] и Р.А. Нежиховского [189]. Как показано в работах Г.П. Калинина и П.И. Милюкова [292], Е.Г. Попова [65], Ю.Б. Виноградова [97] при пересчете гидрографа притока к гидрографической сети в гидрограф стока может быть использован метод функций влияния. Этот метод позволяет рассматривать сеть бассейна как систему, преобразующую гидрограф притока $Q_r(t)$ в гидрограф стока $Q(t)$. Если предположить, что параметры такой преобразующей системы не зависят от Q_r , то связь между входным $Q_r(t)$ и выходным $Q(t)$ гидрографами может быть выражена с помощью интеграла Дюамеля:

$$Q(t) = \int_0^t Q_r(t-\tau) F'(\tau) d\tau \quad (4.125)$$

где $Q_r(t-\tau)$ – значение суммарного притока к гидрографической сети, м³/с; τ – время добега, сут; $F'(\tau)$ – дифференциальная функция распределения площади водосбора по времени руслового добега, в долях от единицы.

Выражение вида (4.125) является простейшим примером линейного преобразования однородной системы. Операция в правой части соотношения (4.125) называется сверткой функций $Q_r(t)$ и $F'(\tau)$. Одно из свойств выражений типа свертки позволяет определять реакцию линейной системы на произвольное входное воздействие с помощью одного из двух следующих эквивалентных соотношений:

$$Q(t) = \int_0^t Q_r(t-\tau) F'(\tau) d\tau = \int_0^t F(t-\tau) Q_r(\tau) d\tau \quad (4.126)$$

В работе Ю.Б. Виноградова [97] рекомендуется принимать $t = \tau_{\max}$ (τ_{\max} – время концентрации руслового стока, определяемое по разности времени сдвига центра тяжести гидрографа стока и гидрографа притока к гидрографической сети). Это предложение является достаточно обоснованным и может быть успешно использовано.

При расчете неустановившегося движения воды функция обычно аппроксимируется гамма-распределением [292]:

$$F'(\tau) = \frac{1}{\tau_L \Gamma(n)} \left(\frac{1}{\tau_L} \right)^{n-1} \ell^{-\frac{t}{\tau}} \quad (4.127)$$

где τ_L – параметр, характеризующий время добега; n – число характерных участков.

Практические способы определения параметров τ_L и n изложены в работах [283, 292] и др.

В монографии Ю.Б. Виноградова [97] высказывается мнение об использовании равномерного распределения для описания функции $F'(\tau)$. В этом случае трансформация гидрографа притока к гидрографической сети в гидрограф стока будет заключаться в применении оператора скользящего осреднения к функции $Q_r(t)$ по диапазону времени, равному продолжительности концентрации руслового стока [97]:

$$Q(t) = \frac{1}{\tau_{\max}} \int_{t-\tau_{\max}}^t Q_r(t) dt = c(Q_r)_{\tau_{\max}}, \quad (4.128)$$

где $c(Q_r)_{\tau_{\max}}$ – оператор скользящего осреднения по времени τ_{\max} .

Следует отметить, что на возможность трансформации паводочной волны путем скользящего осреднения гидрографа стока в верхнем (входном) створе также указывалось в работе Н.В. Пикуша [295]. Применительно к горным бассейнам заключение о том, что функция $F'(\tau)$ должна характеризоваться распределением, достаточно близким к равномерному, вытекает из анализа изменения уклонов по длине реки, коэффициентов шероховатости и расходов воды. Как известно, уклон реки от истока к устью уменьшается, а расход воды увеличивается. Если учесть, что эти характеристики оказывают противоположное влияние на скорость добегания, то становится понятным, почему скорости движения паводковой волны в различных звеньях гидрографической сети достаточно близки между собой. Необходимо отметить, что вертикальная поясность формирования стока в период снеготаяния и выпадения жидких осадков также способствует выравниванию функции $F(\tau)$ для горных бассейнов. Указанные обстоятельства в значительной мере обуславливают равномерность распределения площади водосбора по времени руслового добегания. По-видимому, этот простейший способ, предложенный Ю.Б. Виноградовым [97] и несколько позже Н.В. Пикушем [295], может быть успешно использован для расчета трансформации стока в гидрографической сети речных бассейнов.

Для описания функции $F'(\tau)$ также может быть использовано экспоненциальное распределение, являющееся частным случаем гамма-распределения. В этом случае, для трансформации гидрографа притока к речной сети в гидрограф стока, применимо выражение (4.115) при $n = 1$, записанное в следующем виде [296]:-

$$Q_t = Q_{t-1} + \alpha(Q_{r(t)} - Q_{r(t-1)}) \quad (4.129)$$

или

$$Q_t = \alpha Q_{r(t)} + (1 - \alpha) Q_{t-1} \quad (4.130)$$

где $Q(t)$ – сток в замыкающем створе речного бассейна в момент времени t , м³/с.

В качестве начального значения можно принять $Q_{t-1} = Q_{r(t-1)}$ в период межени.

С помощью выражения (4.129), при движении во времени, осуществляется экспоненциальное сглаживание (осреднение) значений стока в гидрографическую сеть. В соответствии с рекуррентным выражением (4.130) значение расхода воды Q_t в замыкающем створе реки на момент времени t равно линейной комбинации расхода к гидрографической сети $Q_{r(t)}$ и расхода в замыкающем створе реки Q_{t-1} за предшествующий период. В этом случае определение расхода в замыкающем створе Q_t осуществляется путем осреднения значения Q_r с весом, убывающим с удалением в прошлое по экспоненциальному закону. Вес, с которым каждый член ряда Q_r участвует в определении Q , зависит от параметра сглаживания α . При этом, значения Q_r , достаточно удаленные от момента t в прошлое, практически не оказывают влияния на значение расходов воды в замыкающем створе.

В работе [296] показано, что при экспоненциальном осреднении (сглаживании) относительный вес V^* каждого значения ряда равен:

$$v^* = \alpha(1 - \alpha)^j, \quad (4.131)$$

где j – отставание от текущего времени t , сут.

Для моментов времени $t, t - 1, t - 2, t - 3, \dots$ значения j равны соответственно 0, 1, 2, 3 сут и т.д.

Можно показать, что указанные веса с каждым шагом в прошлое от момента времени t уменьшаются пропорционально значению $1 - \alpha$. Так, в соответствии с (4.131), веса экспоненциального сглаживания по мере удаления значений ряда в прошлое при $\alpha = 0,6$ будут уменьшаться следующим образом: 0,6; 0,24; 0,10; 0,04; 0,015; 0,006 и т. д. Этот пример показывает, что экспоненциальная средняя быстро адаптируется к новым условиям.

Как показано в работе [296], при осуществлении экспоненциального осреднения (сглаживания) величин Q_r , математические ожидания величин Q и Q_r совпадают, а дисперсия Q меньше, чем дисперсия Q_r :

$$M(Q) = M(Q_r), \quad (4.132)$$

$$D(Q) = \frac{\alpha}{2 - \alpha} D(Q_r), \quad (4.133)$$

где M и D – обозначения, соответственно, математического ожидания и дисперсии.

Как уже говорилось, при использовании линейных моделей предполагается, что скорость добегания постоянна. В реальных условиях зависимости скорости добегания от величины расхода воды, по исследованиям А.Н. Бефани [194], И.В. Лалыкина [198], А.Г. Иваненко [199] и Е.Д. Гопченко [200], имеют довольно сложный характер. При движении воды в пределах русла скорость добегания, как правило, увеличивается с увеличением расходов воды. При выходе воды на пойму с увеличением расходов воды наблюдается стабилизация скоростей добегания или даже их некоторое уменьшение. Эти результаты исследований указанных авторов могут быть положены в основу разработки более сложных моделей русловой трансформации. При решении этой задачи могут быть использованы приемы, разработанные Ю.М. Денисовым и Л.Н. Боровиковой [2].

В общем случае, речную систему, в пределах которой осуществляется движение и трансформация притока к гидрографической сети в гидрограф стока, можно представить в виде двух параллельно соединенных регулирующих емкостей: емкости руслового регулирования и емкости пойменного регулирования. Зависимость расходов воды, поступающих к замыкающему створу из каждой емкости, от запаса воды в них, может быть принята линейной:

$$\begin{aligned} Q'_r &= \frac{1}{\tau_1} W_1 \\ Q''_r &= \frac{1}{\tau_2} W_2, \end{aligned} \quad (4.134)$$

где W_1, W_2 – запасы воды, соответственно, в емкостях руслового и пойменного регулирования, м³; Q'_r, Q''_r – расходы воды, поступающие к замыкающему створу, соответственно, из емкостей руслового и пойменного регулирования, м³/с; τ_1, τ_2 – параметры, характеризующие

время добегания.

Учитывая, что время добегания τ прямо пропорционально длине участка L и обратно пропорционально скорости добегания, выражения (4.134) можно записать в следующем виде:

$$\begin{aligned} Q_r' &= \frac{c_1}{\ell_m} W_1 \\ Q_r'' &= \frac{c_2}{\ell_m} W_2 \quad , \end{aligned} \quad (4.135)$$

где ℓ_m – расстояние от медианы графика распределения притока по длине реки до замыкающего створа, м; c_1, c_2 – параметры, характеризующие скорость добегания.

Количество воды, поступающее в рассматриваемые емкости, может быть определено с помощью делителя:

$$\begin{cases} Q_r' = (1 - \Delta) Q_r \\ Q_r'' = \Delta Q_r \\ \Delta = \Delta_{\max} \frac{Q_{t-1}^*}{Q_{\max}} \end{cases} \quad , \quad (4.136)$$

где Q_r – приток воды к речной сети, м³/с; Q_r' – приток воды в емкость руслового регулирования, м³/с; Q_r'' – приток воды в емкость пойменного регулирования, м³/с; Q_{t-1}^* – расход воды в замыкающем створе реки, рассчитанный за предшествующий интервал времени, м³/с; $\Delta = Q_r'' / Q_r'$ – делитель, значение которого может изменяться от 0 до 1; Δ_{\max} – параметр, характеризующий наибольшую относительную величину притока воды к речной сети, поступающего в емкость пойменного регулирования.

Дифференциальные уравнения, характеризующие изменения запасов воды в емкостях руслового и пойменного регулирования, могут быть записаны в следующем виде:

$$\begin{cases} \frac{dW_1}{dt} = (1 - \Delta) Q_r - \frac{c_1}{\ell_m} W_1 \\ \frac{dW_2}{dt} = \Delta Q_r - \frac{c_2}{\ell_m} W_2 \quad . \end{cases} \quad (4.137)$$

В результате решения этих дифференциальных уравнений [292], при $\frac{c_1}{\ell_m} = const$,

$\frac{c_2}{\ell_m} = const$ и $Q_r = const$, получим следующие рекуррентные выражения:

$$\begin{cases} Q'_t = Q'_{t-1} + \left[1 - \exp\left(-\frac{c_1}{\ell_m}\right) \right] \left[(1 - \Delta)Q_{r(t)} - Q'_{t-1} \right] \\ Q''_t = Q''_{t-1} + \left[1 - \exp\left(-\frac{c_2}{\ell_m}\right) \right] \left[\Delta Q_{r(t)} - Q''_{t-1} \right] \end{cases}, \quad (4.138)$$

где $t-1$, t – индексы, характеризующие значения расходов за предшествующий интервал времени.

Суммарный расход определяется следующим образом:

$$Q_t = Q'_t + Q''_t. \quad (4.139)$$

Расход воды в замыкающем створе определяется с помощью следующего выражения:

$$Q^*(t) = Q(t - \tau_c), \quad \tau_c \geq 0. \quad (4.140)$$

где τ_c – параметр запаздывания, имеющий размерность времени.

Как справедливо отмечается в работах Л.С. Кучмента [297] и Ю.Б. Виноградова [97], существенным недостатком моделей, основанных на использовании кривых объемов, является их безинерционность, выражающаяся в мгновенной передаче входных воздействий на выход системы. Поэтому, в предлагаемую расчетную схему трансформации введено выражение (4.140), называемое в теории автоматического управления элементом чистого запаздывания или звеном (блоком) запаздывания [298, 299]. Это звено осуществляет операцию сдвига входного сигнала назад на время τ_c . При этом выходной сигнал остается равным входному сигналу, сдвинутому в прошлое. Звено запаздывания можно рассматривать как линию связи, не имеющую потерь. Использование выражения (4.140) позволяет устранить указанный недостаток рассматриваемой модели.

При $\Delta = 0$ получим рекуррентное выражение притока воды к речной сети с помощью одной регулирующей емкости:

$$\begin{cases} Q_t = Q_{t-1} + \left[1 - \exp\left(-\frac{c}{\ell_m}\right) \right] \left[Q_{r(t)} - Q_{t-1} \right] \\ Q^*(t) = Q(t - \tau_c), \quad \tau_c \geq 0 \end{cases}. \quad (4.141)$$

При $\ell_m = const$, выражение (4.140) преобразуется в уравнение (4.129), которое часто используется для трансформации гидрографа стока воды на участках рек и временных водотоков. В ряде случаев его целесообразно использовать для трансформации стока к гидрографической сети совместно со звеном запаздывания:

$$\begin{cases} Q_t = Q_{t-1} + \alpha \left[Q_{r(t)} - Q_{t-1} \right] \\ Q^*(t) = Q(t - \tau_c), \quad \tau_c \geq 0 \end{cases}. \quad (4.142)$$

Следует отметить, что при формировании стока горных рек расстояние медианы распределения притока воды по длине реки до замыкающего створа l_m , а, следовательно, и время добегания изменяются в соответствии с высотной зональностью таяния снежного покрова и выпадения жидких осадков. В начале весенне-летнего половодья, обусловленного снеготаянием в низкогорных и среднегорных зонах речного бассейна, медиана распределения притока по длине реки находится сравнительно недалеко от замыкающего створа, обычно расположенного при выходе из гор на предгорную равнину. По мере роста высоты нулевой изотермы и повышения температуры воздуха процесс снеготаяния перемещается все выше и выше в горы. Это приводит к увеличению l_m и времени добегания. Наибольших значений величина l_m и время добегания достигают при формировании стока за счет таяния снега и льда в высокогорной зоне. Следует отметить, что при $l_m \rightarrow 0$, стремящимся к нулю, гидрограф стока в замыкающем створе реки $Q(t)$ стремится к $Q_r(t)$, а при $l_m \rightarrow \infty$, стремящимся к бесконечности, $Q(t)$ стремится к $const$.

При выпадении жидких осадков указанные характеристики также существенно изменяются. Это связано с тем, что зона максимальных осадков в горах изменяется с высотой нулевой изотермы. Летом наибольшие осадки выпадают в среднегорной и высокогорной зонах, а осенью – в низкогорной и среднегорной зонах. Это приводит к определенным изменениям распределения притока по длине реки, а, следовательно, и времени добегания.

При формировании стока равнинных рек также имеет место изменение времени добегания, обусловленное проявлением широтной и высотной зональности таяния снежного покрова и неравномерностью выпадения жидких осадков.

В предложенной модели время добегания принимается прямо пропорциональным расстоянию между положением медианы распределения стока в гидрографическую сеть по длине реки и замыкающим створом, и обратно пропорциональным параметру скорости добегания, различной для емкостей (объемов) руслового и пойменного регулирования. По мере увеличения расхода воды в замыкающем створе с помощью делителя увеличивается доля стока к гидрографической сети, поступающего в емкость пойменного регулирования. Соответственно, уменьшается его величина, поступающая в емкость руслового регулирования. Это приводит к изменению характеристик трансформации стока, поступающего в гидрографическую сеть речного бассейна.

В модели предполагается соблюдение принципа суперпозиции, заключающегося в равенстве результата реакции динамической системы, на сумму нескольких входных воздействий и суммы результатов реакций каждого из воздействий в отдельности.

На рисунке 4.3 с помощью предлагаемой модели, при различных значениях расстояния l_m , показан процесс трансформации гидрографа притока к гидрографической сети в гидрограф стока. Кроме этого, на рисунке 4.4 показано сопоставление трансформированных гидрографов при различном сочетании параметров скорости C_1 и C_2 в емкостях руслового и пойменного регулирования. А на рисунке 4.5 показан процесс трансформации при различных значениях параметра запаздывания τ_c . Приведенные графики являются хорошей иллюстрацией возможностей предлагаемого метода трансформации.

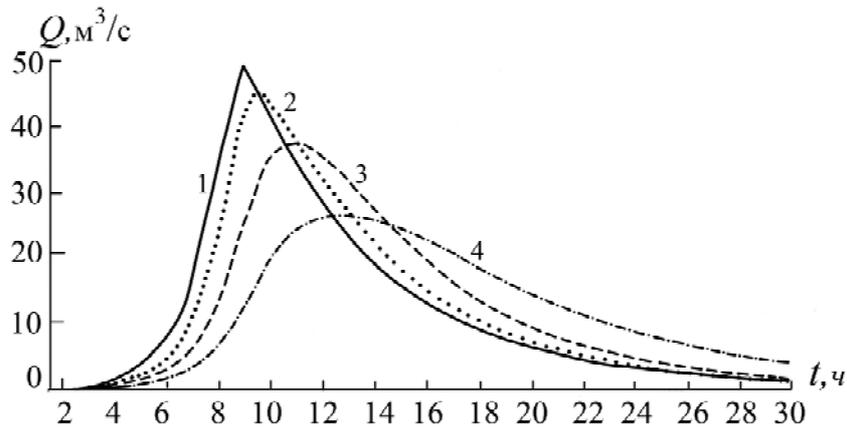


Рисунок 4.3 – Трансформация гидрографа притока к гидрографической сети в гидрограф стока
 1 – гидрограф притока; 2, 3, 4 – гидрографы стока при $C_1 = 5$, $C_2 = 7,5$, $\tau = 0$ и
 $l_m = 10$ км (2), $l_m = 20$ км (3); $l_m = 50$ км (4).

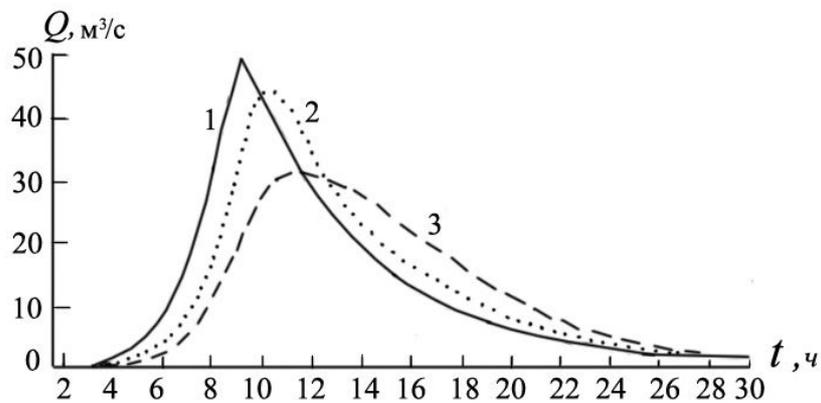


Рисунок 4.4 – Трансформация гидрографа притока к гидрографической сети
 1 – гидрограф притока; 2, 3 – гидрографы стока
 при $l_m = 10$ км, $\tau = 0$ и $C_1 = 2$, $C_2 = 1,5$ (2); $C_1 = 5$, $C_2 = 7,5$ (3).

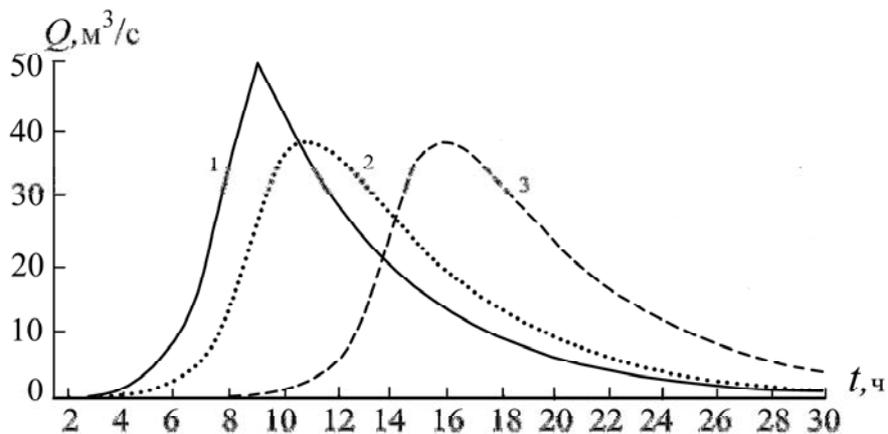


Рисунок 4.5 – Трансформация гидрографа притока к гидрографической сети
 1 – гидрограф притока; 2, 3 – гидрографы стока
 при $C_1 = 5$, $C_2 = 7,5$, $l_m = 20$ км и $\tau = 0$ (2), $\tau = 10$ (3).

Определение интенсивности притока воды к гидрографической сети бассейна в пределах каждой высотной зоны с площадью F_i производится отдельно для всех регулирующих емкостей (видов стока) в следующей последовательности:

1. По данным о густоте речной сети ρ в рассматриваемой высотной зоне с помощью выражения (4.80) находится площадь элементарного бассейна F^* , км².
2. Вычисляется величина притока к гидрографической сети для элементарных бассейнов отдельных высотных зон Q_r^* с помощью выражений (4.110) и (4.117).
3. Рассчитывается величина поступления воды в гидрографическую сеть отдельных высотных зон $Q_{r(i)}$ с помощью выражения:

$$Q_{r(i)} = Q_r^* \frac{F_i}{F_3} \quad (4.143)$$

4. Производится определение притока в гидрографическую сеть всего рассматриваемого бассейна Q_r :

$$Q_r = \sum_{i=1}^n Q_{r(i)} \quad (4.144)$$

Затем осуществляется предварительная трансформация притока воды из второй и третьей регулирующих емкостей путем скользящего осреднения по времени между центрами тяжести графика инфильтрации (за вычетом расхода воды на покрытие дефицита почвенной влаги в зоне аэрации) и гидрографов притока воды к речной сети из указанных емкостей. После этого, определяется суммарный приток воды в речную сеть из всех регулирующих емкостей. Полученная величина представляет собой суммарное поступление воды в речную сеть бассейна в результате формирования поверхностного, почвенно-грунтового и грунтового стока. Пересчет гидрографа суммарного притока к гидрографической сети в гидрограф стока осуществляется с помощью интеграла Дюамеля или предложенной двухобъемной схемы трансформации. Общая структура модели формирования стока показана на рисунке 4.6.

