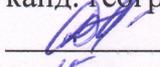


Министерство образования и науки Российской Федерации
НАЦИОНАЛЬНЫЙ ИССЛЕДОВАТЕЛЬСКИЙ
ТОМСКИЙ ГОСУДАРСТВЕННЫЙ УНИВЕРСИТЕТ (НИ ТГУ)
Геолого-географический факультет
Кафедра гидрологии

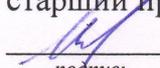
ДОПУСТИТЬ К ЗАЩИТЕ В ГЭК
Руководитель ООП
канд. геогр. наук, доцент
 Д. А. Вершинин
« 15 » июня 2016 г.

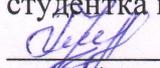
ВЫПУСКНАЯ КВАЛИФИКАЦИОННАЯ РАБОТА БАКАЛАВРА

МАТЕМАТИЧЕСКОЕ МОДЕЛИРОВАНИЕ ГИДРОГРАФА ВЕСЕННЕГО ПОЛОВОДЬЯ
РЕКИ КЛЮЧ – ПОС. ПОЛЫНЯНКА

по основной образовательной программе подготовки бакалавров
направление подготовки 05.03.04 - Гидрометеорология

Трубицына Виктория Николаевна

Руководитель ВКР
старший преподаватель
 Н. Г. Инишев
подпись
« 15 » июня 2016 г.

Автор работы
студентка группы № 02205
 В. Н. Трубицына
подпись

АННОТАЦИЯ

В работе представлены результаты применения математической модели расчета гидрографа весеннего половодья на заболоченном водосборе по методу Д.А. Буракова. Предложены ее модификации, учитывающие ландшафтные особенности процессов, протекающих на поверхности водосбора и в его русловой сети. На примере р. Ключ показана работоспособность модели.

ОГЛАВЛЕНИЕ

| | |
|--|----|
| Введение | 4 |
| 1. Физико-географическая характеристика речного бассейна р. Ключ | 6 |
| 1.1. Географическое положение | 6 |
| 1.2. Климат | 7 |
| 1.3. Геологическое строение | 7 |
| 1.4. Геоморфологические условия и рельеф | 8 |
| 1.5. Почвы и растительность | 11 |
| 1.6. Гидрологические условия | 13 |
| 1.7. Внутриводный режим | 14 |
| 2. Математические модели формирования весеннего половодья на заболоченных территориях | 17 |
| 2.1. Факторы формирования гидрографа весеннего половодья | 17 |
| 2.2. Снежный покров и его характеристики | 18 |
| 2.3. Снеготаяние, водоотдача и приток в гидрографическую сеть | 23 |
| 2.4. Расчет водоотдачи из снежного покрова | 25 |
| 2.5. Математические модели гидрографов половодий и паводков | 31 |
| 2.5.1. Модель ГГИ | 31 |
| 2.5.2. Математическая модель Гидрометцентра СССР | 33 |
| 2.5.3. Математическая модель формирования талогого дождевого стока И.В. Бельчикова | 38 |
| 2.5.4. Европейская модель | 40 |
| 2.5.5. Модель HBV | 42 |
| 2.5.6. Расчет гидрографа реки за период половодья по модели Д.А. Буракова | 44 |
| 3. Математическая модель гидрографа р.Ключ - пос. Польшнянка | 51 |
| 3.1. Объект исследования | 51 |
| 3.2. Исходные данные | 54 |
| 3.3. Подготовительные работы для расчета гидрографа весеннего половодья р. Ключ по математической модели Д.А. Буракова | 55 |
| 3.4. Математическая модель гидрографа весеннего половодья | 56 |
| ЗАКЛЮЧЕНИЕ | 63 |
| СПИСОК ИСПОЛЬЗОВАННОЙ ЛИТЕРАТУРЫ | 64 |
| ПРИЛОЖЕНИЕ А. Морфометрические характеристики площадей линий стекания (расчетных участков) бассейна р. Ключ | 66 |
| ПРИЛОЖЕНИЕ Б. Оптимальные параметры модели за характерные периоды | 68 |
| ПРИЛОЖЕНИЕ В. Рассчитанные и фактические гидрографы весеннего половодья р. Ключ - пос. Польшнянка | 73 |

ВВЕДЕНИЕ

Математическая модель – математические и логические соотношения, с помощью которых устанавливаются количественные связи между характеристиками стока и характеристиками стокообразующих факторов.