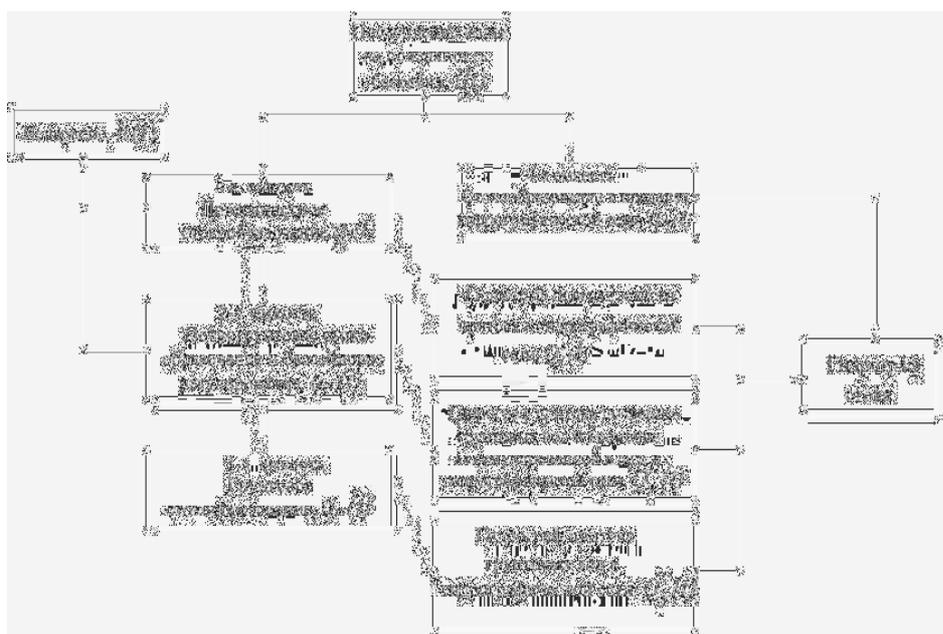


Рисунок 4.6 – Общая структура модели формирования стока.

При расчете гидрографа стока в качестве основных входных характеристик используются суточные значения температуры и осадков, измеренные на метеорологических станциях, расположенных в пределах рассматриваемого бассейна.

4.6 Моделирование процесса формирования стока в горно-ледниковом бассейне

Горно-ледниковый бассейн, как известно, состоит из ледниковой и неледниковой частей. Описание процесса формирования стока на его неледниковой части принципиально не отличается от описания аналогичного процесса в других высотных зонах горного бассейна. Рассмотрим процесс формирования стока в ледниково-моренной части бассейна.

Ледниковая часть бассейна может быть представлена в виде двух последовательно соединенных регулирующих емкостей. При этом верхняя емкость может быть отождествлена с формированием стока на поверхности ледников и морен, а нижняя – с формированием стока в их толще.

Потери воды, образовавшейся в результате таяния снега, фирна и льда, как показали исследования Г.Н. Голубева [170], обуславливаются ее замерзанием в процессе фильтрации через снегофирновую толщу и движением по поверхности льда под снегом. В процессе абляции происходит заполнение льдом свободной емкости снего-фирнового покрова и уменьшение потерь талой воды на замерзание.

Изменение общего дефицита замерзшей влаги в свободной емкости снего-фирнового покрова в зависимости от интенсивности ее заполнения может быть выражено с помощью следующего дифференциального уравнения водного баланса:

$$\frac{dD}{dt} = -f_{\text{л}} ; \quad D = W_{\text{max}} - W , \quad (4.145)$$

где D – дефицит замерзшей влаги в свободной емкости снего-фирнового покрова, мм;

W_{max} – максимальное значение свободной емкости снего-фирнового покрова, мм; W – запас замерзшей влаги в толще снега и фирна, мм; $f_{\text{л}}$ – интенсивность потерь воды на замерзание при фильтрации через толщу снега и фирна, мм/сут; t – время, сут.

Предположим, что $f_{\text{л}}$ зависит от интенсивности поступления воды на поверхность ледниковой части рассматриваемого бассейна и степени заполнения емкости снего-фирнового покрова. Принимая в первом приближении зависимость интенсивности заполнения свободной емкости снего-фирнового покрова от дефицита воды в ней линейной, можно записать следующее соотношение:

$$\frac{f_{\text{л}}}{i_{\text{л}}^*} = \frac{D}{D_{\text{max}}} , \quad (4.146)$$

где $D_{\text{max}} = W_{\text{max}}$ – наибольший дефицит замерзшей воды в толще снега и фирна, мм; $i_{\text{л}}^*$ – суммарное поступление воды с поверхности ледника, мм/сут.

Соотношение (4.146) показывает, что по мере заполнения льдом свободной емкости снего-фирнового покрова поступление в нее воды от таяния снега, фирна и льда уменьшается.

Определив из соотношения (4.146) значение $f_{\text{л}}$ и подставив его в уравнение (4.145), получим:

$$\frac{dD}{dt} = -i_{\text{л}}^* \frac{D}{W_{\text{max}}} . \quad (4.147)$$

Решение этого дифференциального уравнения для суточных интервалов времени можно записать в следующем виде:

$$f_{\text{л}} = D_{n-1} \left\{ 1 - \exp \left(- \frac{i_{\text{л}}^*}{W_{\text{max}}} \right) \right\} \quad (4.148)$$

или

$$D_n = D_{n-1} \exp \left(- \frac{i_{\text{л}}^*}{W_{\text{max}}} \right) , \quad (4.149)$$

где $D_{n-1} = W_{\text{max}} - W_{n-1}$; $D_n = W_{\text{max}} - W_n$ – соответственно, предшествующее и последующее значение емкости снего-фирнового покрова, мм.

Необходимо отметить, что для определения $f_{\text{л}}$ и D_n также могут быть использованы следующие выражения:

$$f_{\text{л}} = D_{n-1} th \frac{i_{\text{л}}^*}{W_{\text{max}}} , \quad (4.150)$$

$$D_n = D_{n-1} \left(1 - th \frac{i_{\text{л}}^*}{W_{\text{max}}} \right) . \quad (4.151)$$

Последующее значение запаса воды в рассматриваемой емкости принимается равным:

$$W_n = W_{n-1} + f_{\text{л}} . \quad (4.152)$$

Интенсивность стокообразования на поверхности ледников и морен и в их толще определяется следующим образом:

$$q_{\text{л}} = i_{\text{л}}^* - f_{\text{л}} . \quad (4.153)$$

Суммарный расход, характеризующий интенсивность стокообразования в ледниковой части может быть определен с помощью следующего выражения:

$$Q_q = 16,67 q_{\text{л}} F_{\text{л}} , \quad (4.154)$$

где Q_q – интенсивность стокообразования, м³/с; $F_{\text{л}}$ – площадь ледниковой части бассейна, км².

Приток воды к гидрографической сети, сформировавшийся в первой (верхней) и второй (нижней) емкостях, характеризуется различной естественной зарегулированностью. Поэтому,

возникает необходимость разделения расхода Q_q на две части для отдельной трансформации в пределах указанных регулирующих емкостей:

$$Q'_q = \beta^* Q_q, \quad (4.155)$$

$$Q''_q = (1 - \beta^*) Q_q, \quad (4.156)$$

где Q'_q и Q''_q – соответственно, интенсивность стокообразования в верхней и нижней регулирующих емкостях, м³/с; β^* – параметр, характеризующий долю суммарного стока, поступающего в верхнюю регулируемую емкость.

Параметр β^* может быть принят постоянным или изменяющимся в течение абляционного периода:

$$\beta^* = \beta_0^* - \alpha_{\text{л}} \frac{\sum_1^k Q_q}{\frac{1}{n} \sum_1^n \sum_1^m Q_q}, \quad (4.157)$$

где k – продолжительность периода от начала абляции до расчетной даты, сут; m – общая продолжительность периода абляции в отдельные годы, сут; n – число лет наблюдений за абляцией; β_0^* и $\alpha_{\text{л}}$ – параметры.

Эти параметры могут быть приняты: $\beta_0^* = 0,6$; $\alpha_{\text{л}} = 0,2$.

Трансформация интенсивности стокообразования Q'_q и Q''_q , соответственно, в интенсивность притока к гидрографической сети Q'_r и Q''_r чаще всего может быть осуществлена с помощью линейной модели:

$$Q'_{r(n)} = Q'_{r(n-1)} + a' [Q_{q(n)} - Q_{r(n-1)}] \quad (4.158)$$

$$Q''_{r(n)} = Q''_{r(n-1)} + a'' [Q_{q(n)} - Q_{r(n-1)}], \quad (4.159)$$

где a' и a'' – параметры трансформации, соответственно, для первой и второй регулирующей емкостей; $n-1$, n – индексы, соответственно, предшествующих и последующих суток.

Необходимо отметить, что если приток к русловой сети осуществляется по поверхности открытой части ледника, то для трансформации интенсивности стокообразования в пределах верхней регулирующей емкости следует использовать нелинейные модели.

Параметры a' и a'' изменяются в течение абляционного периода и могут быть определены с помощью следующих выражений:

$$a' = a'_0 + \alpha' \frac{\sum_1^k Q_q}{\frac{1}{n} \sum_1^n \sum_1^m Q_q}, \quad (4.160)$$

$$a' = a''_0 + \alpha'' \frac{\sum_1^k Q_q}{\frac{1}{n} \sum_1^n \sum_1^m Q_q}, \quad (4.161)$$

где a'_0 , a''_0 , α' и α'' – параметры.

Следует отметить, что во многих случаях параметры a'_0 и a''_0 изменяются в течение многолетнего периода. Эти изменения в последние десятилетия связаны с распадом горного оледенения. Поэтому, при осуществлении непрерывного моделирования процесса формирования стока, в горно-ледниковых бассейнах параметры a'_0 и a''_0 следует принимать изменяющимися в зависимости от интегральных характеристик абляции ледников.

Выражения (4.160) и (4.161) отражают увеличение динамичности ледникового стока с увеличением продолжительности абляции. Параметры этих выражений были определены при проведении численного эксперимента по моделированию гидрографа стока р. Киши Алматы (р. Малая Алматинка) в створе урочища Сарысай. В первом приближении они могут быть приняты равными: $a'_0 = 0,1$; $\alpha' = 0,5$; $a''_0 = 0,01$; $\alpha'' = 0,05$. На рисунках 4.7 и 4.8 приведено сопоставление рассчитанных и фактических гидрографов стока р. Киши Алматы (р. Малая Алматинка) в створе урочища Сарысай за 1966 и 1967 гг.

Необходимо отметить, что р. Киши Алматы (р. Малая Алматинка) использовалась для оценки параметров модели формирования ледникового стока вследствие наибольшей изученности гляциальной зоны ее бассейна [300 – 305].

Выбор створа выше урочища Сарысай обусловлен тем, что створ Мынжылкы (Мынжилки) не полностью учитывает ледниковый сток р. Киши Алматы (р. Малая Алматинка).

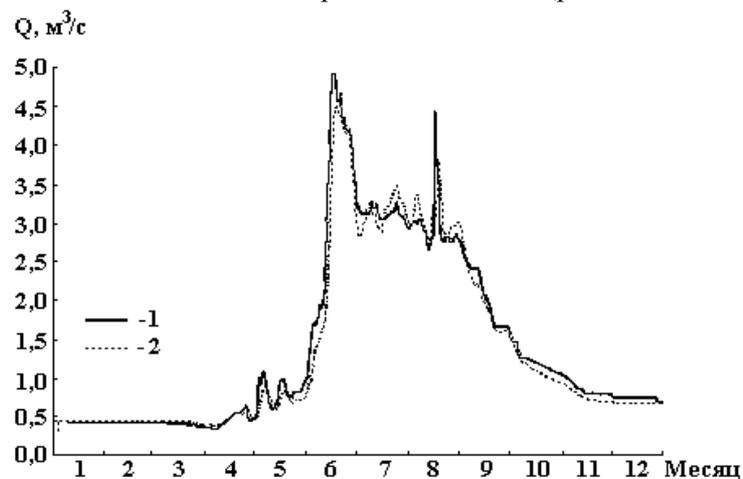


Рисунок 4.7 – Сопоставление рассчитанного и наблюдаемого гидрографа стока р. Киши Алматы (р. Малая Алматинка) в створе урочища Сарысай за 1966 г.

1 – наблюдаемый; 2 – рассчитанный.

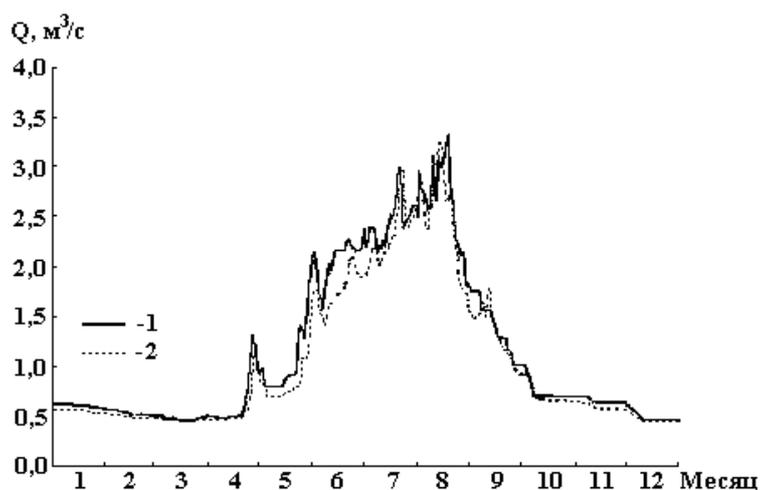


Рисунок 4.8 – Сопоставление рассчитанного и наблюдаемого гидрографа стока р. Киши Алматы (р. М. Алматинка) в створе урочища Сарысай за 1967 г.
1 – наблюдаемый; 2 – рассчитанный.

Доля ледникового стока в общем стоке, учитываемом в створе урочища Сарысай, составляет более 70 %, что позволяет с достаточной степенью достоверности оценить параметры модели формирования стока в ледниково-фирновой зоне. Это подтверждается хорошей сходимостью рассчитанных и фактических гидрографов стока.

В заключение следует отметить, что трансформация притока воды с ледниковых поверхностей в гидрограф стока осуществляется в процессе трансформации суммарного притока к гидрографической сети горного бассейна.

5 ОПРЕДЕЛЕНИЕ ОПТИМАЛЬНЫХ ЗНАЧЕНИЙ ПАРАМЕТРОВ МОДЕЛИ

Как известно, из наиболее эффективных способов идентификации моделей сложных систем является зондирование многомерного пространства их параметров. Однако в связи с имеющимися трудностями многомерное зондирование до последнего времени считалось неэффективным. Основные трудности многомерного зондирования связаны с катастрофическим ростом количества пробных точек при увеличении числа оптимизируемых параметров. Действительно, если разделить каждую грань n – мерного единичного куба (гиперкуба) на 10 частей, то он разобьется на 10^n равновеликих кубов. Если в центре каждого из них выбрать одну точку, то общее количество точек в n – мерном кубе K^n составит 10^n точек. При увеличении количества интервалов разбиения вдвое количество пробных точек увеличится в 2^n раз. Таким образом, уже при $n > 6$ использование многомерного зондирования представляется сложным даже для ЭВМ последнего поколения. Кроме того, методы зондирования до последнего времени не получили широкого распространения из-за трудности равномерного распределения пробных точек в пространстве параметров в связи с отсутствием у человека многомерной геометрической интуиции [307]. Исследования И.М. Соболя и Р.Б. Статникова [308–313] позволили в значительной мере преодолеть указанные выше затруднения и обеспечили возможность глобального поиска оптимальных значений параметров модели при использовании многих критериев.

Для решения задач идентификации элементарных процессов, а также для уточнения отдельных параметров сложных гидрометеорологических систем могут быть успешно использованы как детерминированные, так и статистические локальные методы поиска. При этом в качестве начальных точек поиска целесообразно использовать минимумы функций качества, полученные в результате применения глобальных методов.

5.1 Зондирование пространства параметров модели с помощью ЛП – поиска

При оптимизации параметров модели формирования стока нас интересует характер изменения функции от n переменных (x_1, \dots, x_n) , заданной в n – мерном единичном кубе K^n , который определяется условиями $0 \leq x_j \leq 1$ при $j = 1, 2, \dots, n$. Если в пределах этого куба выбрать несколько пробных точек и вычислить ряд значений функции n переменных, то можно получить представление о характере ее изменения, определить экстремумы. Обычно такое численное исследование и называют зондированием [313]. Чаще всего считают, что кубическая решетка (сетка) обеспечивает наиболее равномерное зондирование этого куба (рисунок 5.1а). Исследования И.М. Соболя показали, что «кубическое» размещение точек не является наилучшим при $n > 1$. Для пояснения этого вывода сравним при $K = 5$ и $n = 2$ кубическую сетку (рисунок 5.1а) с сеткой, изображенной на рисунке 5.1б. Каждому из $K^n = 25$ малых квадратов принадлежит одна точка сетки. Поэтому, равномерность расположения точек рассматриваемых сеток представляется примерно одинаковой. Однако, если функция $f(x_1, x_2)$, определенная в K^2 , в основном, изменяется лишь в зависимости от одного аргумента, например x_2 , то положение существенно изменится. В этом случае сетка, приведенная на рисунке 5.1а, позволит нам определить только 5 значений функции $f(x_1)$, повторенных 5 раз, а сетка, показанная на рисунке 5.1б, даст возможность получить 25 различных значений рассматриваемой функции, позволяющих получить достаточно детальное представление о характере ее изменения. При аналогичном использовании кубической сетки в многомерном случае «потеря инфор-

магии» еще более возрастет. Например, если функция $f(x_1, \dots, x_n)$ зависит от m переменных, то мы, используя 5^n точек, получим только 5^m существенно различных значений функций. В таких случаях количество «лишних» дублирующих точек катастрофически растет с увеличением многомерности пространства.

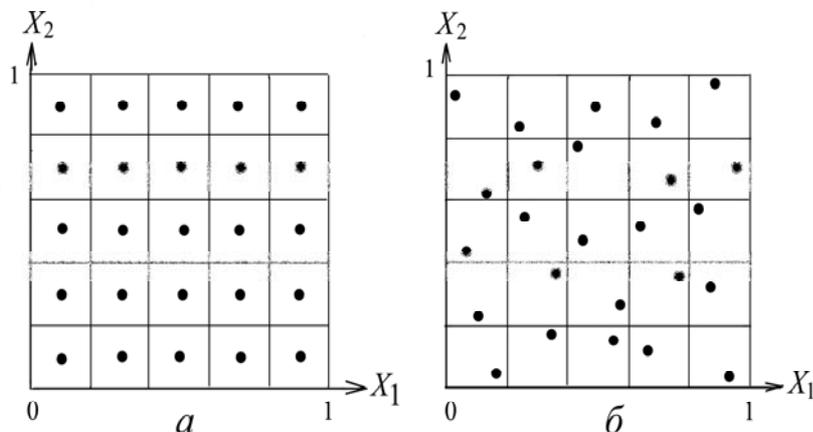


Рисунок 5.1 – Кубическая и улучшенная сетки при $K = 5$ и $n = 2$
а – кубическая; б – улучшенная.

Случаи, когда функция от n переменных в действительности зависит только от $m < n$ переменных или одинаково сильно зависит от всех n переменных, встречаются крайне редко. Чаще всего встречаются ситуации, когда функция от n переменных сильно зависит лишь от m переменных, а от $n - m$ переменных зависит значительно слабее. Следует полагать, что и в этих случаях число «лишних» дублирующих точек будут довольно значительным.

Изложенное выше показывает, что для зондирования многомерного куба K^n необходимо использовать такие сетки, проекции точек которых на его m -мерные грани также образуют хорошие сетки. Необходимо отметить, что при зондировании многомерного пространства довольно часто требуется увеличить число пробных точек. Поэтому необходимо иметь лучше всего бесконечную последовательность точек P_1, P_2, \dots, P_i , у которых начальные участки вида P_1, \dots, P_N при различных N образуют хорошие сетки. Это позволит в процессе зондирования добавлять новые точки, не пересчитывая выбранные ранее [312].

Рассмотрим теперь условия, которым должны удовлетворять равномерно распределенные последовательности точек. Они впервые были построены Г. Вейлем в 1916 г. Однако, хорошие последовательности научились строить только в конце 60-х годов прошлого столетия [308, 309]. Последовательность точек P_1, P_2, \dots, P_i , называется равномерно распределенной в K^n [312, 313], если для любой области φ имеет место равенство:

$$\lim_{N \rightarrow \infty} \frac{S_N(\varphi)}{N} = V_\varphi, \quad (5.1)$$

где φ – произвольная область, принадлежащая K ; V_φ – ее n -мерный объем; $S_N(\varphi)$ – количество точек с номерами $1 \leq i \leq N$, принадлежащих K .

Это определение имеет достаточно простой геометрический смысл. Оно показывает, что, при достаточно больших N , количество точек последовательности $S_N(\varphi)$, принадлежащих φ , пропорционально объему V_φ :

$$S_N(\varphi) \approx NV_\varphi \quad (5.2)$$

Следует отметить, что предел выражения (5.1) не изменится, если изменить, выбросить или добавить любое число точек последовательности. При достаточно больших N , проекции точек, равномерно распределенных последовательностей на любую m – мерную грань куба K^n при $m < n$, также образуют равномерно распределенные последовательности в K^m [312]. В работах [312, 313] приведена формулировка понятия «хорошая последовательность», это значит, что:

- сходимость к пределу в соотношении (5.1) должна быть по возможности быстрой;
- равномерность распределения точек должна наблюдаться, начиная, с небольших N , а не только при $N \rightarrow \infty$;
- алгоритм расчета точек P_i должен быть достаточно простым.

Как отмечалось выше, ранее удалось построить последовательности, у которых неравномерность расположения точек начинается с небольших N , а скорость сходимости (4.1), при $N \rightarrow \infty$, является наилучшей.

Следует отметить, что при использовании кубических решеток удвоение числа пробных точек вынуждает, как отмечалось выше, увеличивать их количество в 2^n раз, а изменение числа разбиения граней куба приводит к необходимости заново рассчитывать все точки новой сетки. При использовании равномерно распределенных последовательностей количество точек сетки может быть удвоено добавлением еще N точек $P_{N+1}, P_{N+2}, \dots, P_{2N}$ [312].

В первом приближении хорошими являются случайные сетки, построенные путем использования псевдослучайных последовательностей. В связи с тем, что вероятность появления одинаковых абсцисс у выбранных случайных точек близка к нулю, они лишены указанных выше недостатков, кубических сеток. Использование случайных последовательностей для зондирования многомерного пространства получило название простейшего случайного поиска [306, 310, 312]. При случайном поиске в качестве пробных точек используются независимые случайные точки $\Gamma_1, \dots, \Gamma_N$, равномерно распределенные (в теоретико-вероятностном смысле) в n – мерном единичном кубе K^n . Простейший случайный поиск позволяет решать задачи оптимизации со многими критериями качества. Как известно, оценкой случайной величины η , выраженной через независимые случайные числа, является среднее арифметическое:

$$a^* = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N \eta_i \quad (5.3)$$

При использовании псевдослучайных последовательностей погрешность (5.3) убывает относительно медленно, пропорционально $1/\sqrt{N}$ [310, 312]. Это связано с тем, что при небольших N равномерность распределения точек является недостаточной.

В настоящее время наилучшими свойствами равномерности, при малых N и при $N \rightarrow \infty$, характеризуются так называемые $ЛП_\tau$ – последовательности, предложенные И.М. Соболев в 1966 году [308]. В дальнейшем эти последовательности были теоретически обоснованы и использованы И.М. Соболев и Р.Т. Статниковым для решения ряда практических задач [311, 312]. Понятие « $ЛП$ – последовательность» связано с разработанными ранее $П_\tau$ – сетками, точки которых распределены в n – мерном кубе K^n . К сожалению, оказалось, что такие сетки существуют только при $n \leq 3$. Более совершенные последовательности, «любой

двоичный участок которых представляет собой n_τ – сетку», были названы $ЛП$ – последовательностями [309]. Эти последовательности оказались полезными при оценке глобальных экстремумов нескольких функций и вычислении многомерных интегралов. Кроме этого, они могут быть использованы для задания начальных точек поиска глобального экстремума с помощью локальных методов. Зондирование многомерного пространства с помощью указанных последовательностей получило название « $ЛП$ – поиск» [310]. Использование $ЛП$ – поиска, являющегося детерминированным аналогом простейшего случайного поиска, обеспечивает высокую эффективность за счет более равномерного расположения пробных точек в многомерном пространстве. Сравнение $ЛП$ – поиска с простейшим случайным поиском показало преимущество $ЛП$ – поиска при $n \geq 4$. Это обусловлено тем, что при оценке параметров $ЛП$ – поиск обеспечивает более быструю сходимость средних к пределу (5.3). Как отмечается в работе И.М. Соболя [310], порядок ошибки $ЛП$ – поиска пропорционален $1/(\sqrt{N})^{1-\varepsilon}$, (где $\varepsilon > 0$ как угодно мало), а случайного поиска – $1/\sqrt{N}$. Таким образом, при использовании $ЛП$ – поиска одинаковая точность достигается при количестве пробных точек в 2...4 раза меньше, чем при использовании простейшего случайного поиска.

Алгоритм для расчета декартовых координат точек:

$$Q_i = (q_{i,1}, \dots, q_{i,n}) \quad , \quad (5.4)$$

образующих $ЛП$ – последовательность, равномерно распределенных в интервале $[0,1]$, является чрезвычайно простым [309]. Если номер точки в двоичной системе счисления записать в форме:

$$i = e_m e_{m-1} \dots e_2 e_1 \quad , \quad (5.5)$$

то, для всех $j = 1, 2, \dots, n$ декартовы координаты точек вычисляются по одной формуле:

$$q_{i,j} = e_1 V_j^{(1)} * e_2 V_j^{(2)} * \dots * e_m V_j^{(m)} \quad , \quad (5.6)$$

где e_1, \dots, e_m при $s = 1, 2, \dots, m$ – двоичные цифры, равные 0 или 1; $V_j^{(s)}$ – направляющие числа, определяемые с помощью специальных таблиц.

Следовательно, произведение $e_s V_j^{(s)}$ равно $V_j^{(s)}$, если $e_s = 1$, или равно 0, если $e_s = 0$, т.е. значение $V_j^{(s)}$ входит в выражение (5.6) или исключается из него, в зависимости от величины e_s .

Операция * означает поразрядное сложение по модулю 2 в двоичной системе (в конечном разряде числа «складываются» по следующим правилам: $0+0=1+1=0$; $0+1=1+0=1$). Эта операция в системе команд ЭВМ обычно называется командой сравнения (так как $a = b$ тогда, когда $a * b = 0$) и относится к группе логических команд, которые выполняются значительно быстрее, чем арифметические команды [309, 310]. Таким образом, при расчете координат точек Q_i по формуле (5.6) могут быть использованы только логические операции.

Направляющие числа $V_j^{(s)}$, соответствующие различным моноциклическим операциям [309, 310, 312], используются при расчете координат точек Q_i и определяются с помощью следующего выражения:

$$V_j^{(s)} = r_j^{(s)} 2^{-s}, \quad (5.7)$$

где j – размерность многомерного пространства; $r_j^{(s)}$ – числители направляющих чисел, определяемые по специально составленным таблицам; 2^{-s} – знаменатели направляющих чисел.

В таблице 5.1 приведены числители, опубликованные в работе [313]. С помощью этой таблицы можно вычислить $2^{10} = 1024$ точки в кубе K^n размерности $n \leq 8$.

Таблица числителей, приведенная в работах [309, 310], позволяет вычислить уже 2^{21} , т.е. более миллиона точек в кубе K^n размерности $n \leq 13$. В работе [312] приведена расширенная таблица числителей, позволяющая вычислять такое же количество точек в кубе K^n размерности $n \leq 51$.

Таблицы числителей $r_j^{(s)}$ позволяют вычислять направляющие числа при $1 \leq s \leq 20$ и $1 \leq j \leq 51$ с помощью выражения (5.6). Если для расчетов требуются точки в кубе K^n размерности соответственно $n \leq 8$, $n \leq 13$ и $n \leq 51$, то следует использовать только первые n строк таблицы числителей.

Таблица 5.1 – Числители $r_j^{(s)}$ направляющих чисел $V_j^{(s)}$

$j \setminus s$	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1
2	1	3	5	15	17	51	85	225	257	771
3	1	1	7	11	13	61	67	79	465	721
4	1	3	7	5	7	43	49	147	439	1013
5	1	1	5	3	15	51	125	141	177	759
6	1	3	1	1	9	59	25	89	321	835
7	1	1	3	7	31	47	109	173	181	949
8	1	3	3	9	9	57	43	43	225	113

При наличии ограничения используемых точек $i < 2^{S_m}$, где $S_m < 20$, следует при расчете направляющих чисел ограничиться первыми S_m столбцами таблицы числителей.

В качестве примера вычислим координаты первых $S = 8$ точек в кубе K^n размерности $n = 4$. Нужные значения числителей $r_j^{(s)}$ находим по таблице 5.1. Направляющие числа $V_j^{(s)}$, определенные с помощью выражения (5.6), помещаем в таблицу 5.2. Вычисления координат $q_{i,j}$ точек Q_i по формуле (5.6) приведены в таблице 5.3. В результате проведенных вычислений получим координаты 8 точек в десятичной системе:

$$\begin{aligned} Q_1 &= (1/2, 1/2, 1/2, 1/2), & Q_5 &= (5/8, 1/8, 3/8, 3/8), \\ Q_2 &= (1/4, 3/4, 1/4, 3/4), & Q_6 &= (3/8, 3/8, 5/8, 1/8), \\ Q_3 &= (3/4, 1/4, 3/4, 1/4), & Q_7 &= (7/8, 7/8, 1/8, 5/8), \\ Q_4 &= (1/8, 5/8, 7/8, 7/8), & Q_8 &= (1/16, 15/16, 11/16, 5/16). \end{aligned}$$

Таблица 5.2 – Направляющие числа $V_j^{(s)}$

$j \setminus s$	1	2	3	4
В десятичной системе				
1	1/2	1/4	1/8	1/16
2	1/2	3/4	5/8	15/16
3	1/2	1/4	7/8	11/16
4	1/2	3/4	7/8	5/16
В двоичной системе				
1	0,1	0,01	0,001	0,0001
2	0,1	0,11	0,101	0,1111
3	0,1	0,01	0,111	0,1011
4	0,1	0,11	0,111	0,0101

В работах [312, 313] приведены программы расчета $ЛПП_\tau$ – последовательностей, составленные на алгоритмическом языке ФОРТРАН Ю.Л. Левитаном. В этих программах расчет декартовых координат точек Q_i осуществляется с помощью таблиц числителей $r_j^{(s)}$ направляющих чисел $V_j^{(s)}$.

В одной из программ реализован сравнительно медленный арифметический алгоритм, который может быть использован, если количество необходимых точек Q_i не превышает 10^4 . Однако более перспективной является программа реализации сверхбыстрого алгоритма расчета декартовых координат точек Q_i , основанная на использовании одних только логических операций. В работе [312] отмечается, что расчет по этому алгоритму осуществляется быстрее, чем при расчете стандартных алгоритмов получения псевдослучайных чисел. В процессе исследований сверхбыстрый алгоритм был реализован в программе, составленной в КазНИГМИ. Программа была успешно использована при оптимизации параметров моделей формирования стока, путем поиска минимума функций критериев качества.

Таблица 5.3 – Определение координат $q_{i,j}$ точек Q_i в 4-мерном кубе

i	$i_{ге}$	$q_{i,j}$	$q_{i,1}$	$q_{i,2}$	$q_{i,3}$	$q_{i,4}$
1	1	$V_j^{(1)}$	0,1	0,1	0,1	0,1
2	10	$V_j^{(2)}$	0,1	0,11	0,01	0,11
3	11	$V_j^{(1)} * V_j^{(2)}$	$0,1 * 0,01 = 0,11$	$0,1 * 0,11 = 0,01$	$0,1 * 0,01 = 0,11$	$0,1 * 0,11 = 0,01$
4	100	$V_j^{(3)}$	0,001	0,101	0,111	0,111
5	101	$V_j^{(1)} * V_j^{(3)}$	$0,1 * 0,001 = 0,101$	$0,1 * 0,101 = 0,001$	$0,1 * 0,111 = 0,011$	$0,1 * 0,111 = 0,011$
6	110	$V_j^{(2)} * V_j^{(3)}$	$0,01 * 0,001 = 0,011$	$0,11 * 0,101 = 0,011$	$0,01 * 0,111 = 0,101$	$0,11 * 0,111 = 0,001$
7	111	$V_j^{(1)} * V_j^{(2)} * V_j^{(3)}$	$0,1 * 0,01 * 0,001 = 0,111$	$0,1 * 0,11 * 0,101 = 0,111$	$0,1 * 0,01 * 0,111 = 0,001$	$0,1 * 0,11 * 0,111 = 0,101$
8	1000	$V_j^{(4)}$	0,0001	0,1111	0,1011	0,0101

При разработке модели формирования стока возникает необходимость определения совокупности параметров $A = (\alpha_1 \alpha_2 \dots \alpha_n)$. В соответствии с исследованиями И.М. Соболя и Р.Б. Статникова [312, 313], будем называть n – мерное пространство, заполненное точками A с декартовыми координатами $(\alpha_1 \alpha_2 \dots \alpha_n)$, пространством параметров.

Конечной точке этого пространства соответствует определенный набор параметров $(\alpha_1 \alpha_2 \dots \alpha_n)$ и наоборот, каждому набору параметров соответствует определенная точка A в рассматриваемом пространстве. Параметры могут изменяться в определенных разумных пределах, задаваемых неравенствами следующего вида:

$$\alpha_{j(\min)} \leq \alpha_j \leq \alpha_{j(\max)} ; \quad j = 1, 2, \dots, n \quad (5.8)$$

Ограничения вида (5.8) называются параметрическими ограничениями [312, 313]. Они выделяют в пространстве параметров n – мерный параллелепипед π , объем которого равен произведению:

$$V_\pi = (\alpha_{1(\max)} - \alpha_{1(\min)}) (\alpha_{2(\max)} - \alpha_{2(\min)}) \dots (\alpha_{n(\max)} - \alpha_{n(\min)}) \quad (5.9)$$

Точки Q_i , равномерно распределенные в единичном кубе K , можно преобразовать в точки A_i , равномерно распределенные в параллелепипеде π (5.9), расположенном в пространстве параметров. При этом каждая точка $A \subset \pi$ с координатами $A = (a_1, \dots, a_n)$ получается из точки $Q \subset K$ с координатами $Q = (q_1, \dots, q_n)$ с помощью следующего линейного преобразования [312, 314]:

$$\alpha_j^{(i)} = \alpha_{j(\min)} + q_{i,j} (\alpha_{j(\max)} - \alpha_{j(\min)}) , \quad j = 1, 2, \dots, n \quad (5.10)$$

где $\alpha_j^{(i)}$ – значение квазислучайной величины, равномерно распределенной в $[\alpha_{j(\min)}, \alpha_{j(\max)}]$; $q_{i,j}$ – значение квазислучайной величины, равномерно распределенной в $[0,1]$.

Кроме этого, при оптимизации параметров модели формирования стока, предполагается, что заданы критерии качества $\Phi_v(A)$ при $v = 1, 2, \dots, k$ [297]. В качестве критерия может использоваться любая характеристика, отражающая соответствие наблюдаемых и моделированных значений рассматриваемого процесса. Непременным условием выбора критерия является его связь с качеством модели [312].

Очевидно, что чем больше критериев используется при оптимизации параметров, тем более ясное представление о степени соответствия модели реальным условиям функционирования системы может получить исследователь. В работе Л.А. Расстригина [306] справедливо отмечается, что «многокритериальная постановка задачи отличается большей близостью к реальной задаче и меньшей долей абстракции». Однако до последнего времени, в связи с отсутствием простых и надежных методов решения многокритериальных задач, при моделировании гидрологических процессов обычно используется только один критерий качества.

При моделировании такого сложного природного процесса, как формирование речного стока, одного критерия явно недостаточно. Для этого необходим ряд показателей (критериев) качества $\Phi_1, \Phi_2, \dots, \Phi_k$, характеризующих различные стадии рассматриваемого процесса. Многомерное пространство, точки которого характеризуются декартовыми координатами $(\Phi_1, \Phi_2, \dots, \Phi_k)$, будем называть пространством критериев [312].

Чаще всего при моделировании стока используется критерий качества, представляющий сумму квадратов разности фактических Q_{ϕ} и рассчитанных Q_p расходов:

$$\Phi_1 = \sum_{t=1}^N (Q_{\phi} - Q_p)^2 \quad (5.11)$$

или

$$\Phi_1^* = \frac{1}{N} \sum_{t=1}^N (Q_{\phi} - Q_p)^2, \quad (5.12)$$

где t – время, сут; N – общая продолжительность половодья или паводка, сут.

Кроме того, с целью учета веса расходов различной величины, используется критерий [297]:

$$\Phi_2 = \sum_{t=1}^N (Q_{\phi} - Q_p)^2 Q_{\phi}^V \quad (5.13)$$

или

$$\Phi_2^* = \frac{1}{N} \sum_{t=1}^N (Q_{\phi} - Q_p)^2 Q_{\phi}^V \quad (5.14)$$

где V – параметр.

С увеличением параметра V увеличивается влияние на критерии Φ_2 и Φ_2^* высоких паводковых расходов воды по отношению к их значениям в период межени. В выражении (5.13), кроме степенной функции, могут быть использованы логарифмическая, экспоненциальная и другие функции.

Следует отметить, что при осуществлении непрерывного моделирования гидрологических процессов часто оказывается целесообразным производить оптимизацию параметров модели путем использования расходов воды только в пределах фазово-однородных частей гидрографа стока (межень, период половодья). В этом случае, показатели качества определяются для расходов выше или ниже их определенных критических значений.

С целью обеспечения сопоставимости результатов оптимизации параметров, за различные годы и на разных объектах, часто используются нормированные критерии качества:

$$\Phi_3 = \eta^2 = 1 - \frac{S^2}{\sigma^2}, \quad (5.15)$$

$$\Phi_4 = \frac{S}{\sigma} \quad (5.16)$$

где η – корреляционное отношение; S – средняя квадратическая ошибка, м³/с; σ – среднее квадратическое отклонение.

Критерий Φ_3 по существу является коэффициентом детерминации [315], который показывает, какую часть дисперсии рассматриваемого явления описывает его модель. С помощью простейших преобразований можно показать, что критерий (5.15) идентичен нормированному критерию качества, предложенному Нэшем и Сатклифором [297]. Критерий Φ_4 представляет собой корень квадратный из необъясненной моделью части дисперсии рассматриваемого явления.

Использование в качестве входных характеристик материалов наблюдений 2...3 метеорологических станций, не всегда позволяет с достаточной точностью осуществлять моделирование отдельных элементов гидрографа, в частности, дождевых максимумов на общем фоне развития весенне-летнего половодья. Это связано с тем, что наблюдения немногочисленных метеорологических станций не всегда оказываются репрезентативными по отношению к полям атмосферных осадков, которые в горных условиях чрезвычайно неравномерны. В связи с этим, отклонения фактических расходов от рассчитанных не всегда характеризуются нормальным распределением. Как известно, соответствие нормальному распределению предполагает сосредоточение основной массы отклонений на некотором интервале, за пределами которого может находиться только их незначительная часть. При нормальном распределении за пределами интервала $(-3\sigma, 3\sigma)$ обычно находится около 0,27 % наблюдений. В реальных условиях, когда доля значительных отклонений существенно возрастает, использование критерия качества (5.11) оказывается неэффективным. Указанные обстоятельства вызывают необходимость использования критериев, менее чувствительных к значениям отклонений (выбросам). Такие критерии (оценки) называют робастными – *robust* (англ.) – устойчивыми. Использование этих критериев в условиях повышенной вероятности больших отклонений (выбросов) позволяет получать более надежные результаты. При оптимизации параметров модели формирования стока могут быть использованы робастные критерии качества [315]:

$$\Phi_5 = \sum_{t=1}^N |Q_{\phi} - Q_p|^n \quad (5.17)$$

или

$$\Phi_5^* = \frac{1}{N} \sum_{t=1}^N |Q_{\phi} - Q_p|^n \quad (5.18)$$

Параметр n изменяется от 1 до 2. При $n = 1$ критерий (5.17) представляет собой сумму абсолютных отклонений фактических расходов от рассчитанных, а при $n = 2$ критерий $\Phi_5 = \Phi_1$. Выбор оптимального значения n зависит от распределения отклонений. Для распределений с очень большим количеством выбросов оптимальные оценки критериев качества достигаются при $n = 1$ [315]. В соответствии с исследованиями [315] можно полагать, что оценка критерия качества при $n = 1,5$ является разумным компромиссом между оценкой (5.11) и робастной оценкой (5.17) при $n = 1$ (сумма абсолютных отклонений). В указанной работе отмечается, что оценка (5.17) при $n = 1,5$ для нормального распределения теряет лишь 5 % эффективности по сравнению с оценкой (5.11). Если же распределение отклонений характеризуется большим количеством выбросов, выигрыш от использования рассматриваемой оценки по сравнению с (5.11) может достигать 50 % [315].

Выбранные критерии, характеризующие различные стороны рассматриваемого процесса, могут зависеть друг от друга. Поэтому, один из двух критериев может считаться лишним, если их связь характеризуется высоким коэффициентом корреляции [312].

При оптимизации параметров обычно предполагается, что заданы критериальные ограничения:

$$\Phi_{\nu}(A) \leq \Phi_{\nu(\max)} \quad ; \quad \nu = 1, 2, \dots, k \quad , \quad (5.19)$$

где $\Phi_{\nu(\max)}$ – наибольшее (т.е. наихудшее) значение критерия качества $\Phi_{\nu}(A)$, которое может считаться допустимым при решении поставленной задачи.

Следует отметить, что в большинстве случаев относительный выбор критериальных ограничений $\Phi_{\nu(\max)}$ возможен только в процессе поиска оптимальных параметров разрабатываемой модели. При использовании одного критерия выбор параметров является оптимальным при условии, когда его значение достигает минимума. При использовании нескольких критериев выбор оптимального решения связан с компромиссом [312], о чем будет сказано ниже.

Пространством критериев [312] называется m – мерное пространство, точки которого имеют декартовы координаты (Φ_1, \dots, Φ_m) . Каждой точке A_1 пространства параметров π соответствует точка $B = (\Phi_1(A), \dots, \Phi_m(A))$, в пространстве критериев это соответствие не является взаимным: одна и та же точка B может соответствовать различным точкам A . Множество всех точек B , соответствующих $A \in \pi$, назовем множеством возможных точек π в пространстве критериев. Множество точек A , удовлетворяющих ограничениям (5.8) и (5.19), обозначим через $D \subseteq \pi$. Это множество D называется множеством допустимых точек [312, 313]. Будем считать, что точка A лучше точки A_1 , если $\Phi_{\nu}(A) \leq \Phi_{\nu}(A_1)$ при всех $\nu = 1, 2, \dots, m$ и существует хотя бы одно значение ν_0 , при котором $\Phi_{\nu_0}(A) < \Phi_{\nu_0}(A_1)$. Тогда точка A будет называться эффективной, если не существует ни одной точки, безусловно, лучше, чем A . Множество эффективных точек, принадлежащих D , обозначим через E . В работе [312] показано, что наилучшие решения следует искать среди множества \tilde{E} , состоящего из точек B , соответствующих всем эффективным точкам $A \subset \tilde{E}$. Это множество называется множеством паретовских точек \tilde{E} . В случае двух критериев (в двумерном пространстве) множество паретовских точек называют компромиссной кривой. Эта кривая в общем случае может быть прерывистой и может содержать изолированные точки [312].

Приближенная компромиссная кривая может быть построена по так называемым приближенно паретовским точкам. Они могут быть определены путем исключения из числа допустимых точек заведомо неэффективных точек в двумерном пространстве критериев Φ_1 и Φ_2 . Определение приближенно паретовских точек производится следующим образом. Исключаются все точки, расположенные правее и выше каждой рассматриваемой точки. Оставшиеся точки являются приближенно паретовскими точками. Приближенная компромиссная кривая может быть построена путем их последовательного соединения. Одна из этих точек выбирается в качестве наилучшей на основе компромиссного решения о допустимости определенных значений рассматриваемых критериев.