Математическое моделирование процессов формирования речного стока образует базовый исследовательский и инженерный инструментарий современной гидрологии. Оно в принципе способно решать традиционные и многие новые задачи гидрологии. Но в первую очередь, это изучение процессов формирования стока с помощью модели. Количество различных моделей стока исчисляется многими десятками – от простейших точечных до распределенных, с сотнями пространственных элементов и десятками параметров в каждом. Но все они основаны на описании физических процессов формирования стока.

Актуальность

Каждый год накапливается разное количество снега, почва обладает разной водопроницаемостью, с разной интенсивностью протекает таяние снежного покрова. Река Ключ является репрезентативным бассейном при изучении природных процессов в пределах Васюганского болота. Весеннее половодье р. Ключ составляет 90 % от годового, Изучение условий формирования весеннего половодья и их проверка на математических моделях позволит использовать полученные данные для целей гидрологических прогнозов и решения экологических задач.

Целью дипломной работы является создание математической модели гидрографа весеннего половодья с учетом ландшафтных особенностей малого водосбора р. Ключ – пос. Польшанка, с использованием стандартной гидрометеорологической информации.

Для реализации поставленной цели решались следующие задачи:

1. Изучение ландшафтных особенностей водосбора на основе космоснимка, выделение однородных типов ландшафтов по условиям формирования стока.

2. Уточнение площади водосбора и направления линий стекания
3. Сбор необходимых материалов (Запасов воды в снеге, сумма суточных осадков за период половодья, среднесуточной температуры, показателя осеннего увлажнения, ежедневных расходов воды)
4. Построение гидрографов весеннего половодья р. Ключ – пос. Польшнянка за период 1974 – 1998 гг.
5. Выбрать модель и выполнить по ней расчеты гидрографа весеннего половодья с определением оптимальных параметров.

При выполнении работы были использованы:

- ГИС технологии программы SMS 9.2,
- Программа расчета гидрографа весеннего половодья с учетом процессов происходящих на поверхности водосбора и в его русловой сети «trans.df»

Исходными данными в работе принимались ежедневные расходы воды за период весеннего половодья с 1974 по 1998 гг., значения метеорологических величин, таких как среднесуточная температура и количество выпавших осадков за период с 1.03 по 30.06, данные о снежном покрове (запас воды в снежном покрове, продолжительность снеготаяния и сроки схода снега) по одному пункту к исследуемому бассейну р. Ключ.

1. Физико-географические характеристики речного бассейна р. Ключ

1.1. Географическое положение

Водосбор р. Ключ практически полностью представлен болотной экосистемой (БЭС) Васюганского болота. Васюганье относится к южной доли Западно-Сибирской равнины, разместившейся между Обью и Иртышом, на юге равномерно переходит в Барабинскую степь, площадью – 5 269 437 га. Расположилось оно меж 55°40'-58°60' СШ и меж 75°30'-83°30' ВД. Протяженность с запада на восток наибольшая – 573.0 км и с севера на юг около 320 км. Васюганское болото разместилось практически в равных долях по обеим сторонам границы Новосибирской и Томской областей, очень небольшой площадью заходит на северо-запад Омской области [5].

Васюганское болото занимает самую высокую часть Западно-Сибирской низменности (Васюганское плато) и размещается в двух природных подзонах: южно-таежной и лесостепной. Своеобразные природно-геохимические условия сформировали здесь большое разнообразие растительности, типов торфяной залежи и слагающих их торфов [6].

1.2. Климат

Климат исследуемой территории континентальный. Средняя годовая температура воздуха 1.6 С°. Средняя годовая температура наиболее теплого месяца (июль) составляет +16.8 С°, самого холодного (январь) -20 С°. Абсолютный минимум -51.3 С°, абсолютный максимум +36.1 С°. Переход среднесуточной температуры воздуха через 0 С° весной наблюдается в среднем 16 апреля, осенью – 17 октября.

Район расположен в зоне избыточного увлажнения. Годовое количество атмосферных осадков составляет 469-506 мм; за теплый период выпадает 329-375 мм, что составляет 70% годовой суммы [6].

Устойчивый снежный покров образуется в третьей декаде октября. Средняя высота снежного покрова на открытых участках составляет 40-60 см, на защищенных 80 см. Разрушение устойчивого снежного покрова начинается во второй-третьей декадах апреля. Период со снежным покровом составляет в среднем 175 дней. Отложения болот представлены торфом, их возраст не превышает 10 тыс. лет. В основании озерно-болотные отложения имеют слой мощностью до 0,8 м сильно илистой темно-серой гумуссированной глины, иногда содержащей раковины пресноводных моллюсков. Мощность отложений меняется от 0,5 до 4 м в центральной части [6].