5.2 Оптимизация параметров модели с помощью случайного поиска

Случайный поиск является одним из наиболее эффективных методов оптимизации сложных многопараметрических систем при наличии большого числа ограничений на оптимизируемые параметры. Методы случайного поиска в отличие от регулярных (детерминированных) методов определения экстремальных значений функции многих переменных характеризуются наличием в алгоритмах их реализации элемента случайности. Идея о необходимости использования случайного поведения при оптимизации сложных динамических систем впервые была сформулирована английским ученым У.Р. Эшби в 1946 г. [316]. Она была реализована в разработанной им системе, описывающей способность организмов сохранять жизненно-важные параметры в определенных пределах (гомеостазис). На основе этой системы был создан прибор,

предназначенный для иллюстрации адаптивного поведения живых организмов при изменении условий внешней среды, так называемый гомеостат Эшби. Он представляет собой линейную динамическую саморегулирующую систему, способную в случае возникновения неустойчивости возвратиться в устойчивое состояние путем случайного изменения своих параметров. Заложенная в гомеостат Эшби идея случайного поиска оказалась чрезвычайно полезной при разработке методов поисковой оптимизации сложных многопараметрических систем. В Российской Федерации методы случайного поиска успешно разрабатываются с конца 50-х – начала 60-х годов прошлого столетия Л.А. Расстригиным [306, 317] и его многочисленными последователями в Прибалтийских Республиках [318–327] и др. За последние десятилетия создано много простых и эффективных алгоритмов случайного поиска, которые успешно используются для оптимизации моделей многопараметрических систем. В настоящее время методы случайного поиска получили всеобщее признание и включены в учебные пособия для студентов вузов, обучающихся по специальности «прикладная математика» [328].

Алгоритмы случайного поиска чаще всего строятся на основе следующих двух принципов [323], сущность которых заключается в следующем:

1. Если система при осуществлении случайного шага из начального состояния производилась в направлении к экстремуму (т.е., если шаг был удачен), то направление следующего случайного шага определяется результатами датчика случайных чисел. Если же шаг был неудачным, то система возвращается в исходное состояние или двигается дальше так, как будто она в нем находится. Такие алгоритмы, при работе которых не происходит увеличения минимизируемой функции, называются релаксационными [325, 326].

2. Если шаг из начального состояния был удачным, то следующий шаг делается в прежнем направлении. Если же очередной шаг был неудачным, то направление следующего шага определяется датчиком случайных чисел.

Как отмечалось в работах [306, 317, 323, 326], оба принципа являются целесообразными. Первый принцип используется при осуществлении поиска в установленном режиме работы системы. Второй принцип дает лучшие результаты при оптимизации «блуждающих» объектов, т.е. в переходном режиме работы системы.

С целью обеспечения высокой эффективности процесса оптимизации параметров системы, в методах случайного поиска используются алгоритмы параметрической адаптации величины рабочего шага математического ожидания функции распределения вероятностей случайных величин, о чем будет сказано ниже.

Следует отметить, что простые и эффективные алгоритмы случайного поиска при оптимизации сложных многопараметрических систем в большинстве случаев превосходят регулярные алгоритмы поиска. Это связано с тем, что эффективность регулярных алгоритмов падает с ростом числа параметров n объекта как $\frac{1}{n}$, а случайного поиска как $\frac{1}{\sqrt{n}}$ [306, 317]. Поэтому, регулярные методы имеют некоторое преимущество перед методами случайного поиска только при $n < 3 \dots 6$. В задачах большой размерности более эффективными являются методы случайного поиска. Особенностью случайного поиска является глобальность его локальных алгоритмов. Она проявляется в том, что в отличие от аналогичных регулярных алгоритмов методы случайного поиска могут обеспечить определение не только локального, но и глобального экстремума.

Для оптимизации параметров модели формирования стока использовался алгоритм случайного поиска с «пересчетом» при неудачном шаге с параметрической адаптацией [306], смысл которого заключается в следующем. В память для хранения предшествующего значения функции качества $\Phi^0(x)$ записывается число, заведомо превышающее его реальные значения. Затем, в случайном направлении, определяемым случайным вектором, равномерно распределенном на единичной n -мерной сфере $[\rightarrow] = (\eta_1, \eta_2, \dots, \eta_n)$, делается шаг в пространстве оптимизируемых параметров от исходного состояния $x_i = (x_1, x_2, \dots, x_n)$:

$$x_{i+1} = x_i + \Delta x_{i+1} \quad , \quad (5.20)$$

где x_i и x_{i+1} – соответственно, предыдущее и последующее значения вектора параметров; Δx – рабочий шаг поиска в пространстве параметров.

Следует отметить, что при расчете x_{i+1} может наблюдаться выход за пределы пространства параметров. В этом случае осуществляется возврат составляющих вектора x_{i+1} в область допустимых значений параметров путем присвоения им граничных значений [306].

Далее вычисляется значение функции качества в новом состоянии $\Phi(x_{i+1})$. Если функция качества в новом состоянии оказалась меньше ее предшествующего значения $\Phi^0(x_i)$ (т.е. проба оказалась удачной), то выполненный случайный шаг является рабочим. В этом случае, последующий, случайный шаг делается уже из нового состояния. Если же функция качества оказалась больше или равна предшествующему значению $\Phi^0(x)$, т.е. проба оказалась неудачной, система снова делает случайный шаг из предшествующего состояния. Таким образом, возврат в исходное состояние при неудачной попытке не производится, а как бы пересчитывается в процессе последующего случайного шага. После возврата в исходное состояние функция качества не определяется. При этом запоминаются только те значения функции качества, которые оказались меньше ее предшествующего значения $\Phi^0(x)$. Поэтому, рассматриваемый алгоритм характеризуется повышенным быстродействием. Он обычно применяется при оптимизации систем с мало изменяющейся по времени функцией качества.

Рекуррентная формула алгоритма смещения в пространстве параметров с «пересчетом» при неудачном шаге имеет следующий вид:

$$\Delta x_{i+1} = \begin{cases} a[\rightarrow]_{i+1} & \text{если } \Delta \Phi_i < 0 \\ 0 & \text{если } \Delta \Phi_i \geq 0 \end{cases} \quad , \quad (5.21)$$

где $\Delta \Phi_i = \Phi(x_i) - \Phi^0(x_{i+1})$; a – величина рабочего шага; $[\rightarrow]$ – случайный вектор, равномерно распределенный на единичной n -мерной сфере.

Величина $\Delta \Phi$ умножается на значения $+1$ и -1 , записываемые в одну из ячеек памяти соответственно в случае минимизации и максимизации функции качества.

Моделирование случайного вектора $[\rightarrow] = (\tilde{\eta}_1, \tilde{\eta}_2, \dots, \tilde{\eta}_n)$ равномерно распределенного на единичной n -мерной сфере, осуществляется следующим образом. Вначале моделируются псевдослучайные числа, равномерно распределенные в интервале $[0, 1]$, с помощью следующего рекуррентного выражения [314]:

$$\alpha_{i+1} = [m \alpha_i + \alpha] \pmod{1} \quad , \quad (5.22)$$

где m – число порядка 10; $0 < \alpha < 1$.

При моделировании через каждые 15 последовательно обозначенных псевдослучайных чисел, по рекомендации Д.И. Голенко [314] производилось случайное «возмущение» разрядов в разрядной сетке псевдослучайного числа с целью предотвращения формирования в ряду $\alpha_1, \alpha_2, \dots, \alpha_n$ периодической составляющей. Принятые нами параметры выражения (5.22) имеют следующие значения:

$$m = 9,8765432;$$

$$\alpha = 0,576345288;$$

исходное случайное число $\alpha_i = 0,789532$.

Исследования Д.И. Голенко [314] и наши эксперименты показали, что формула (5.22), имеющая очень простую структуру, дает вполне удовлетворительные результаты.

Полученные псевдослучайные числа, равномерно распределенные в интервале $[0, 1]$, преобразуем в аналогичные числа \mathcal{E} , равномерно распределенные в интервале $[-1, 1]$ с помощью следующего выражения [314]:

$$\mathcal{E} = \alpha(\mathcal{B} - a) - a, \quad (5.23)$$

где \mathcal{B} и a – значение границ интервала.

Для получения нормально распределенных псевдослучайных чисел η используется асимптотически нормальное преобразование Корниша–Фишера [314], имеющее следующий вид:

$$\eta = w_5 + 0,01(w_5^3 - 3w_5), \quad (5.24)$$

где

$$w_5 = \mathcal{E}_1 + \mathcal{E}_2 + \mathcal{E}_3 + \mathcal{E}_4 + \mathcal{E}_5. \quad (5.25)$$

Далее производим выборку из k нормально распределенных псевдослучайных чисел и их нормирование с целью осуществления поиска вблизи исходной точки [318]:

$$\sum_{i=1}^n \eta^2 \leq 1. \quad (5.26)$$

При невыполнении условия (5.26) генерируются новые n – случайные нормально распределенные числа и т.д. Если условие (5.26) выполняется, то, нормируя вектор $\eta = (\eta_1, \eta_2, \dots, \eta_n)$, получим следующие случайные величины [322]:

$$\tilde{\eta}_1 = \frac{\eta_1}{\sqrt{\sum_{i=1}^k \eta_i^2}}, \quad \tilde{\eta}_2 = \frac{\eta_2}{\sqrt{\sum_{i=1}^k \eta_i^2}}, \quad \dots, \quad \tilde{\eta}_k = \frac{\eta_k}{\sqrt{\sum_{i=1}^k \eta_i^2}}. \quad (5.27)$$

Эти величины являются составляющими случайного вектора $[\rightarrow] = (\tilde{\eta}_1, \tilde{\eta}_2, \dots, \tilde{\eta}_k)$, равномерно распределенного на n – мерной сфере единичного радиуса.

Параметрическая адаптация случайного поиска связана с необходимостью приспособления его алгоритма к неопределенности ситуации. Она осуществляется путем изменения параметров алгоритма в процессе поиска. Основными управляющими параметрами алгоритма случайного поиска являются величина рабочего шага a и математическое ожидание распределения вероятностной W случайного шага η [317, 326].

Адаптация величины рабочего шага связана с необходимостью его изменения в процессе случайного поиска. В результате проведенных исследований Л.А. Расстригин, К.К. Рипа и Г.С. Тарасенко предложили использовать для указанной цели правило, которое говорит о том, что при удачном случайном шаге его следует увеличить, а при неудачном – уменьшить [326]. В основе этого правила лежит эвристическое представление о том, что удачный случайный шаг

чаще всего свидетельствует об удаленности цели и поэтому, движение к ней следует ускорить, увеличив шаг поиска: неудачный шаг говорит о том, что цель близка и ее следует искать более мелкими шагами.

Эти предположения позволили построить следующий двухуровневый алгоритм адаптации рабочего шага в зависимости от числа неудачных шагов подряд после очередного удачного шага и осуществления удачного или неудачного шагов случайного поиска:

$$a = \begin{cases} A & \text{если } 0 \leq n_1 \leq S_1 \\ \frac{A}{m} & \text{если } S_1 < n_1 < S_1^* \end{cases}, \quad (5.28)$$

где A – величина начального (пробного) шага; a – величина рабочего шага; m – масштаб рабочего шага; n_1 – число неудачных шагов после неудачного шага; S_1 – предельное число неудачных шагов после удачного шага для перехода к новому шагу; S_1^* – предельное число неудачных шагов после неудачного шага для перехода к большому случайному шагу (скачку), о чем будет сказано ниже.

Изменение рабочего шага поиска a в зависимости от знака приращения критерия качества определяется с помощью следующего рекуррентного выражения:

$$a_{i+1} = \begin{cases} \gamma_1 a_i & \text{если } \Delta\Phi_i < 0 \\ \gamma_2 a_i & \text{если } \Delta\Phi_i \geq 0 \end{cases}. \quad (5.29)$$

В работе [326] для определения соотношения γ_1 и γ_2 предлагается следующее выражение:

$$\gamma_1 = \gamma_1 \frac{1-P_n}{P_n}, \quad (5.30)$$

где P_n – вероятность удачного случайного шага, зависящая от размерности пространства. Величина P_n стремится к 0,27 с ростом n и определяется по таблице, приведенной в [326].

Если во время поиска, в пределах единичного n – мерного куба (пространства параметров), число неудачных шагов после очередного удачного шага $n_1 \geq S_1^*$, (это говорит о том, что мы находимся в районе локального минимума), то из последней точки осуществляется большой, равновероятный по направлению случайный шаг \vec{a} [324], величина которого составляет 0,2...0,5. Далее, из полученной точки производится поиск следующего локального минимума и т.д. С помощью указанных процедур изменения величины рабочего шага поиска осуществляется последовательное обследование пространства параметров с целью поиска глобального минимума критерия качества.

Адаптация закона распределения вероятностей случайного шага η в пространстве параметров заключается в перестройке вероятностных характеристик поиска путем воздействия на вектор $[\rightarrow] = (\eta_1, \eta_2, \dots, \eta_n)$. В результате такого воздействия он перестает быть равновероятным и приобретает свойства, обеспечивающие поиск в направлении наилучшего шага. В этом случае случайность поиска обеспечивает зондирование системы «с целью определения наиболее эффективного направления оптимизации» [306].

Как отмечает Л.А. Расстригин, «...обучение должно затрагивать не только вероятностные

свойства выбора направления рабочего шага, но и решать судьбу этого шага» [306, 317]. Поэтому, предложенные им алгоритмы адаптации предусматривают воздействие на процесс поиска путем изменения математического ожидания случайного вектора. Если к его математическому ожиданию, равному нулю, добавить вектор W , то его величина определит направление дрейфа случайного поиска к определяемому экстремуму. Алгоритм вектора W должен учитывать предысторию поиска и обладать способностью, переучиваться при изменении ситуации. Изложенные требования успешно реализуются в следующем алгоритме покоординатного самообучения, предложенного в работе [306]:

$$w_{i+1} = kw_i - \delta \Delta x_i \text{Sign} \Delta \Phi_i \quad , \quad (5.31)$$

где $0 \leq k \leq 1$ – коэффициент забывания; $\delta > 0$ – коэффициент интенсивности обучения; Sign – функция знака:

$$\text{Sign} \Delta \Phi_i = \begin{cases} 1 & \text{если } \Delta \Phi_i > 0 \\ 0 & \text{если } \Delta \Phi_i = 0 \\ -1 & \text{если } \Delta \Phi_i < 0 \end{cases} \quad . \quad (5.32)$$

Следует отметить, что рекуррентное выражение (5.31) отражает наложенные выше требования к вектору W . При отсутствии информации ($\Delta x_i = 0$) вектор W при $k < 1$ стремится к нулю, что обуславливает равновероятность поиска. С увеличением δ возрастает интенсивность обучения системы. При $\delta = 0$ обучение отсутствует. Если совсем не учитывать предысторию поиска ($k = 0$), то дрейф будет происходить в направлении предыдущего удачного шага или в направлении, противоположном неудачному шагу. В рассматриваемом алгоритме взаимодействие векторов W_i и Δx_i обеспечивает разворот системы поиска в сторону удачного шага, т.е. в сторону, противоположную неудачному шагу. При неизменной ситуации направление вектора W будет стремиться в сторону уменьшения критерия качества [306]. С целью обеспечения более быстрой перестройки системы поиска с одного направления на другое, зона изменения вектора W обычно ограничивается определенными пределами [306, 317].

$$c_1 \leq w \leq c_2 \quad . \quad (5.33)$$

Следовательно:

$$W = \begin{cases} c_1 & \text{если } w_i \leq c_1 \\ w_i & \text{если } c_1 \leq w_i \leq c_2 \\ c_2 & \text{если } c_2 \leq w_i \end{cases} \quad . \quad (5.34)$$

В этом случае алгоритму (5.31) уже не потребуются длительной перестройки при изменении ситуации поиска.

Проверка на окончание поиска осуществляется как по числу неудачных шагов после очередного удачного шага n_2 , так и по общему числу шагов n_3 . Предельное число неудачных шагов после очередного удачного шага для завершения поиска составляет $20 < S_2 < 50$, а предельное значение общего числа шагов $S_3 \geq 100$.

С целью оценки параметров и проверки работоспособности используемого алгоритма бы-

ли произведены численные эксперименты по отысканию минимумов ряда многоэкстремальных тестовых функций по программе, составленной в КазНИГМИ. Для решения этой задачи были использованы тестовые функции Розенброка, в частности, изогнутый овраг – «банан Розенброка»:

$$\Phi(x) = 100(x_2 - x_1^2)^2 + (1 - x_1)^2 \quad (5.35)$$

Функция $\Phi(x) = \min$ при $x = (1; 1)$. Начальная точка поиска $x_0 = (-1,2; 1,0)$.

Кроме этого, для указанной цели использована следующая двумерная многоэкстремальная функция:

$$\Phi(x) = x_1^2 + x_2^2 - \text{Cos}18x_1 - \text{Cos}18x_2 \quad (5.36)$$

Функция $\Phi(x) = \min$ при $x = (0; 0)$.

Эта функция в зоне поиска $-1 \leq x_i \leq 1$ ($i = 1,2$) имеет 10 оврагов, на дне которых находится 25 минимумов. Глобальный минимум этой функции при $x_1 = x_2 = 0$ расположен в центре указанной области изменения параметров.

На основе проведенных численных экспериментов были установлены алгоритмы случайного поиска $A = 0,1$; $m = 10$; $\gamma_1 = 1,5$; $\gamma_2 = 0,8$; $\bar{a} = 0,2$; $k = 0,4$; $\delta = 2,0$; $c_1 = 1,5$; $c_2 = -1,5$; $S_1 = 5$; $S_1^* = 10$; $S_2 = 50$; $S_3 = 100$.

Проведенные эксперименты показали, что рассмотренный алгоритм случайного поиска с приведенными выше параметрами обеспечивает определение минимумов рассмотренных тестовых функций за 50...100 шагов. Указанное обстоятельство подтверждает представление о высокой эффективности алгоритмов случайного поиска и указывает на целесообразность их использования для оптимизации параметров функций многих переменных.

5.3 Идентификация модели формирования стока

Идентификация предлагаемой модели осуществлялась с помощью материалов наблюдений за стоком и математическими факторами в бассейне рек Оба (Уба) и Ульби (Ульба) ($F = 14840 \text{ км}^2$), обуславливающими суммарный боковой приток в Шульбинское водохранилище. Водосбор горных рек Оба (Уба) и Ульби (Ульба) расположен в пределах Рудного или Казахстанского Алтая. Их длина от истока до устья соответственно равна 278 км и 100 км. Отметки водосбора изменяются от 200 до 2600 м. Общий уклон водосбора составляет 220 ‰. В среднем для бассейнов указанных рек густота гидрографической сети равна 0,81 км/км². Почвенный покров бассейна представлен различными типами горных почв. Более 50 % площади бассейна занимает лес с преобладанием хвойных пород.

Бассейны рек Оба (Уба) и Ульби (Ульба) расположены в условиях сурового континентального климата. Метеорологические наблюдения в рассматриваемом районе производятся на метеорологических станциях Усть-Каменогорск ($Z = 0,28 \text{ км}$), Шемонаиха ($Z = 0,33 \text{ км}$) и Риддер (Лениногорск) ($Z = 0,81 \text{ км}$). Метеорологическая станция Риддер (Лениногорск) расположена в межгорной котловине и не является репрезентативной для рассматриваемого бассейна.

Моделирование процесса формирования стока в бассейне осуществлялось с помощью реализации программы усовершенствованной концептуальной динамической модели формирования общего стока (КДМФОС–76 Б). Эти программы позволяют осуществлять непрерывное многолетнее моделирование процессов формирования стока. В процессе моделирования для отдельных высотных зон рассчитываются снеготпасы, поступление воды на поверхность бассейна, суммарное испарение, изменение влагозапасов, промерзания и оттаивания почвогрунтов, а также ординаты гидрографа грунтового (базисного), почвенно-грунтового, поверхностного и

общего стока. С помощью предлагаемой модели можно рассчитать все основные (практически значимые) элементы водного баланса отдельных высотных зон и всего бассейна.

Для идентификации рассматриваемой модели были использованы сведения о среднесуточных температурах и суточных осадках за период 1955...1982 гг. по данным указанных метеорологических станций, а также материалы наблюдений за стоком р. Оба (Уба) – у с. Шемонаиха ($F = 9880 \text{ км}^2$) и р. Ульби (Ульба) – у с. Перевалочное ($F = 4990 \text{ км}^2$). Оценка параметров отдельных элементарных гидрологических процессов производилась с помощью материалов наблюдений Лениногорской водно-балансовой станции и сведений, помещенных в ряде литературных источников. Основные параметры модели определялись путем использования методов оптимизации: случайного поиска [306] и *ММ*-поиска [312]. При оптимизации параметров использовался среднеквадратический критерий качества.

В результате оптимизации были определены числовые значения указанных параметров. Инфильтрационный параметр поверхности бассейна f_0 установлен изменяющимся в зависимости от высоты местности для открытых участков от 277 мм/сут до 382 мм/сут; для леса от 323 до 475 мм/сут. Инфильтрационный параметр относительных водоупоров φ_0 принят равным 28 мм/сут. Параметр, характеризующий уменьшение инфильтрационного параметра f_0 при промерзании почвогрунтов, принят равным 3,625. Предельное значение размера второй регулирующей емкости $W''_{\text{п р}} = 0,0007 \text{ мм}$.

Параметры линейных моделей трансформации интенсивности грунтового и почвенно-грунтового стокообразования в гидрографы притока к речной сети приняты равными соответственно $\alpha''' = 0,00005$ и $\alpha'' = 0,1$. Параметры нелинейной модели притока поверхностных вод к гидрографической сети приняты равными $\alpha = 0,000001$ и $\beta = 9,0$. Параметр трансформации суммарного притока в гидрограф стока τ установлен равным 2 сут.