Геологическое строение

Левый берег р. Оби в пределах Томской области, где расположено Васюганское является частью Западно-Сибирской складчатой системы, представленной Томь-Колыванской складчатой зоной. Породы слагающие данную зону обнажаются в окрестностях г. Томска, а к северу они уходят под мезозойско-кайнозойский чехол на значительную глубину.

Строение мезозойско-кайнозойского чехла. В результате медленного опускания фундамента, продолжавшегося в течении мезозоя и кайнозоя, расчлененный горный его рельеф оказался погребенным под мощным чехлом рыхлых осадочных пород. Последние сносились с единовременно поднимающихся соседних гор и заполняли впадины фундамента, нивелируя его поверхность. Мощность чехла на территории Васюганье достигает 2-2,5 км. Осадочные породы чехла имеют ритмичное строение. Каждый ритм (или осадочное строение), снизу сложен континентальными породами, а сверху – морскими или прибрежно-морскими преимущественно глинистыми породами.

Ритмичность осадков вызвана тектоническими движениями земной коры, которые периодически повторяются во времени.

Постепенное ослабление колебательных движений и тектоническое прогибание плиты способствовало формированию заболоченных равнин, сложенных озерными, болотными и озерно-аллювиальными осадками – глинами и алевритами с прослоями и пачками песков. Это свойственно для северо-восточных отрогов Васюганского болота, где располагается бассейн исследуемой нами р. Ключ [5].

1.4. Геоморфологические условия и рельеф

Геоморфологическое районирование болотных ландшафтов в зоне выпуклых олиготрофных (сфагновых) болот, который по большей части характерен для р. Ключ, выделено 9 районов. Самый крупный район этой зоны Обь-Иртышский - делится на Демьяно-Васюганский и Тартас-Иртышский подрайоны.

Демьяно-Васюганский расположен в центральной части района, в нем сосредоточены наиболее крупные олиготрофные болотные системы, расположены они на водосборах I порядка, и отдельными языками заходят на водоразделы рек II порядка. Сюда относится и весомая часть Васюганского болота. Тартас-Иртышский подрайон располагается южнее остальных, он является самым заболоченным и обводненным. Заболоченность его достигает до 45 %. Тут же есть сильнообводненные эвтрофные и мезотрофные топи, которые занимают 27 % площади болот.

В орографическом и геоморфологическом отношении Васюганское болото располагается большей частью на Васюганской наклонной равнине. По своему происхождению это – пластово-аккумулятивная наклонная субгоризонтальная равнина. Последняя является гетерогенной морфоструктурой с разнообразным структурно-тектоническим планом, тут выделяются и положительные (Средневасюганский, Парабельский своды и др.), и отрицательные структуры

(Нюрольская, Бокчарская впадины и др.). В неогенплейстоцене они образовали целостную общую морфоструктуру. Абсолютные отметки Васюганской наклонной равнины колеблются в пределах от 116 до 146 м. Максимальная отметка расположена в пределах р. Бакчар. Интенсивность расчленения рельефа в баллах преимущественно до 20, местами до 30; горизонтальная до 0,6 км/м², а глубина расчленения – до 10 м.

Болота развиты приблизительно на всех тектонических структурах Западно-Сибирской равнины. В области тектонического поднятия находится самая большая и основная система Васюганского болота. Кажется парадоксальным наличие низинных гипново-осоковых болот, очень обводненных в самой высокой части водораздела, отметка тут достигает 146 м. Т.е. тектонические движения не привели к осушению болота, а лишь изменили его гипсометрическое положение. Возможно, что эти болота были образовывались на уже существующей возвышенности, которая изобилует блюдцеобразными понижениями, которые и послужили очагами заболачивания.

Ход развития болот в большой степени определяется рельефом ложа. Т.е. рельеф торфяной залежи является predetermined. К примеру, болота которые образовались в крупных замкнутых или полузамкнутых котловинах или на месте озер, будут развиваться по центрально-олиготрофному типу, который свойственен для простых болотных массивов. В вытянутых эрозионных понижениях водоразделов, на поверхности молодых трасс, в долинах рек болотообразование идет по периферически-олиготрофному типу. Развитие болот в обоих случаях определяется геоморфологическими особенностями.

При центрально-олиготрофном типе развития болотных массивов выделяется семь стадий. На первых, происходит заполнение котловин торфом, и выравнивание поверхности. После чего, поверхность болота становится выпуклой (III, IV, и V стадии), возникает обращенный рельеф. Выпуклая вершина образуется на месте самой глубокой части котловины. На последних стадиях (VI и VII) рельеф простых болотных массивов в их центральной части становится плоско – выпуклым, с обилием вторичных озер и мочажин.