Оценка проверки адекватности предлагаемой модели реальным гидрографам стока горных рек связана со значительными трудностями, обусловленными недостаточной точностью определения осадков, поступающих на поверхность бассейна. Как отмечалось выше, в рассматриваемом бассейне площадью около 15 тыс. км² имеется всего 3 метеорологические станции, расположенные в низкогорной зоне. При выпадении жидких осадков, пространственная неравномерность распределения которых очень велика, указанные станции довольно часто оказываются нерепрезентативными по отношению к их полям в пределах рассматриваемого бассейна. Это приводит к ошибкам при расчете поступления воды на поверхность бассейна и ординат гидрографа стока. Однако, рассматривая довольно длинный многолетний ряд наблюдаемых и рассчитанных гидрографов стока, можно установить, являются ли имеющиеся ошибки результатом недостаточной идентификации модели или погрешностей входных метеорологических характеристик. Проверка предлагаемой модели осуществлялась путем сопоставления наблюдаемых и рассчитанных гидрографов суммарного стока рек Оба (Уба) и Ульби (Ульба) за 1955...1982 гг. При расчете гидрографа стока в качестве входных характеристик, как отмечалось выше, использовались среднесуточные значения температуры воздуха и суточные суммы жидких осадков, измеренные на метеорологических станциях, расположенных в пределах бассейна. В качестве примера, на рисунках 4.2 – 4.5 показано сопоставление наблюдаемых гидрографов суммарного стока рек Оба (Уба) и Ульби (Ульба) и рассчитанных в процессе их непрерывного моделирования.

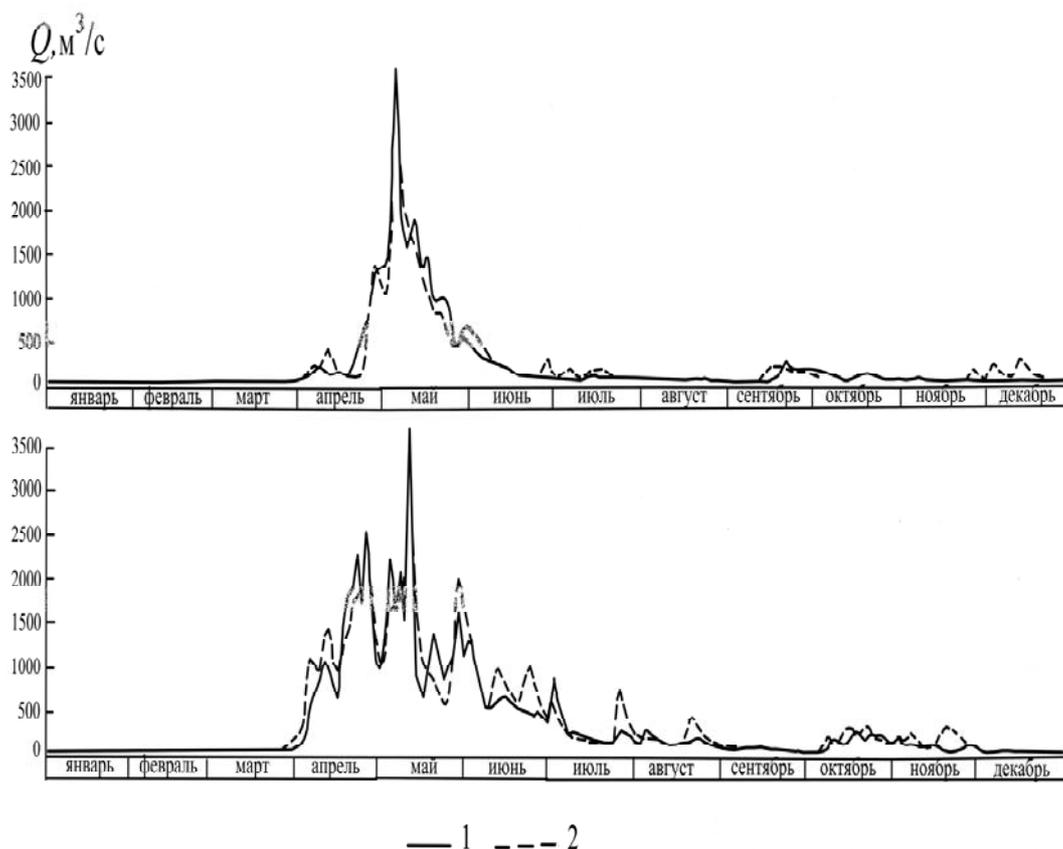


Рисунок 5.2 – Сопоставление ординат наблюдаемого и рассчитанного гидрографов суммарного бокового притока воды в Шульбинское водохранилище за 1955 г. (одноmodalный гидрограф) и 1973 г. (многоmodalный гидрограф)
 1 – наблюдаемый; 2 – рассчитанный.

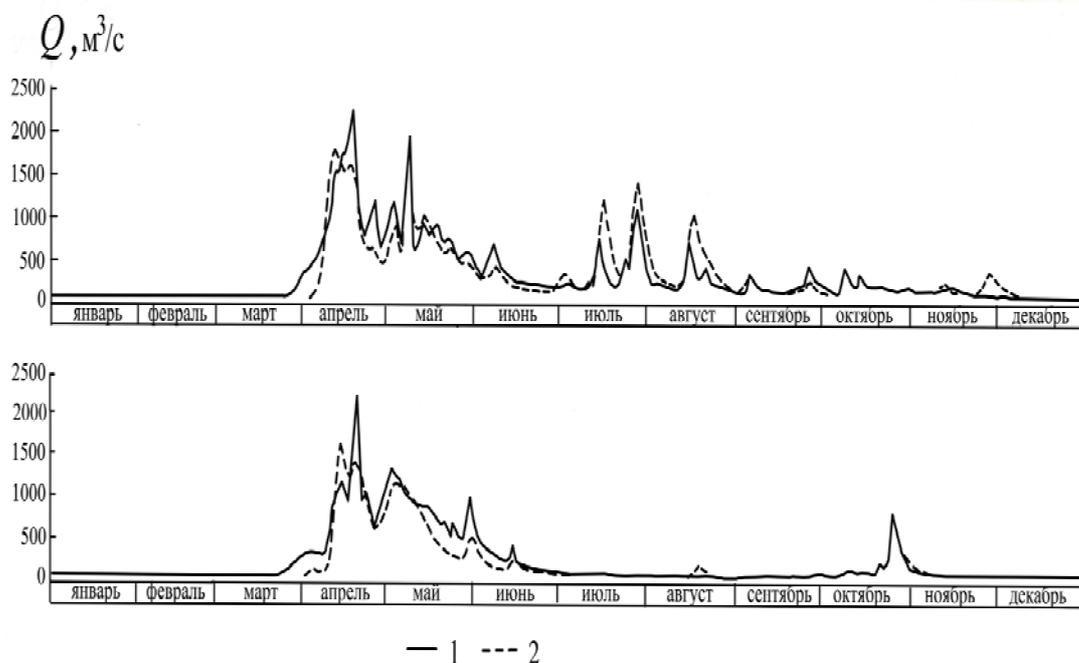


Рисунок 5.3 – Сопоставление ординат наблюдаемого и рассчитанного гидрографов суммарного бокового притока воды в Шульбинское водохранилище за 1961 г. и 1962 г.
 1 – наблюдаемый; 2 – рассчитанный.

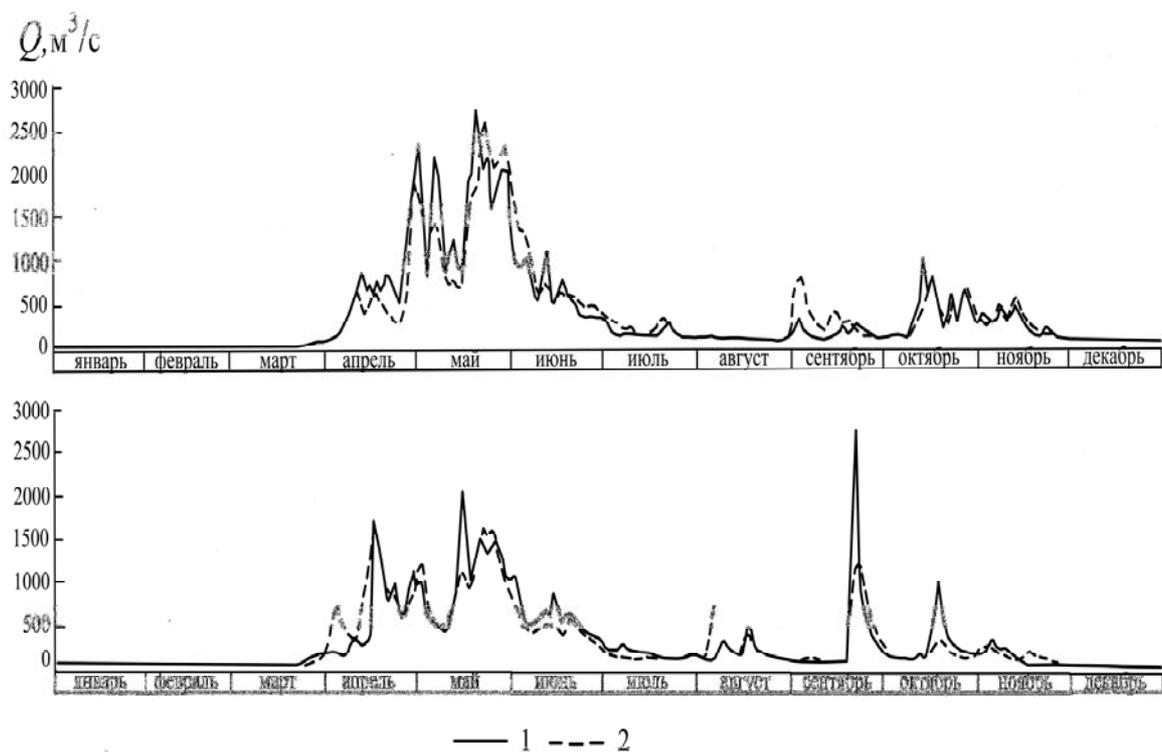


Рисунок 5.4 – Сопоставление ординат наблюдаемого и рассчитанного гидрографов суммарного бокового притока воды в Шульбинское водохранилище за 1969 г. и 1970 г.
1 – наблюдаемый; 2 – рассчитанный.

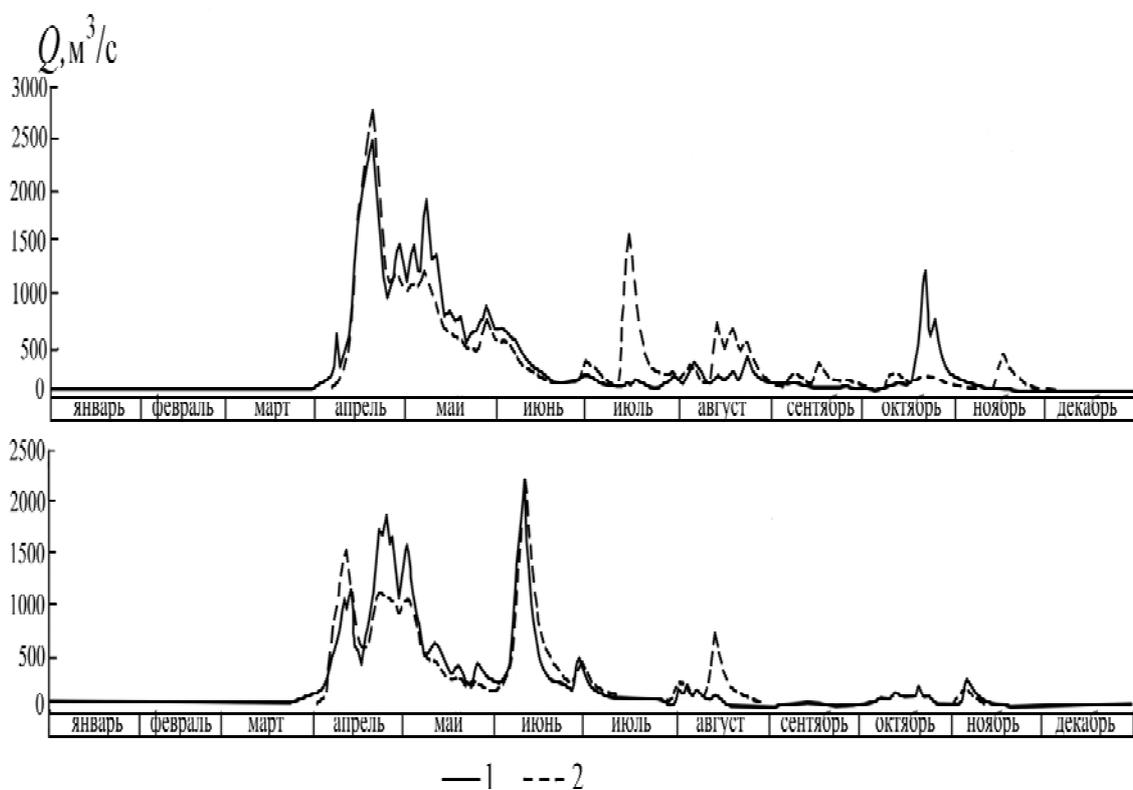


Рисунок 5.5 – Сопоставление ординат наблюдаемого и рассчитанного гидрографов суммарного бокового притока воды в Шульбинское водохранилище за 1977 г. и 1978 г.
1 – наблюдаемый; 2 – рассчитанный.

Кроме этого, на рисунках приведены гидрографы грунтового и почвенно-грунтового стока. Сопоставление показывает (рисунок 5.2), что предлагаемая модель с достаточной точностью описывает формирование как одномодальных (1955 г.), так и многомодальных гидрографов стока (1973 г.). Имеющиеся расхождения значений ординат наблюдаемых и рассчитанных гидрографов (рисунки 5.2 – 5.5) в основном обусловлены нерепрезентативностью наблюдений указанных метеорологических станций при выпадении жидких осадков. Результаты анализа наблюдаемых и рассчитанных гидрографов стока за период 1955...1982 гг. указывают на то, что предлагаемая модель достаточно детально описывает основные процессы формирования стока в горном бассейне.

Оценка точности моделирования производилась по величине $\frac{\Delta}{\sigma}$ и r , Δ – средне-квадратическая ошибка расчета суточных ординат гидрографа ($\text{м}^3/\text{с}$), σ – среднее квадратическое отклонение их значений от средних за весенне-летний период; r – коэффициент корреляции рассчитанных и фактических значений.

Моделирование ординат гидрографа стока с помощью предлагаемой модели в условиях ограниченной входной метеорологической информации может быть осуществлено с приемле-

мой точностью ($\frac{\Delta}{\sigma} = 0,43 \div 0,53$; $r = 0,85 \div 0,90$). При повышении надежности исходной (входной) информации (увеличении числа метеорологических станций относительно равномерно распределенных по высотным зонам бассейна до 5...6 пунктов) точность расчета гидрографа стока может быть существенно повышена.

В таблице 5.4 приведены результаты сопоставления значений стока за весенне-летний период, рассчитанных с помощью предлагаемой модели и фактических величин.

Таблица 5.4 – Сопоставление фактических Q и рассчитанных Q_p значений суммарного стока р. Оба (Уба) – с. Шемонаиха и р. Ульби (Ульба) – с. Ульби Перевалочная за весенне-летний период (апрель – сентябрь), $\text{м}^3/\text{с}$.

Год	Q	Q_p	$\frac{Q_p}{Q}, \%$	Год	Q	Q_p	$\frac{Q_p}{Q}, \%$
1955	65,9	57,8	-12	1969	102,0	91,0	-11
1956	74,3	83,5	12	1970	91,7	84,5	-8
1957	87,9	96,5	10	1971	114,0	105,0	-8
1958	135,0	97,8	-28	1972	91,3	104,0	14
1959	88,7	103,0	16	1973	118,0	113,0	-4
1960	86,3	116,0	35	1974	53,4	63,1	18
1961	83,4	81,8	-2	1975	92,9	95,5	3
1962	64,4	48,5	-25	1976	82,6	81,9	-1
1963	49,5	51,6	4	1977	99,9	76,3	-24
1964	70,9	44,7	-37	1978	73,9	69,2	-6
1965	62,8	71,6	14	1979	119,0	127,0	7
1966	131,0	121,0	-8	1980	62,1	65,6	6
1967	55,1	56,1	2	1981	62,2	65,1	5
1968	63,0	61,6	-2	1982	53,2	52,3	-2
				Среднее	83,4	81,6	-2,2

Это сопоставление показывает, что сток за весенне-летний период может быть восстановлен путем его моделирования с довольно высокой точностью: средняя квадратическая ошибка расчета его величин составляет $9 \text{ м}^3/\text{с}$, т.е. около 11 % средней величины стока. Отдельные су-

щественные отклонения (1958 г., 1960 г., 1964 г.), достигающие 28...37 %, как отмечалось выше, обусловлены погрешностями входной информации о величине жидких осадков. Коэффициент корреляции рассчитанных и наблюдаемых значений, определенный без учета трех указанных случаев, составляет $0,92 \pm 0,02$. Статистические параметры, определенные за 28-летний ряд наблюдений (1955...1982 гг.), составляют для наблюдаемых величин $\bar{Q} = 83,4 \text{ м}^3/\text{с}$, $\sigma = 23,3 \text{ м}^3/\text{с}$, $C_v = 0,28$; для рассчитанных значений $\bar{Q} = 81,6 \text{ м}^3/\text{с}$, $\sigma = 23,2 \text{ м}^3/\text{с}$, $C_v = 0,28$. Хорошее соответствие статистических параметров наблюдаемых и рассчитанных значений за весенне-летний период указывает на возможность использования модели для удлинения рядов гидрологических наблюдений и разработки методов гидрологических расчетов и прогнозов.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

При разработке концептуальных математических моделей обычно осуществляется описание только основных закономерностей исследуемых явлений. Это чаще всего обуславливается недостаточностью знаний об объекте, или невозможностью учесть все факторы его функционирования. В этих случаях детализация описания процессов, их копирование являются крайне нежелательными, т.к. часто приводят к недостаточно обозримым результатам. Такой подход позволяет представить информацию о рассматриваемых процессах в наиболее компактной форме, что хорошо согласуется с основными задачами и принципами кибернетического моделирования. Указанное обстоятельство, естественно, не исключает необходимости разработки более совершенных методов физико-математического описания природных явлений. Эти методы, кроме научной значимости, являются чрезвычайно полезными как при определении общей структуры концептуальных моделей (идентификация в широком смысле), так и при оценке их параметров (идентификация в узком смысле). В результате появляется возможность создания достаточно простых и обозримых моделей путем «концептуализации» сложных динамических систем.

В результате проведенных исследований автором была разработана концептуальная математическая модель формирования стока горных рек – КДМФОС-76 Б, которая используется в качестве основы при разработке краткосрочного, среднесрочного и долгосрочного прогнозирования водности горных рек. В дальнейшем в процессе идентификации модель была усовершенствована.

В модели речной бассейн представлен в виде трех последовательно соединенных регулирующих емкостей, расположенных одна над другой и отождествляемых с поверхностным, почвенно-грунтовым и грунтовым стокообразованием, а также емкости, характеризующей стокообразование в пределах гидрографической сети. Модель включает: описание отдельных элементарных воднобалансовых процессов (формирования снегозапасов и поступления воды на поверхность бассейна; изменения влагозапасов; промерзания и оттаивания почвогрунтов; суммарного испарения; поверхностного, почвенно-грунтового и грунтового стокообразования; формирования притока к русловой сети и гидрографа стока в замыкающем створе), т.е. состоит из нескольких частных моделей. В ее основу положены принципы, изложенные в работах А.Н. Важнова, В.Д. Комарова, Е.Г. Попова, Ю.М. Денисова, Ю.Б. Виноградова.

Особенностью модели, разработанной в КазНИГМИ, является то, что она позволяет даже при наличии ограниченной исходной информации моделировать сток с каждой высотной зоны, в том числе, с различных ландшафтных частей бассейна и склонов различной экспозиции. Параметры модели принимаются изменяющимися в зависимости от высоты местности, уклона и экспозиции горных склонов, характера подстилающей поверхности (открытой, залесенной, ледниковой и т.д.).

В модели формирования снегозапасов и поступления воды на поверхность бассейна учитываются термический режим, вид выпадающих атмосферных осадков, их пространственное изменение, динамика альбедо, плотности и водоудерживающей способности снежного покрова, покрытость снегом отдельных высотных зон, задержание осадков растительным покровом. В результате экспериментальных исследований по определению задержания осадков древесной растительностью, разработана модель этого процесса, позволяющая определять его величину по суточным и более коротким интервалам времени. Определены параметры для моделирования изменения температуры, влажности воздуха, осадков с высотой местности и внутри года.

В связи с недоучетом атмосферных осадков измерительными приборами в величины осадков вводятся суммарные поправки на смачивание, испарение, влияние скорости ветра. Расчет интенсивности снеготаяния производится с помощью температурных коэффициентов. При переходе от неледниковой зоны к ледниковой, учитывается температурный скачок – резкое уменьшение температуры воздуха, обусловленное наличием инверсионного слоя.

Модель изменения влагозапасов в почвогрунтах позволяет получать непосредственные характеристики увлажнения речных бассейнов, определяемые с помощью метода водного ба-

ланса. При этом динамика влагозапасов рассчитывается в зависимости от хода во времени атмосферных осадков и суммарного испарения с подстилающей поверхности. В свою очередь, расчет суммарного испарения основан на учете изменения осадков и интенсивности истощения влагозапасов в зоне активного влагообмена, связанного с колебаниями температуры воздуха, нестационарностью процесса транспирации растительного покрова в течение вегетационного периода и агрогидрологическими свойствами слагающих бассейн почвогрунтов. Исследовано влияние каменистости почвогрунтов, как правило, возрастающей с высотой местности на величину почвенно-гидрологических констант: полной и наименьшей влагоемкости, а также влажности завядания. Даны рекомендации по учету каменистости при определении этих констант в горных районах.

Моделирование глубин промерзания и оттаивания почвогрунтов основано на использовании зависимости этих характеристик от накопленных сумм отрицательных температур воздуха зимой и положительных в весенний период. При этом учитывается также влияние влажности почвогрунтов, высоты и плотности снежного покрова, поступление тепла с нижележащих слоев, солнечной радиации и талых вод.

Поверхностное стокообразование описывается разностью интенсивностей поступления воды на поверхность бассейна и ее инфильтрации в почву. Причем инфильтрация рассматривается как нестационарный процесс, поскольку на нее влияют промерзание и оттаивание почвогрунтов. Эта особенность модели реализуется с помощью инфильтрационного параметра, выраженного через его значение для талых почвогрунтов, относительные влагозапасы в метровом слое и разностью между текущей и начальной мощностью слоя промерзания. Дополнительно учитываются интенсивности заполнения емкости начальных потерь, инфильтрации из бессточных понижений и поступления почвенно-грунтовых вод на поверхность бассейна в результате переполнения второй регулирующей емкости. Иначе говоря, принимаются во внимание потери воды до начала поверхностного стокообразования и после его завершения, а также выхода почвенно-грунтовых вод на дневную поверхность. Определение этих потерь связано соответственно с расчетами дефицитов влажности верхнего слоя почвогрунтов, поверхностной емкости, определение выхода почвенно-грунтовых вод – с расчетами потенциального и реального почво-грунтового стокообразования.

Моделирование почвенно-грунтового стокообразования производится по разности интенсивности поступления воды во вторую регулирующую емкость из первой и инфильтрации из второй емкости в третью. Полученная таким образом величина почвенно-грунтового стокообразования является потенциальной. Реальное же почвенно-грунтовое стокообразование выражается через потенциальное и через текущий и максимальный дефициты гравитационной влаги во второй емкости.

Интенсивность грунтового стокообразования условно отождествляется с интенсивностью заполнения третьей регулирующей емкости. Она определяется как разность интенсивности инфильтрации из второй емкости в третью и интенсивности потерь влаги на наполнение статических запасов подземных вод или той части динамических запасов последних, которая не выклинивается в замыкающем створе.

Следующий этап моделирования формирования стока в бассейне связан с описанием процесса трансформации интенсивности стокообразования в гидрограф притока воды к гидрографической сети. В качестве приближенной характеристики притока к гидрографической сети принимается сток с элементарных бассейнов, склоновый сток которых концентрируется в одном хорошо выраженном русле. Площадь таких бассейнов может быть установлена в зависимости от густоты гидрографической сети.

Приток воды к гидрографической сети определяется с помощью моделей, разработанных на основе решения дифференциального уравнения изменения во времени динамических запасов воды в бассейне. Это изменение представляет собой разность интенсивности стокообразования и интенсивности притока воды к гидрографической сети, причем между динамическими запасами и притоком грунтовых вод, по данным гидрогеологических исследований, существует линейная зависимость, а для поверхностного притока, согласно имеющимся материалам на-

блюдений, она существенно нелинейная. Поэтому, в модели формирования стока, разработанной в КазНИГМИ, для трансформации интенсивности грунтового стокообразования в гидрограф притока к русловой сети принята линейная модель, для трансформации интенсивности поверхностного стокообразования в гидрограф поверхностного притока – нелинейная модель. Линейная зависимость между динамическими запасами воды в бассейне и притоком к гидрографической сети положена также в основу модели трансформации интенсивности почвенно-грунтового стокообразования в гидрограф притока почвенно-грунтовых вод.

Разработана двухобъемная модель элементарного процесса трансформации интенсивности притока воды к гидрографической сети в гидрограф стока. Эта модель учитывает переменное время добегания и запаздывание по сравнению с гидрографом притока к речной сети. Определены параметры алгоритмов случайного поиска и *ЛП* – поиска для использования при определении параметров модели с помощью методов оптимизации.

В связи с представлением речного бассейна в виде системы последовательно соединенных емкостей интенсивность стокообразования трансформируется в гидрограф притока к гидрографической сети отдельно для каждой емкости. Общий приток к гидрографической сети вычисляется путем суммирования его составляющих, а приток со всего бассейна определяется как сумма значений, рассчитанных для высотных зон.

Основными входными данными для моделирования гидрографа стока являются суточные суммы осадков и средние суточные температуры воздуха на метеорологических станциях, расположенных в пределах бассейна или вблизи от него.

Разработаны рекомендации по моделированию стока горных рек. Созданы программы реализации модели формирования стока на ЭВМ. Непосредственная компьютерная реализация модели осуществлялась Т.П. Строевой на языке ФОРТРАН и В.И. Ли на языке ПАСКАЛЬ.

Предлагаемая водно-балансовая модель впервые позволила осуществить непрерывное моделирование гидрографа стока горных рек по суточным интервалам времени. Она достаточно физически обоснована и рассчитана на использование ограниченной гидрометеорологической информации. Разработанная модель может быть использована для расчета и восстановления стока в слабоизученных и неизученных бассейнах, в качестве основы при разработке методов краткосрочных, среднесрочных и долгосрочных прогнозов водности горных рек, а также для оценки ресурсов поверхностных вод.

Как отмечалось выше, разработанная модель вначале была предназначена в качестве основы для прогнозирования водности горных рек. Однако, в дальнейшем, она была использована и для решения других задач.

В конце XX начале XXI века сток большинства рек оказался зарегулированным в результате строительства водохранилищ для целей энергетики и хозяйственного водоснабжения. Восстановление естественного стока, необходимого для оценки ежегодных ресурсов поверхностных вод, по зависимостям со стоком рек аналогов оказалось затруднительным или практически невозможным. В таких условиях восстановление естественного стока рек возможно только с помощью его моделирования по метеорологическим данным.

При современных и предстоящих естественных и антропогенных изменениях климата, модели формирования стока рек являются единственным инструментом оценки изменения водных ресурсов. При этом входными характеристиками модели формирования стока являются температура воздуха и атмосферные осадки, рассчитанные по глобальным и региональным моделям климата. В условиях изменения характера подстилающей поверхности водосборов, в частности, при деградации горного оледенения модели являются единственным источником оценки водных ресурсов.

СПИСОК ИСПОЛЬЗОВАННЫХ ИСТОЧНИКОВ

1. Денисов Ю.М. Схема расчета гидрографа стока горных рек. - М.: Гидрометеиздат, 1965. - 102 с.
2. Боровикова Л.Н., Денисов Ю.М. Модель поступления воды на поверхность горного бассейна и некоторые результаты ее проверки на бассейнах рек Западного Тянь-Шаня // Труды САНИИ. - 1970. - Вып. 52(67). - С. 3-20.
3. Боровикова Л.Н. Математическое моделирование процесса стока горных рек / Л.Н.Боровикова, Ю.М. Денисов, Е.Б.Трофимова, Н.Л. Шенцис. - Л.: Гидрометеиздат, 1972. - 151 с.
4. Соседов И.С. Методика территориальных воднобалансовых обобщений в горах. - М.: Наука, 1976. - 149 с.
5. Соседов И.С. Температурный и водный режим горных склонов / И.С.Соседов, Л.Н. Филатова, О.В. Киктенко и др. - Алма-Ата: Наука, 1983. - 92 с.
6. Соседов И.С. Водный баланс и водные ресурсы северного склона Джунгарского Алатау / И.С.Соседов., Л.Н. Филатова, О.В. Киктенко и др. - Алма-Ата: Наука, 1984. - 152 с.
7. Хотимский В. Выравнивание статистических рядов по методу наименьших квадратов (способ Чебышева). - М.: Госстатиздат, 1959. - 87 с.
8. Черкасов Г.А., Ермекбаев Т. Вертикальный градиент температуры воздуха на северном склоне Джунгарского Алатау в абляционный период // Снежные лавины и ледники Казахстана. - Алма-Ата, 1977.- С. 122-133.
9. Научно-прикладной справочник по климату СССР. Температура воздуха и почвы. - Л.: Гидрометеиздат, 1989. - Сер.3. - Кн.1.- Вып.18. -Ч.2. - 514 с.
10. Аэроклиматический справочник СССР. Основные аэроклиматические характеристики. Казахская ССР. - М.: Гидрометеиздат, 1957. - Вып.5. - 335 с.
11. Глазырин Г.Е. Фазовое состояние осадков в горах в зависимости от приземной температуры воздуха // Метеорология и гидрология. - 1970. -№ 1. - С. 30-34.
12. Ревякин В.С., Галахов В.П. Вещественный баланс ледников Алтая // Сборник. Вопросы горной гидрологии. - Алма-Ата, 1977. - С. 116-130.
13. Семенов В.А., Охинченко А.И. К вопросу учета твердых осадков // Труды КазНИГМИ. - 1961. - Вып. 16. - С. 87-92.
14. Голубев В.С. Оценка точности учета жидких осадков осадкомером Третьякова // Труды ГГИ. - 1962. - Вып. 95. - С. 15-24.
15. Судаков П.А. К вопросу об учете атмосферных осадков в высокогорных районах Заилийского Алатау // Гляциологические исследования в Казахстане. - 1965. - Вып. 5. - С. 34-44.
16. Шувахин Е.А. Об ошибках измерения жидких осадков в условиях Казахстана // Труды ГГО. - 1966. - Вып. 195. - С. 183-189.
17. Мансурова Е.П., Соседов И.С. Опыт оценки величины атмосферных осадков в горах Заилийского Алатау // Гидрофизические исследования в горных районах Казахстана. - Алма - Ата, 1969. - С. 3-18.
18. Литовченко А.Ф. Экспериментальное изучение элементов водного баланса горных водосборов. - Киев: Высшая школа, 1986. -186 с.
19. Струзер Л.Р. Основные недостатки и пути улучшения методов измерения атмосферных осадков // Труды ГГО. - 1965. - Вып. 175. - С. 120-133.
20. Браславский А.П., Чистяева С.П. Определение исправленных атмосферных осадков по методике ГГО // Труды КазНИИ. - 1979. - Вып. 65. - С. 3-94.

21. Научно-прикладной справочник по климату СССР. Влажность воздуха, атмосферные осадки, снежный покров. - Л.: Гидрометеиздат, 1989. - Сер.3. - Кн.2.- Вып.18. -Ч.4. - 440 с.
22. Голубцов В.В. О распределении вероятностей выпадения максимальных осадков по высотным зонам при различном положении нулевой изотермы // Труды САРНИГМИ. - 1972. - Вып. 1(82). - С. 70-98.
23. Голубцов В.В. Моделирование изменения температуры воздуха и атмосферных осадков с высотой местности. Гидрометеорология и экология. - 2001. - № 3-4. - С. 7-24.
24. Голубцов В.В. Моделирование изменения влажности воздуха с высотой местности. Гидрометеорология и экология. - 2002. - № 1. - С. 42-50.
25. Дубинский Г.П. Метеорология / Г.П. Дубинский, И.И. Гуральник, С.В. Мамиконова. - Л.: Гидрометеиздат, 1965. - 450 с.
26. Браславский А.П., Чистяев В.Б. Оценка температуры поверхности воды в испарителе с учетом обратной стратификации температуры в тонком поверхностном слое // Труды КазНИИ Госкомгидромета. - 1980. - Вып. 65. - С. 95-100.
27. Колесник П.И. Задержание атмосферных осадков растительным покровом // Метеорология, климатология и гидрология. - 1968. - Вып. 3. - С. 86-99.
28. Матвеев П.И. Задержание жидких осадков пологом елового леса в Тянь-Шане // Труды КиргЛОС. - 1965. - Вып. 4. - С. 55-63.
29. Молчанов А.А. Гидрологическая роль леса. - М.: Изд. АН СССР, 1960. - 454 с.
30. Таранков В.И. Задержание осадков на кронах в хвойно-широколиственных лесах Южного Приморья // Сообщения ДВ филиала СО АН СССР. - Владивосток, 1964. - Вып. 23. - С. 13-18.
31. Эйтинген Г.Р. Задержание осадков пологом леса // Лес и степь. - 1951. - № 8. - С. 62-71.
32. Булавко А.Г. Водный баланс речных водосборов (основные закономерности, методы расчета и проблемы преобразования). - Л.: Гидрометеиздат, 1971. - 304 с.
33. Китредж Д. Влияние леса на водный баланс водосборов. - Киев: Наукова Думка, 1968. - 456 с.
34. Слейгер Р. Водный режим растений. - М.: Мир, 1970. - 365 с.
35. Zinke P.Y. Forest interception studies in the United States // International Symposium on Forest Hydrology. - New York, 1967. - P. 151-159.
36. Литовченко А.Ф., Мочалов В.П. Перехват осадков травянистой и кустарниковой растительностью // География. - Алма-Ата, 1970. - Вып. 2. - С. 74-82.
37. Мочалов В.П., Литовченко А.Ф. О необходимости учета перехвата атмосферных осадков растительностью при проведении воднобалансовых исследований // Биология и география. - Алма-Ата, 1968. - Вып. V. - С. 230-236.
38. Цыгельная И.Д., Голубев Г.Н. Условия формирования склонового стока в лесо-лугостепном поясе северного склона хребта Терской Ала-Тоо. - Фрунзе: Изд. АН КиргССР, 1963. - 188 с.
39. Побережский Л.Н., Трофимов Г.Н. Перехват атмосферных осадков растительностью и его учет при воднобалансовых исследованиях // Труды САРНИГМИ. - 1972. - Вып. 62(77). - С. 46-53.
40. Федоров С.Ф., Рогоцкая Р.Е. О задержании жидких осадков пологом хвойного леса // Труды ГГИ. - 1971. - Вып. 198. - С. 142-153.
41. Линслей Р.К. Прикладная гидрология / Р.К. Линслей, М.А. Колер, Д.Л.Х. Паулюс. - Л.: Гидрометеиздат, 1962. - 760 с.

42. Бефани А.Н. Расчет задержания осадков растительностью // Сборник. Метеорология, климатология и гидрология. - Киев, 1975. - С. 97-104.
43. Leonard R.E. Albedo of intercepted snow // Mathematical Symposium on Forest Hydrology. - New York, 1967. - P. 991-995.
44. Grouse R.P. Methods of measuring and analyzing rainfall interception by grass // Bulletin of International Association of Scientific Hydrology. - 1966. - Vol. 2. - № 2. - P. 110-120.
45. Голубцов В.В., Ли В.И. О расчете задержания осадков растительным покровом // Труды КазНИГМИ. - 1975. - Вып. 48. - С. 65-69.
46. Голубцов В.В. Оценка параметров модели задержания осадков растительным покровом / В.В. Голубцов, В.И. Ли, Н.И.Ивкина // Труды КаНИГМИ. - 1989. - Вып. 104. - С. 9-13.
47. Rutter A.J. et. Al. A predictive model of rainfall interception in forest // Agric. Meteorol. - 1972. - P. 367-384.
48. Rutter A.J. A predictive model of rainfall interception forests // Agric. Meteorol. - 1971. - Vol. 9. - P. 103-106.
49. Кучмент Л.С. Модели процессов формирования речного стока. - Л.: Гидрометеиздат, 1980. - 44 с.
50. Horton R.E. Rainfall interception // Monthly Weather Rev. - 1919. - Vol. 47. - P. 399-417.
51. Голубцов В.В., Ли В.И. Схема расчета динамики баланса влаги зоны активного влагообмена горных бассейнов // Труды КазНИГМИ. - 1973. - Вып. 50. - С. 58-72.
52. Голубцов В.В. Определение задержания осадков растительным покровом. Гидрометеорология и экология. - 2001. - № 1-2. - С. 53-73.
53. Бубнов И.А. Военная топография / И.А. Бубнов, А.И. Кремп, А.К. Калинин, С.А. Шленников. - М.: Воениздат, 1964. - 350 с.
54. Браславский А.П. Прогнозы весеннего и зимнего стока и использование их в водохозяйственных расчетах // Труды первого совещания по регулированию стока. - М. -Л., 1946. - С. 192-198.
55. Кузьмин П.П. Формирование снежного покрова и методы его определения. - Л.: Гидрометеиздат, 1960. - 171 с.
56. Кузьмин П.П. Физические свойства снежного покрова. - Л.: Гидрометеиздат, 1957. - 160 с.
57. Кузьмин П.П. Процесс таяния снежного покрова. - Л.: Гидрометеиздат, 1961. - 345 с.
58. Глазырин Н.Е., Денисов Ю.М. Расчет средней по вертикали плотности снежного покрова // Метеорология и гидрология. - 1967. - № 9. - С. 56-62.
59. Трофимова Е.Б. Метод расчета отражающей способности снежного покрова // Труды САРНИГМИ. - 1970. - Вып. 52(67) . - С. 21-25
60. Чистяев В.Б. Модель расчета величины альbedo поверхности снего-фирно-ледяного покрова ледниково-моренного комплекса в период таяния // Труды КазНИГМИ. - 1977. - Вып. 58. - С. 88-95.
61. Голубцов В.В., Ли В.И. Использование альbedo при расчете снеготаяния по температуре воздуха // Труды КазНИГМИ. - 1987. - Вып. 97. - С. 19-24.
62. Гуревич А.Г. Интенсивность снеготаяния и водоотдачи из снега и методика их определения // Труды ГГИ. - 1948. - Вып. 6(60). - С. 7-13.
63. Ковзель А.Г. Исследования процессов формирования стока талых вод на малом водосборе // Труды ГГИ. - 1953. - Вып. 38(92). - С. 13-22.

64. Комаров В.Д. Весенний сток равнинных рек Европейской части СССР, условия его формирования и методы прогнозов. - Л.: Гидрометеиздат. - 1959. - 296 с.
65. Попов Е.Г. Вопросы теории и практики прогнозов речного стока. - М.: Гидрометеиздат, 1963. - 395 с.
66. Великанов М.А. Водный баланс суши. - М.: Гидрометеиздат, 1940. - 180 с.
67. Ажнов А.Н. Анализ и прогноз стока рек Кавказа. - М.: Гидрометеиздат, 1966. - 274 с.
68. Щеглова О.П. Питание рек Средней Азии. - Ташкент: Изд. СамГУ. - 1960. - 244 с.
69. Шульц В.Л. Реки Средней Азии. - Л.: Гидрометеиздат, 1965. - 691 с.
70. Шульц В.Л., Шалатова Л.И. Некоторые вопросы расчетов снеготаяния по температуре воздуха // ДАН УзССР. - 1953. - № 5. - С. 28-32.
71. Абальян Т.С. О расчетах талого стока горной реки с использованием коэффициента стаивания (по данным наблюдений в опытном высокогорном бассейне р. Варзоб) / Т.С. Абальян, А.В. Калачаев, В.П. Канушин // Труды ГМЦ СССР. - 1974. - Вып. 138. - С. 68-75.
72. Залиханов М.Н. Интенсивность, дружность и температурный коэффициент снеготаяния на Большом Кавказе // Труды ВГИ. - 1974. - Вып. 27. - С. 111-120.
73. Грани гидрологии / Под ред. Джона К. Родда. - Л.: Гидрометеиздат, 1980. - 448 с.
74. Мезенцев В.С., Корнацевич И.В. Увлажненность Западно-Сибирской равнины. - Л.: Гидрометеиздат, 1969. - 168 с.
75. Коновалов В.Г. Расчет и прогноз таяния ледников Средней Азии. - Л.: Гидрометеиздат, 1979. - 232 с.
76. Руководство по гидрологическим прогнозам. - Л.: Гидрометеиздат, 1963. - Вып. 4. - 292 с.
77. Жидиков А.П. Модели формирования весеннего стока и проблемы их применения для прогноза гидрографа половодья / А.П. Жидиков, А.Г. Левин, Н.С. Нечаева, Е.Г. Попов // Труды ГМЦ СССР. - 1972. - Вып. 81. - С. 33-45.
78. Шульц В.Л. Таяние снежников в горах Средней Азии. - Ташкент: Изд. АН УзССР, 1956. - 352 с.
79. Аполлов Б.А. Учение о реках. - М.: Изд. МГУ, 1952. - 522 с.
80. Кочелаба Е.И. Прогноз максимальных паводочных расходов по р. Уж у г. Ужгород по данным об осадках // Труды УкрНИГМИ. - 1971. - Вып. 120. - С. 11-23.
81. Павленко Г.В. Об учете оттепельности зим при расчете потерь талого стока на реках равнинной части бассейна р. Днестр // Труды УкрНИГМИ. - 1971. - Вып. 104. - С. 94 - 102.
82. Иверонова М.И. Испарение со снежного покрова на хребте Терской Алатау // География снежного покрова. - М., 1960. - С. 151-174.
83. Соседов И.С., Филатова Л.Н. Результаты наблюдений над испарением со снежного покрова в горах Заилийского Алатау // Метеорология и гидрология. - 1960. - № 8. - С. 33-36.
84. Семенов В.А. Испарение и конденсация снега в условиях Центрального Казахстана // Труды КазНИГМИ. - 1963. - Вып. 18. - С. 49-57.
85. Водный баланс Кустанайской области. - Л.: Гидрометеиздат, 1966. - 211 с.
86. Рылов С.П. Испарение снежного покрова в условиях полупустынной зоны Казахстана // Труды КазНИГМИ. - 1969. - Вып. 32. - С. 64-79.
87. Семенов В.А. Особенности методики и возможности расчета водного баланса бассейнов горных рек засушливой зоны // Труды КазНИГМИ. - 1973. - Вып. 50. - С. 20-48.

88. Чеботарев А.И. Гидрологический словарь. - Л.: Гидрометеиздат. - 1970. - 306 с.
89. Комаров В.Д. Гидрологический анализ и прогноз весеннего половодья равнинных рек. - М.-Л.: Гидрометеиздат. - 1955. - 296 с.
90. Комаров В.Д. Расчет гидрографа половодья небольших равнинных рек на основе данных об интенсивности снеготаяния / В.Д. Комаров, Т.Г. Макарова, Е.С. Синегуб // Труды Гидрометцентра СССР. - 1969. - Вып. 37. - С. 3-30.
91. Комаров В.Д. Модель формирования снежного покрова на поверхности горного бассейна / В.Д. Комаров, В.М. Мухин, А.Я. Полунин // Труды Гидрометцентра СССР. - 1976. - Вып. 163. - С. 38-57.
92. Ковзель А.Г. Опыт проектирования гидрографа весеннего стока для малого водосбора // Труды ГГИ. - 1951. - Вып. 31(85). - С. 13-22.
93. Северский И.В. Снежные лавины Заилийского и Джунгарского Алатау. - Алма-Ата: Наука, 1978. - 256 с.
94. Рылов С.П. Исследование вопросов снеготаяния в равнинном Казахстане // Труды КазНИГМИ. - 1970. - Вып. 41. - С. 49-61.
95. Глушков В.Г. Вопросы теории и методы гидрологических исследований. - М.: Гидрометеиздат, 1961. - 70 с.
96. Аполлов Б.А. Гидрологические прогнозы / Б.А. Аполлов, Г.П. Калинин, В.Д. Комаров. - Л.: Гидрометеиздат, 1960. - 419 с.
97. Виноградов Ю.Б. Вопросы гидрологии дождевых паводков на малых водосборах Средней Азии и Южного Казахстана // Труды КазНИГМИ. - 1967. - Вып. 28. - 262 с.
98. Калюжный И.Л., Павлова К.К. Формирование потерь малого стока. - Л.: Гидрометеиздат, 1981. - 160 с.
99. Литовченко А.Ф., Петропавлов Г.А. Результаты исследований суммарного испарения, транспирации и испаряемости на горных склонах в Заилийском Алатау // Вопросы гидрологии горных районов. - Алма-Ата, 1971. - С. 126-143.
100. Будаговский А.И. Испарение почвенной влаги. - М.: Наука, 1964. - 190 с.
101. Константинов А.Р. Испарение в природе.- Л.: Гидрометеиздат, 1968. - 532 с.
102. Харченко С.И. Гидрология орошаемых земель. - Л.: Гидрометеиздат, 1968. - 200 с.
103. Браславский А.П., Шергина К.Б. Потери воды на испарение из водохранилищ засушливой зоны Казахстана. - Алма-Ата: Наука, 1965. - 228 с.
104. Будыко М.И. Тепловой баланс земной поверхности. - Л.: Гидрометеиздат, 1956. - 255 с.
105. Будыко М.И. Испарение в естественных условиях. - Л.: Гидрометеиздат, 1948. - 273 с.
106. Lee C.H. Transpiration and Symposium Evaporation. - New York, 1967. - 164 p.
107. Thorntwaite C.W. Report of the Committee on Transpiration and evaporation. 1943-1944 // Trans. Americ. Geophys. Union. - 1945. - P. 915-926.
108. Thorntwaite C.W. an approach towards a rational classification of climate // Geogr. Rev. - 1948. - Vol. 38. - № 1. - P. 163-169.
109. Селянинов Г.Т. Методика сельскохозяйственной характеристики климата. Мировой агрометеорологический справочник. - Л.: Гидрометеиздат, 1937. - 325 с.
110. Haude W. Die Verteilung der potentielle Verdunstung in Ägypten // Erde. - Bd. XII. - H. 3/ - 1959. - P. 47-60.
111. Соседов И.С., Филатова Л.Н. Летнее суммарное испарение в среднегорном поясе Заилийского Алатау и влияние на него экспозиции склонов // Труды НИИ гидрогеологии и геофизики. - АН КазССР. - 1969. - Т. 2. - С. 20-27.

112. Цыценко К.В. Испарение с поверхности горного водосбора // Гляциологические исследования Тянь-Шаня. - Алма-Ата, 1965. - С. 10-30.
113. Цыценко К.В. Некоторые данные по суммарному испарению с поверхности горных водосборов // Сборник работ Фрунзенского ГМО. - 1968. - Вып. 2. - С. 18-34.
114. Константинов А.Р. Методы расчета испарения с сельскохозяйственных полей / А.Р. Константинов, Н.И. Астахова, А.А. Левенко. - Л.: Гидрометеиздат, 1971. - 124 с.
115. Келлер Р. Воды и водный баланс суши. Введение в гидрологию. - М.: Прогресс, 1965. - 435 с.
116. Браславский А.П., Шергина К.Б. К вопросу оценки потерь воды на испарение из водохранилища Бухтарминской ГЭС // Проблемы гидроэнергетики и водного хозяйства. - Алма-Ата, 1968. - Вып. 6. - С. 132-142.
117. Браславский А.П. Расчет испарения воды с поверхности горны водоемов. Материалы межведомственного совещания по проблеме изучения испарения с водной поверхности / А.П. Браславский, Б.А. Краскова, Л.Ф. Красова, С.Н. Нурғалиева. - Л.: Гидрометеиздат, 1969. - С. 218-221.
118. Мочалов В.П., Лаптев В.И. К вопросу о расчете испарения с поверхности воды в горных районах // Вопросы гидрологии горных районов. - Алма-Ата, 1971. - С. 158-172.
119. Соседов И.С., Филатова Л.Н. Зимнее испарение с почвы на южных склонах Заилийского Алатау // Вопросы гидрологии Казахстана. - Алма-Ата, 1963. - С. 3-16.
120. Шпак В.Г. Методика выделения основной зоны питания горных рек с учетом влияния ориентации склонов (на примере бассейна Чон-Кызыл-Су) // Материалы по геоморфологии и гидрологии Иссык-Кульской котловины. - Фрунзе, 1967. - С. 27-41.
121. Чуркин И.И. Испарение снега в условиях Целиноградской области // Метеорология и гидрология. - 1970. - № 5. - С. 90-94.
122. Галямин Е.П. Оптимизация оперативного распределения водных ресурсов в орошении. - Л.: Гидрометеиздат, 1981. - 272 с.
123. Аэроклиматические и водные ресурсы районов освоения целинных и залежных земель / Под ред. Ф.ф. Давитая. - Л.: Гидрометеиздат, 1955. - 550 с.
124. Кузник И.А. Суммарное испарение и расход грунтовых вод в Заволжье при неглубоком их залегании // Водные ресурсы. - 1978. - № 5. - С. 33-44.
125. Разумовская О.М. Относительные показатели процесса тепло и влагообеспеченности Восточного Казахстана // Научные Труды Омского СХИ. - 1975. - Т. 144. - С. 39-41.
126. Стефаненко Ю.В. Суммарное испарение на территории Центрального и Южного Казахстана // Труды КазНИГМИ. - 1973. - Вып. 50. - С. 118-125.
127. Паршин В.Н., Солов Н.С. Весенний сток в бассейне р. Дон и его предвычисление. - Л.: Гидрометеиздат, 1955. - 171 с.
128. Будаговский А.И. Зависимость испарения от метеорологических условий и влажности почвы // Вопросы орошения в низовьях Амударьи. - М., 1956. - С. 31-40.
129. Будаговский А.И. Зависимость испарения от влажности почвы // Суховеи, их происхождение и борьба с ними. - М., 1957. - С. 189-198.
130. Будаговский А.И., Лозинская Е.А. Теория суммарного испарения и ее приложение // Водные ресурсы. - 1976. - № 2. - С. 34-55.
131. Голубцов В.В. Определение испарения и запасов почвенной влаги в горных бассейнах // Труды КазНИГМИ. - 1973. - Вып 43. - С. 112-127.
132. Голубцов В.В., Ли В.И. Схема расчета динамики баланса влаги зоны активного влагообмена горных бассейнов // Труды IV Гидрологического съезда. - 1976. - Т. 6. - С. 145-152.

133. Мочалов В.П. Схема расчета начальных потерь дождевого стока на водосборах селевых очагов // Селевые потоки. - 1978. - № 3. - С. 116-123.
134. Соседов И.С., Северский И.В. К методике оценки водоаккумулирующей роли почвенно-грунтового покрова на северном склоне Заилийского Алатау // Труды НИИ гидрологии и геофизики АН КазССР. - 1968. - Т. 1. - С. 13-24.
135. Капотов А.А. О режиме влажности и влагозапасов в почвогрунтах зоны аэрации на водосборах ВНИГЛ // Труды ГГИ. - 1967. - Вып. 142. - С. 32-51.
136. Алпатьев А.М. Влагооборот культурных растений. - Л.: Гидрометеиздат, 1954. - 163 с.
137. Черкасов А.А. Мелиорация и сельскохозяйственное водоснабжение. - М.: Изд. Сельхозгиз. - 3-е издание. - 1950. - 159 с.
138. Черникова М.И., Кузьмина Л.Н. Агрогидрологические свойства почв Юго-Восточной части Западной Сибири: Справочник. - Л.: Гидрометеиздат, 1965. - 280 с.
139. Карбышева А.Д. Агрогидрологические свойства почв Казахской ССР: Справочник. - Алма-Ата: Наука. - 1964. - 391 с.
140. Почвы Казахской ССР. Алма-Атинская область. - Алма-Ата, 1962. - Вып. 4. - 436 с.
141. Почвы Казахской ССР. Чимкентская область. - Алма-Ата, 1969. - Вып. 12. - 445 с.
142. Вардугин В.Н. Основные физико-химические свойства селеформирующих грунтов и селевых отложений в бассейне р. Чемолган // Селевые потоки. - 1976. - № 1. - С. 25-34.
143. Литовченко А.Ф., Мочалов В.П. Полевые экспериментальные исследования потерь дождевых вод на фильтрацию в горах северного склона Заилийского Алатау. - Алма-Ата: ФОЛ УГМС КазССР. - 1964. - 195 с.
144. Соседов И.С. и др. Структура водного почвенно-грунтового покрова горных склонов в условиях северного склона Заилийского Алатау. - Алма-Ата: Наука, 1967. - 398 с.
145. Шпак В.Г., Михайлова В.И. Некоторые результаты изучения элементов водного баланса в бассейне р. Чон-Кызыл-Су // Вопросы водного хозяйства (Гидрология). - Фрунзе, 1965. - Вып 4. - С. 39-50.
146. Материалы наблюдений Алма-Атинской селестоковой станции. - Алма-Ата: ФОЛ Алма-Атинской ГМО. - Вып. 1-11. - 1958-1973.
147. Материалы наблюдений Западно-Казахстанской стоковой станции. - Алма-Ата: ФОЛ Алма-Атинской ГМО. - Вып. 1-14. - 1963-1972.
148. Одинец В.А. Исследование транспирации и возможности измерения суммарного испарения с поверхности горных водосборов // Труды КазНИГМИ. - 1973. - Вып. 50. - С. 140-152.
149. Рыбкина М.П. Расчет суммарного испарения с луговых поверхностей горных водосборов Юго-Восточного Казахстана / М.П. Рыбкина, И.И. Скоцеляс, В.А. Одинец // Труды КазНИГМИ. - 1973. - Вып. 50. - С. 107-117.
150. Авдеев В.Р., Федоров С.Ф. Определение испарения с малого полевого водосбора с помощью почвенных испарителей // Труды ГГИ. - 1971. - Вып. 198. - С. 75-93.
151. Болдырев В.М., Мазур Л.П. Исследование балансового уравнения изменчивости стока, осадков и испарения речных водосборов // Гидрометеорология в Казахстане. Изд. КазГУ, 1994. - С. 13-24.
152. Литовченко А.Ф. Режим и расчет увлажнения почвогрунтов в горах Заилийского Алатау // Вопросы гидрологии горных районов. - Алма-Ата, 1971. - С. 30-45.
153. Ильясов А.Т. Сток и водный баланс речных бассейнов Киргизии // Труды САНИГМИ. - 1969. - Вып. 43(58). - 296 с.

154. Михайлова В.И. Анализ формирования стока р. Чон-Кызыл-Су в связи с наблюдениями за водным балансом ее бассейна // Вопросы водного хозяйства. - Фрунзе, 1965. - С. 51-68.
155. Соседов И.С. Исследование гидрологических особенностей осыпей // Труды КазНИГМИ. - 1973. - Вып. 50. - С. 81-97.
156. Цыценко К.В. Некоторые данные по суммарному испарению с поверхности горных водосборов // Сб. Работ Фрунзенской гидрометеорологической обсерватории. - Ташкент, 1968. - Вып. 2. - С. 91-103.
157. Голубцов В.В. О расчете испарения с осыпей и скал // Труды КазНИГМИ. - 1975. - Вып. 48. - С. 26-29.
158. Шкадова А.К. Методы наблюдений и расчета глубины промерзания почв // Информационное письмо ГУГМС. - 1966. - № 15. - С. 85-94.
159. Шкадова А.К. Соотношение глубин нулевой изотермы и глубины промерзания почв // Труды ГГО. - 1973. - Вып. 303. - С. 83-92.
160. Павлов А.В. Теплообмен почвы с атмосферой в северных и умеренных широтах территории СССР. - Якутск: Наука. - 1975. - 304 с.
161. Достовалов Б.Н., Кудрявцев В.А. Общее мерзлотоведение. - М.: Изд. МГУ, 1967. - 404 с.
162. Вериго С.А., Разумова Н.А. Почвенная влага. - Л.: Гидрометеиздат, 1973. - 328 с.
163. Капотов А.А. Исследование водного режима почвогрунтов зоны аэрации, их промерзания, воднофизических и инфильтрационных свойств // Труды ГГИ. - 1969. - Вып. 176. - С. 70-103.
164. Капотов А.А. Влияние различных факторов на глубину и промерзание почвогрунтов на водосборах Северо-Запада ЕТС // Труды ГГИ. - 1968. - Вып. 152. - С. 79-93.
165. Прохоров И.И. Сезонное промерзание почвы в Казахстане // Труды КазНИГМИ. - 1955. - Вып. 10. - С. 93-118.
166. Прохоров И.И. О вычислении глубины промерзания почвы // Труды КазНИГМИ. - 1955. - Вып. 5. - С. 101-115.
167. Романенко В.А. Расчет глубины промерзания почвы по сумме отрицательных температур воздуха и высоте снега // Труды УкрНИГМИ. - 1960. - Вып. 24. - С. 27-31.
168. Стоценко А.В., Стоценко И.В. О высотном градиенте промерзания почвы // Труды ДВНИГМИ. - 1955. - Вып. 3. - С. 25-37.
169. Ткаченко Н.С., Тулина Л.П. К вопросу о глубине проникновения температуры 0⁰С в почву в условиях равнинного Казахстана // Труды КазНИГМИ. - 1977. - Вып. 63. - С. 47-61.
170. Голубев Г.Н. Формирование речного стока в горно-ледниковых районах. - М.: Наука, 1968. - 105 с.
171. Цыгельная И.Д., Голубев Г.Н. Промерзание почв на северном склоне хребта Терской Ала-Тоо (на примере бассейна р. Чон-Кызыл-Су) // Гляциологические исследования на Тянь-Шане. - Фрунзе, 1964. - Вып. 6. - С. 53-63.
172. Соколова Н.В. Анализ и расчет средних глубин промерзания почвы на водосборах // Труды ГГИ. - 1980. - Вып. 265. - С. 113-125.
173. Романова И.М. Расчет глубин промерзания болот низинного типа на примере Тарманского болотного массива // Метеорология и гидрология. - 1974. - № 9. - С. 103-106.
174. Романова И.М. Особенности промерзания бугристых болот южной части зоны многолетней мерзлоты // Метеорология и гидрология. - 1983. - № 2. - С. 90-95.
175. Серебрянская П.И. Промерзание и оттаивание почвогрунтов в центральной части Барабы // Почвоведение. - 1966. - № 9. - С. 556-563.

176. Глазырин Г.Е. Распределение и режим горных ледников. - Л.: Гидрометеиздат, 1985. - 179 с.
177. Гаель А.Г. Промерзание и оттаивание почвогрунтов в Северном Приарале // Почвоведение. - 1948. - № 7. - С. 428-444.
178. Горбунов А.П. Мерзлотные явления Тянь-Шаня // Труды КазНИГМИ. - 1970. - Вып. 80. - С. 122-131.
179. Горбунов А.П., Северский Э.В. Геокриологическая высотная поясность северного Тянь-Шаня // Криогенные явления Казахстана и Средней Азии. - Якутск: Изд. Института мерзлотоведения, 1969. - С. 67-83.
180. Сазонов В.А., Соседов И.С. О сезонном промерзании и его гидрологическом эффекте в условиях северного склона Заилийского Алатау // Гляциологические исследования в горных районах Казахстана. - Алма-Ата, 1969. - С. 94-100.
181. Северский Э.В. Влияние растительности на характер сезонного промерзания и протаивания в горах Заилийского Алатау // Криогенные явления высокогорий. - Новосибирск, 1978. - С. 73-85.
182. Северский И.В. Некоторые результаты исследований температурного режима и сезонного промерзания почвогрунтов в связи с оценкой условий лавинообразования в Заилийском Алатау / И.В. Северский, Э.В. Северский, А.Б. Кужбанов // Криогенные явления высокогорий. - Новосибирск, 1978.- С. 126-145.
183. Субботин А.И. Сток талых и дождевых вод (по экспериментальным данным). - М.: Гидрометеиздат. - 1966. - 376 с.
184. Хргиан А.Ф. Физика атмосферы. - М.: Гос. изд. Техничко-теоретической литературы. - 1953. - 456 с.
185. Голубцов В.В. О расчете глубины промерзания почвогрунтов // Труды КазНИГМИ. - 1975. - Вып. 48. - С. 30-35.
186. Голубцов В.В., Ли В.И. Расчет глубины промерзания и оттаивания почвогрунтов в речных бассейнах // Труды КазНИИ Госкомгидромета. - 1983. - Вып. 80. - С. 122-131.
187. Колосков П.И. Сезонная мерзлота почвы // Труды II всесоюзного географического съезда. - 1948. - Т. 2. - С 47-54.
188. Соколовский Д.Л. Речной сток. - Л.: Гидрометеиздат. - 1956. - 540 с.
189. Нежиховский Р.А. Русловая сеть бассейна и процесс формирования стока воды. - Л.: Гидрометеиздат. - 1971. - 476 с.
190. Протодяконов М.М. Теория стока поверхностных вод. - Гострансиздат, 1932. - 163 с.
191. Дубах А.Д. Пробегание талой воды по склонам и тальвегам // Метеорология и гидрология, №3. - 1941. - С. 54 - 68.
192. Алексеев Г. А. Расчеты паводочного стока рек СССР. - Л.: Гидрометеиздат, - 1955. - 198 с.
193. Бефани А.Н. Основы теории ливневого стока // Труды ОГМИ, 1949.- Ч. 1. - Вып. 4. - С. 39-175.
194. Бефани А.Н. Основы теории ливневого стока // Труды ОГМИ, 1958.- Ч. 2. - Вып. 14. - 310 с.
195. Бефани А.Н. Теоретическое обоснование методов исследования и расчета паводочного стока рек Дальнего Востока // Труды ДВНИГМИ. - 1966. - Вып. 22. - С. 124-215.

196. Ковзель А. Г. Добегание талых вод по поверхности малых водосборов // Труды ГГИ. - 1955. - Вып. 50 (104). - С. 148-167.
197. Харченко С.И. Исследование потерь и добегание талых вод // Труды ГГИ. - 1956. - Вып. 57(111). - С. 5-53.
198. Лалыкин Н. В. О расчете скоростей добегания // Труды ОГМИ. - 1958. - Вып. 15. - С. 73-87.
199. Иваненко А.Г. Исследование скоростей добегания паводков на реках Закарпатской области. // Труды ОГМИ. - 1961. - Вып. 24. - С. 48-51.
200. Гопченко Е.Д. О расчете скоростей руслового добегания на горных реках Северо-Востока СССР// Метеорология, климатология и гидрология. - Изд. Киевского университета, - 1969. - Вып. 5. - С. 213-217.
201. Голубцов В.В. О расчете скорости и времени добегания стока в горном бассейне // Труды КазНИГМИ. - 1970. - Вып. 36. - С. 110-126.
202. Богомолов А.И., Михайлов К.А. Гидравлика. - М.: Изд. литературы по строительству, - 1965. - 632 с.
203. Чертоусов М.Д. Гидравлика (Специальный курс). - М.-Л.: Госэнергоиздат, 1962. - Изд. 4-е. - 630 с.
204. Талмаза В.Ф. О коэффициентах групповой шероховатости Шези для горных рек Киргизии// Изв. АН Киргизской ССР. Сер. Естественных и технических наук. - 1962. – Том IV. - Вып. 5. - С. 51-62.
205. Рябов А.К. Показательные формулы для русел с высокой шероховатостью// Метеорология и гидрология.- 1974. -№ 5. - С. 102-104.
206. Желязников Г.В. Пропускная способность русел каналов и рек. - Л.: Гидрометеиздат, 1981. - 311 с.
207. Справочник по гидравлическим расчетам / Под ред. П.Г. Киселева. - М.-Л.: 1972. - 312 с.
208. Караушев А.В. Речная гидравлика. - Л.: Гидрометеиздат, 1969. - 416 с.
209. Великанов М.А. Гравитационная теория влекомых и взвешенных наносов// Труды Третьего всесоюзного гидрологического съезда. - 1960. - Т. V. - С. 104-117.
210. Евреинов В.Н. Гидравлика. - Л.-М.: Речиздат, 1947. - 740 с.
211. Срибный М.Ф. Формула средней скорости течения рек и их гидравлическая классификация по сопротивлению движению// Исследование и комплексное использование водных ресурсов. - 1960. - Изд. АН СССР. - С. 204-220.
212. Срибный М.Ф. Формула средних скоростей и сопротивление речных русел. - 1937.
213. Маккавеев В.М. Распределение продольных и поперечных скоростей в открытых потоках // Труды ГГИ - 1947.- Вып. 2 (56). - С 3-37.
214. Талмаза В.Ф. Об определении коэффициента шероховатости рек горно-предгорной зоны// Вопросы водного хозяйства. Киргизский НИИ водного хозяйства. - 1968. - Вып. 2 (гидротехника). - С. 63-68.
215. Чернов Ю.В. Некоторые закономерности равномерного движения жидкости в русловых потоках, влекущих наносы// Труды Института нефти АН КазССР. - 1956.- Том 1. - С. 100-113.

216. Шестакова Р.А. Упрощенные способы определения расходов воды на горных реках. Труды ГГИ. - 1962.- Вып. 98.- С. 147-164.
217. Чернов Ю.В., Топчевский Б.А. Об эмпирических формулах средней скорости движения жидкости в русловых потоках// Труды Института нефти АН КазССР.- 1956.- Том 1. - С. 76-87.
218. Шестакова Р.А. Определение расходов воды при высоких уровнях по уклону водной поверхности и коэффициенту C Шези // Труды ГГИ. - 1963. - Вып. 106. - С. 71-122.
219. Крошкин А.Н., Калиниченко Г.В. К вопросу транспортно-велекомых наносов на горных реках// Вопросы водного хозяйства (Гидротехника). - Кыргызстан. - Фрунзе, 1968. - С. 69-72.
220. Степанов Б.С., Степанова Т.С. Механика селей. - М. Гидрометеиздат, 1991. - 379 с.
221. Крошкин А.Н. О фракционном составе русловых отложений и велекомых наносов на горных реках // Вопросы водного хозяйства (Гидротехника). - Кыргызстан. - Фрунзе, 1968. - С. 73-88.
222. Мостков М.А. Прикладная гидромеханика. - М.-Л.: Госэнергоиздат, 1963. - 463 с.
223. Великанов М.А. Гидрология суши. - Л.: Гидрометеиздат, 1964. - 403 с.
224. Герасимов С. Проводимост на речните легла при хидрометричните станции в басейна на река Марица// Известия на института по хидрология и метеорология Българска академия на науките. - 1966. - Т. VIII. - С. 79-96.
225. Желязняков Г.В. Гидравлическое обоснование методов речной гидрометрии. - М. - Л.: Изд. АН СССР, 1950.- 164 с.
226. Никитина Л.С. О величинах коэффициента Кориолиса и Буссинеска в открытых безнапорных потоках // Вестник МГУ. География - 1972. - № 5. - С.91-94.
227. Сосоров М.П. О формулах для коэффициента Шези // Гидротехническое строительство. - 1960. - № 2. - С. 53-54.
228. Носов Н.М. Переходы через горные реки и селевые русла. - М.: Гостранстехиздат, 1938. - 147 с.
229. Смирнов И.П. Экспериментальные исследования основных элементов селевых паводков в природных условиях // Труды КазНИГМИ. - 1957. - Вып. 9. - С. 17-31.
230. Голубцов В.В. О гидравлическом сопротивлении и формуле для расчета средней скорости течения горных рек // Труды КазНИГМИ. - 1969. - Вып. 33. - С. 30-41.
231. Ничипорович А.А. Быстротоки // Гидротехнические сооружения / Под ред. Н.И. Анисимова. - М.: Гострансиздат, 1934. - Т. 1. - С. 76-103.
232. Герасимов С. Формула за средната скорост на дотичане на водата по планински и предпланински реки// Хидрология и метеорология - 1967. Год XVI. - Кн. 4. - С. 35-44.
233. Голубцов В.В. О расчете средней скорости турбулентных селевых потоков // Сборник работ Алма-Атинской ГМО. - 1969. - Вып. 4. - С. 163-167.
234. Руководство по организации и проведению работ по изучению селей на территории Республики Казахстан: Пр. РК 52. 604-98 // Казахское Государственное казенное предприятие / Разработчик Б. С. Степанов. - Алматы, 1998. - 143 с.
235. Руководство по изучению селевых потоков. - Л.: Гидрометеиздат, 1976. - 144 с.
236. Голубцов В.В. О расчете средней скорости полугорных и горных рек // Информационное письмо УГМС КазССР.- 1967.- № 7. Июль. - С. 1-5.

237. Херхеулидзе И.И. Скорости течения и русловые характеристики селевых потоков // Труды ЗакНИГМИ. - 1972. - Вып. 40(46). - С. 134-180.
238. Киренская Т.Л. Чемолган-78 / Т.Л. Киренская, Т.С. Степанова, Ф.Г. Балабаев // Селевые потоки. - 1980.- № 5. - С. 64-71.
239. Хонин Р.В. Третий эксперимент по искусственному воспроизведению грязекаменного потока / Р.В. Хонин, В.А. Керемкулов, В.П. Мочалов // Селевые потоки. - 1977.- № 2. - С. 57-63.
240. Пеньяэррера дель Агила К. Лавинный поток в Ранраирка (Перу) 10.01.1962 г. Доклад на международном семинаре ООН по противопаводковым мероприятиям. - Тбилиси: ГрузНИГиМ, 1969. – 7 с.
241. Виноградов Ю.Б. О соотношении транспортных и гравитационных сил при движении селевых потоков // Селевые потоки. - 1977.- № 2. - С. 48-50.
242. Айвазян О.М. К расчету коэффициента Дарси открытых потоков// Труды МГМИ. Гидравлика, исследование водной энергии. - 1977.- Т. 52. - С. 57-64.
243. Рябов А.К. Предельные значения чисел Фруда для горных и предгорных рек// Метеорология и гидрология. - 1972. - № 5. - С. 104-107.
244. Голубцов В.В. Гидравлические сопротивления и расчет средней скорости течения полугорных и горных потоков // Гидрометеорология и экология. - 2000. - № 3-4. - Алматы. - С. 59-83.
245. Зудина Н.И. О двух режимах гидравлических сопротивлений рек горно-предгорной зоны // Труды САНИГМИ. - 1970. - Вып. 54 (69). - С. 105 -112.
246. Форхгеймер Ф. Гидравлика. - М.-Л. Главная редакция энергетической литературы, 1935. - 615 с.
247. Зудина Н.И. О виде формулы для расчета коэффициента Шези на участке рек горно-предгорной зоны // Труды САРНИГМИ. - 1973. - Вып. 3 (84). - С. 127-138.
248. Киренская Т. Л. Селевой поток в бассейне р. Большая Алматинка 19 августа 1975 г. / Т.Л. Киренская, Б.С. Степанов, Р.В. Хонин // Селевые потоки. - 1977. - №2. - С. 115 -119.
249. Рухадзе Н.В. К определению скоростей течения паводков и селевых потоков при проектировании селезащитных и селепропускных сооружений// Труды ЗакНИГМИ, 1984. - Вып. 83 (90). - С. 60-66.
250. Гавришина Л.Н. Исследование кинематики селевого потока с применением кинометода // Селевые потоки . - 1980. - № 5. - С. 72-77.
251. Виноградов Ю.Б. Искусственное воспроизведение селевых потоков на экспериментальном полигоне в бассейне р. Чемолган // Селевые потоки. - 1976. – № 1. - С. 3-7.
252. Rickenmann D. Empirical Relationships for Debris flows. Manuscript submitted to «Natural Hazards» September. - 1998. - P. 42
253. Гастунский А.Н. Гидрология Средней Азии. - Ташкент: Изд. «УКИТУВЧИ», 1969. - 328с.
254. Голубцов В.В. Классификация русел полугорных и горных потоков по величине коэффициента шероховатости // Гидрометеорология и экология. - 2001. - № 1-2. - С. 87-101.
255. Литовченко А.Ф., Мочалов В.П. Полевые экспериментальные исследования потерь дождевых вод на инфильтрацию в горах северного склона Заилийского Алатау. - Алма-Ата, 1964. - 195 с.

256. Виноградов Ю.Б. Формирование поверхностного стока // Изв. Академии Наук Уз СССР. Сер. техн. наук. - 1960. - Вып. 1. - С. 57-67.
257. Коновалов В.Г. Таяние и сток с ледников в бассейнах рек Средней Азии. - Л.: Гидрометеиздат, 1985. - 238 с.
258. Залесский Ф.В. Анализ формирования дождевых паводков в условиях вечной мерзлоты (на примере крайнего Северо-Востока СССР) //Международный симпозиум по паводкам и их расчетам. - Л.: Гидрометеиздат, 1969. - С. 318-327.
259. Справочное руководство гидрогеолога. Издание второе, исправленное и дополненное / Под ред. В.М. Максимова. - Л.: «Недра», 1967. -Т. 1. - 592с.
- 260 Вольфцун И.Б. О суммарной продолжительности добегания стока при формировании смешанных «поверхностно-грунтовых» и дождевых паводков на малых водотоках // Труды ГГИ, 1968. - Вып. 152. - С. 66-71.
- 261 Голубцов В.В. О построении математической модели формирования стока в горном бассейне // Труды КазНИГМИ. - 1975. - Вып. 48. - С. 3-25.
- 262 Голубцов В.В. Моделирование стока горных рек в условиях ограниченной информации // Труды КазНИИ Госкомгидромета. - 1985. - Вып. 91. - С. 3-18.
- 263 Голубцов В.В. Математическое моделирование процессов стока горных рек в условиях ограниченной информации / В.В. Голубцов, В.И. Ли, Т.П. Строева // Труды V Всесоюзного гидрологического съезда. Теория и методы гидрологических расчетов. -Л.: Гидрометеиздат, 1989. -Т. 6. - С. 374-382.
- 264 Литовченко А.Ф. Инфильтрационные свойства почвогрунтов северного склона Заилийского Алатау // Вопросы гидрологи горных районов. - Алма-Ата, 1971. - С. 82-112.
- 265 Мочалов В.П. Расчет потерь на инфильтрацию по данным дождевания в Заилийском Алатау // Материалы совещания по вопросам экспериментального изучения стока и водного баланса речных водосборов. - Валдай, 1965. - С. 194-201.
- 266 Голубцов В.В. Определение потерь воды до начала стокообразования и на спаде гидрографа притока к русловой сети // Труды КазНИИ Госкомгидромета. - 1983. - Вып. 91. - С. 36-43.
- 267 Голубцов В.В. Определение интенсивности стокообразования при заполнении поверхностной емкости и регулировании воды на водосборе // Труды КазНИИ Госкомгидромета. - 1983. - Вып. 80. - С. 44-54.
- 268 Качинский М.А. Замерзание, размерзание и влажность почв в зимний сезон в лесу и на полевых участках // Труды НИИ почвоведения. - 1927. - С. 46-59.
- 269 Филиппова А.К. Условия инфильтрации талой воды в период оттаивания почвы // Труды ГГИ. - 1950. - Вып. 24(78). - С. 133-152.
- 270 Филиппова А.К. Просачивание талых вод в почву в период снеготаяния // Труды ГГИ. - 1952. - Вып. 48(102). - С. 113-145.
- 271 Комаров В.Д., Макарова Т.Т. Исследование глубины промерзания почвы и других факторов на талый сток рек степной и лесостепной зон // Метеорология и гидрология. - 1972. - № 8. - С. 67-74.
- 272 Комаров В.Д., Макарова Т.Т. О влиянии льдистости, температуры и глубины промерзания почвы на инфильтрацию талых вод в бассейне // Труды Гидрометцентра СССР. - 1973. - Вып. 113. - С. 76-85.
- 273 Комаров В.Д. Долгосрочный прогноз весеннего стока рек черноземной зоны Европейской части СССР на основе территориально общих зависимостей. - Л.: Гидрометеиздат, 1955. - 73 с.
- 274 Заводчиков А.Б. Потери талых вод на инфильтрацию на водосборах в период снеготаяния

- в Северном Казахстане // Метеорология и гидрология. - 1963. - № 3. - С. 39-43.
- 275 Иванов В.И. К вопросу и фильтрации воды в мерзлых грунтах // Материалы по лабораторным исследованиям мерзлых грунтов. - 1957. - № 3. - С. 73-95.
- 276 Капотов А.А. Лабораторные исследования водопропускной способности мерзлых и талых почвогрунтов (по материалам мерзлотной лаборатории ВНИГЛ) // Труды ГГИ. - 1972. - Вып. 194. - С. 22-45.
- 277 Степанов Л.Н. Водопроницаемость мерзлых почв. ВКИ // Вопросы гидрологической физики. - Л., № 957. - С. 41-63.
- 278 Паршин В.Н. Территориально общий метод прогноза стока - основы гидрологического обслуживания сельского хозяйства // Метеорология и гидрология. - 1965. - № 12. - С. 3-10.
- 279 Будаговский А.И. Впитывание талых вод в почву // Формирование ресурсов вод суши. - М., 1972. - С. 54-85.
- 280 Голицына Е.Ф. и др. Исследование тепловых свойств почв бассейна р. Дон для оценки потерь талых вод на инфильтрацию в мерзлую почву // Труды ГГИ. - 1972. - Вып. 194. - С. 3-21.
- 281 Гуртовая Е.Е. Некоторые особенности процессов промерзания и оттаивания почвогрунтов в горных условиях // География снежного покрова. - М., 1968. - 105 с.
- 282 Голубцов В.В. Об изменении инфильтрационного параметра при промерзании и оттаивании почвогрунтов // Труды КазНИИ Госкомгидромета. - 1983. - Вып. 91. - С. 21-35.
- 283 Апполов Б.А. Курс гидрологических прогнозов / Б.А. Апполов, Г.П. Калинин, В.Д. Комаров. - Л.: Гидрометеиздат, 1974. - 419 с.
- 284 Вольфцун И.Б. Расчеты элементов баланса грунтовых вод. - Л.: Гидрометеиздат, 1972. - 272 с.
- 285 Крестовский О.И. Водный баланс небольших бассейнов в период половодья // Труды ГГИ. - 1965. - Вып. 95. - С. 101-156.
- 286 Бефани А.Н. Прогнозирование дождевых паводков на основе территориально общих зависимостей. - М.: Гидрометеиздат, 1977. - 182 с.
- 287 Виноградов Ю.Б. Некоторые вопросы формирования селевых потоков и методика их расчета // Труды КазНИГМИ. - 1969. - Вып. 33. - С. 5-29.
- 288 Виноградов Ю.Б. Модели процессов селеформирования // Труды КазНИГМИ. - 1971. - Вып. 51. - С. 26-44.
- 289 Гарцман И.Н., Лыло В.М. Процессы формирования дождевых паводков // Труды ДВНИГМИ. - 1970. - Вып. 31. - С. 3-40.
- 290 Денисов В.М., Денисов Ю.М. Теоретическая схема расчета гидрографа талых вод горных рек // Труды САНИИ. - 1961. - № 5. - С. 49-60.
- 291 Голубцов В.В. О характере зависимости притока воды к русловой сети от ее динамических запасов в элементарных бассейнах // Селевые потоки. - 1985. - № 9. - С. 92-96.
- 292 Калинин Г.П., Милоков П.И. Приближенный расчет неустановившегося движения водных масс // Труды ЦИП. - 1958. - Вып. 66. - 72 с.
- 293 Тленбеков О.К. О математическом моделировании водного баланса оттока оросительных вод и рисовых полей // Труды КазНИИ Госкомгидромета. - 1980. - Вып. 55. - С. 56-64.
- 294 Грушевский М.С. Волны попусков и паводков в реках. - Л.: Гидрометеиздат, 1969. - 367 с.
- 295 Пикуш Н.В. Простейший способ расчета трансформации паводочной волны // Труды УкрНИГМИ. - 1971. - Вып. 104. - С. 94-102.

- 296 Чертыкин Е.М. Статистические методы прогнозирования. - М.: Статистика, 1977. - 200 с.
- 297 Кучмент Л.С. Математическое моделирование речного стока. - Л.: Гидрометеоздат, 1972. - 191 с.
- 298 Фельдбаум А.А., Бутковский А.Г. Методы теории автоматического управления. - М.: Наука, 1971. - 743 с.
- 299 Теория автоматического регулирования / Под ред. В.В. Солодовникова. - М.: Машиностроение, 1967. - 769 с.
- 300 Голубцов В.В. Моделирование процесса формирования стока в горно-ледниковом бассейне / В.В. Голубцов, В.И. Ли, Т.П. Строева // Гидрометеорология и экология. - 1996. - №3. - С. 88-95.
- 301 Голубцов В.В. Определение поступления воды на поверхность ледниковой части горного бассейна / В.В. Голубцов, В.И. Ли, Т.П. Строева // Гидрометеорология и экология. - 1996. - №2. - С. 126-132.
- 302 Голубцов В.В., Ли В.И. Горноледниковый бассейн: моделирование гидрографа речного стока // Гидрометеорология и экология. - № 2. - 2002. - С. 39- 45.
- 303 Макаревич К. Г. Ледники Туюксу (Северный Тянь-Шань) / К.Г. Макаревич, Е.М. Вилесов, Р.Г. Голубева и др. -Л.: Гидрометеоздат, 1984. - 172 с.
- 304 Материалы наблюдений на горно-ледниковых бассейнах СССР. - Вып. 1, 1964 - 1969. - Л.: Гидрометеоздат, 1980. - 210 с.
- 305 Макаревич К. Г. Оледенение Заилийского Алатау / К.Г. Макаревич, Н.Н. Пальгов, Г.А. Токмагамбетов и др. - М.: Наука, 1969. - 285 с.
- 306 Расстригин Л.А. Статистические методы поиска. - М.: Наука, 1968. - 376 с.
- 307 Соболев И.М. Многомерные интегралы и метод Монте-карло // Докл. АН СССР. - М. - 1957. - Вып. 114(4). - С. 706-709.
- 308 Соболев И.М. О распределении точек в кубе и сетках интегрирования // Успехи математических наук. - 1966. - Вып. 21(5). - С. 271-272.
- 309 Соболев И.М. Многомерные квадратурные формулы и функции Хаара. - М.: Наука, 1969. - 288 с.
- 310 Соболев И.М. Численные методы Монте-карло. - М.: Наука, 1973. - 312 с.
- 311 Соболев И.М., Статников Р.Б. ЛП-поиск и задачи оптимального конструирования // Проблемы случайного поиска. - Рига, 1972. - С. 117-135.
- 312 Соболев И.М., Статников Р.Б. Выбор оптимальных параметров в задачах со многими критериями. - М.: Наука, 1981. - 110 с.
- 313 Соболев И.М., Статников Р.Б. Наилучшие решения - где их искать. - М.: Наука, 1982. - 64 с.
- 314 Голенко Д.И. Моделирование и статистический анализ псевдослучайных чисел на электронных вычислительных машинах. - М.: Наука, 1965. - 228 с.
- 315 Демиденко Б.З. Линейная и нелинейная регрессия. - М.: Финансы и статистика, 1981. - 302 с.
- 316 Эшби У.Р. Конструкция мозга. - М.: Иностранная литература, 1962. - 398 с.
- 317 Растринин Л.А. Случайный поиск. - М.: Знание, 1979. - 64 с.
- 318 Калинин Ю.С. Случайный спуск для функций с дискретно изменяющимися аргументами / Ю.С. Калинин, А.Л. Лифшиц, Э.А. Мальц // Алгоритмы и программы случайного поиска. - Рига, 1969. - С. 25-41.

- 319 Шкворцов В.В., Орленко Н.Н. Программа статистической оптимизации методом случайного спуска с переменным шагом // Алгоритмы и программы случайного поиска. - Рига, 1969. - С. 65-76.
- 320 Рипа К.К. Покоординатное обучение при случайном поиске // Алгоритмы и программы случайного поиска. - Рига, 1969. - С. 79-84.
- 321 Севриткин К.П. Стандартная программа оптимизации многопараметрических систем методом случайного поиска // Алгоритмы и программы случайного поиска. - Рига, 1969. - С. 85-95.
- 322 Рипа К.К. Непрерывное самообучение случайного поиска // Алгоритмы и программы случайного поиска. - Рига, 1969. - С. 97-102.
- 323 Медведев Г.А., Рыжаков А.П. О применении алгоритмов случайного поиска в системах автоматической оптимизации // Задачи статистической оптимизации. - Рига, 1971. - С. 81-92.
- 324 Калинин Ю.С., Лифшиц А.Л. О некоторых модификациях глобального статистического поиска по направляющей сфере // Задачи статистической оптимизации. - Рига, 1971. - С. 197-202.
- 325 Карманов В.Г. Математическое программирование. - М.: Наука, 1975. - 272 с.
- 326 Растрингин Л.А. Адаптация случайного поиска / Л.А. Растрингин, К.К. Рипа, Г.С. Тарасенко. - Рига, 1978. - 261 с.
- 327 Батенко А.П. Сравнение метода сопряженных градиентов с методом случайного поиска // Проблемы случайного поиска. - Рига, 1980. - С. 271-274.
- 328 Васильев Ф.П. Численные методы решения экстремальных задач. - М.: Наука, 1980. - 518 с.

ОГЛАВЛЕНИЕ

ПРЕДИСЛОВИЕ	5
ВВЕДЕНИЕ	7
1 МОДЕЛИРОВАНИЕ ПРОЦЕССОВ ФОРМИРОВАНИЯ СНЕГОЗАПАСОВ И ПОСТУПЛЕНИЯ ВОДЫ НА ПОВЕРХНОСТЬ БАСЕЙНА	13
1.1 Моделирование изменения метеорологических элементов с высотой местности	13
1.2 Определение количества осадков, задержанных растительным покровом	31
1.3 Моделирование изменений плотности, альбедо и водоудерживающей способности снежного покрова	46
1.4 Расчет интенсивности таяния снега и льда	54
1.5 Моделирование процессов формирования снегозапасов и поступления воды на поверхность бассейна	59
2 МОДЕЛИРОВАНИЕ ПРОЦЕССОВ ИСПАРЕНИЯ, ИЗМЕНЕНИЯ ВЛАГОЗАПАСОВ И ПРОМЕРЗАНИЯ ПОЧВОГРУНТОВ	68
2.1 Определение максимально возможного испарения	68
2.2 Моделирование процессов испарения и изменения влагозапасов почвогрунтов	79
2.3 Расчет испарения с осыпей и скал	95
2.4 Моделирование процесса промерзания и оттаивания почвогрунтов	99
3 ОПРЕДЕЛЕНИЕ СКОРОСТИ И ВРЕМЕНИ ДОБЕГАНИЯ СТОКА В ГОРНЫХ БАСЕЙНАХ	112
3.1 Гидравлические сопротивления и расчет средней скорости течения полугорных и горных потоков	112
3.2 Классификация русел полугорных и горных потоков по величине коэффициента шероховатости	128
3.3 Расчет скорости и времени добегания речного стока	135
3.4 Определение скорости и времени добегания склонового стока	142
4 МОДЕЛИРОВАНИЕ СТОКА ГОРНЫХ РЕК	149
4.1 Расчет интенсивности поверхностного, почвенно-грунтового и грунтового стокообразования	149
4.2 Изменение инфильтрационного параметра при промерзании и оттаивании почвогрунтов	154
4.3 Определение интенсивности стокообразования при заполнении поверхностной емкости и регулировании воды на водосборе	159
4.4 Определение потерь воды до начала стокообразования и после его завершения	164
4.5 Моделирование процесса трансформации интенсивности стокообразования в гидрограф стока	168
4.6 Моделирование процесса формирования стока в горно-ледниковом бассейне	186
5 ОПРЕДЕЛЕНИЕ ОПТИМАЛЬНЫХ ЗНАЧЕНИЙ ПАРАМЕТРОВ МОДЕЛИ	191
5.1 Зондирование пространства параметров модели с помощью ЛП – поиска	191
5.2 Оптимизация параметров модели с помощью случайного поиска	200
5.3 Идентификация модели формирования стока	206
ЗАКЛЮЧЕНИЕ	212
СПИСОК ИСПОЛЬЗОВАННЫХ ИСТОЧНИКОВ	215

Научное издание

ВСЕВОЛОД ВИКТОРОВИЧ ГОЛУБЦОВ

**МОДЕЛИРОВАНИЕ СТОКА ГОРНЫХ РЕК
В УСЛОВИЯХ ОГРАНИЧЕННОЙ ИНФОРМАЦИИ**

Редактор В.И. Ли

Технический редактор Т.Г. Горкунова

Верстка на компьютере Т.Г. Горкунова

Подписано к печати 10.11.2010.
Формат А4. Бумага офсетная 80гр/м³.
Печать офсетная. Тираж 300 экз.

Отпечатано в типографии ИДЕАЛ–ИС 2009
Республика Казахстан
г. Астана, мкр. 4, дом 28
тел.: 8 (7172) 36 81 58