Образование последних связано с уменьшением уклонов и постоянно застойным переувлажнением этой части массива, где создаются неблагоприятные условия для развития растительного покрова, который деградирует. Торфонакопление почти прекращается или идет медленнее, чем на периферии.

Рельеф простых болотных массивов на последних стадиях развития характеризуется хорошо выраженными склонами с грядово-мочажинным комплексом и плоской центральной частью с озерами и мочажинами.

Слияние простых болотных массивов в сложные системы происходит на разных стадиях развития. Сложные системы ряда болот Васюганья образовались преимущественно на ранних стадиях развития массивов. Например, болота на Бкчар-Иксинском междуречье имеет мощность порядка 3 м. но представляет единую систему. На болотах Васюганья с более мощными торфяниками, понижения в рельефе их дна заполнены обычно осоково-древесными и сфагново-пушицевыми торфами, мощность которых не превышает 1-2,5 м. Остальная толща (7-8 м) – однородный по составу сфагновый торф, говорит о том, что данная болотная система долгое время развивалась как единое целое.

По данным Н.Я. Каца [3], торфяники Васюганья перешли в олиготрофную стадию развития еще в бореальном периоде голоцена, раньше, чем торфяные болота европейской части России.

В процессе развития болот одновременно преобразуется рельеф равнин. Васюганское болото же имеет исключительную равнинность, осложненную микрорельефами рельефа – сочетание грив с межгривными понижениями и бесчисленное количество западин разных площадей и глубин, разбросанных по равнине. Монотонность рельефа равнины нарушается лишь своеобразными микро и мезоформами поверхности торфяных залежей [6].

Прилегающая местность р. Ключ представляет собой всхолмленную заболоченную равнину с абсолютными отметками 100-146 м. Выделяют два типа рельефа первого порядка: эрозионно-аккумулятивный (пойма и тертья надпойменная терраса р. Бакчар) и эрозионный (древняя озерно-аллювиальная среднечетвертичная равнина и ее склон).

Отложения болот представлены торфом, возраст которого не превышает 10 тыс. лет; подстилаются водонепроницаемыми глинами Ширтинского и Тозовского объединенных горизонтов.

1.5. Почвы и растительность

По почвенно-географическому районированию Г.В. Добровольского исследуемая территория входит в состав Западно-Сибирской провинции южно-таежной подзоны. Особенность географии почв района исследования проявляется в резкой контрастности почвенного покрова приречных дренированных участков и заболоченного плоского междуречья (р. Бакчар – р. Икса).

Исследуемый район располагается на автоморфных почвах, которые характеризуются рядом особенностей. Они проявляются в карбонатности почвообразующих пород, наличии признаков глееватости в нижней части профиля, сохранности реликтовых почв в виде вторых гумусовых горизонтов. Повсеместное проявление глееватости за счет почвенно-грунтовой верховодки обусловлено климатическими особенностями региона (большое количество осадков, длительный холодный период, глубокое промерзание и медленное оттаивание почв), а также тяжелым механическим составом водоупорных горизонтов. Основная часть территории занята дерново-глеевыми почвами разной степени увлажнения и болотными почвами. Наличие вторых гумусовых горизонтов и оглеения в профиле почв, своеобразие химического состава свидетельствует об их сложной и длительной эволюции [6].

Согласно строению торфяной залежи олиготрофного болота на котором располагается бассейн р. Ключ (это объясняется наличием сосново-кустарничково-сфагновый биогеоценоз), заболачивание шло постепенно со сменой всех стадий развития болот. В результате чего сформировалась торфяная залежь мощностью в среднем около 2,7 м. В процессе развития болотного

массива результатом его взаимодействия с окружающими минеральными территориями стало постепенное увеличение грунтовых вод и их заболачивание.

Река Ключ пересекает последовательно все характерные типы болотной местности: поле, лиственный лес, осоковый кочкарник с мелким березняком, переходное хвойно-березовое болото, сосново-кустарничково-сфагновые сообщества, высокий рям (высота сосен составляет 10-12 м), мелкий рям (высота сосен – 1-1,5 м), проточная топь (галья), грядово-мочажинный и грядово-озерковый комплексы. Господствующими ландшафтами являются леса приречного склона болота.

Сосново-кустарничково-сфагновые (их группы – рямы) фитоценозы занимают наиболее выпуклые центральные участки болота, чередуясь с грядово-озерковыми и грядово-мочажинными, создавая мозаичный рисунок поверхности Васюганского болота.

Грядово-мочажинные комплексы имеют форму длинных полос (от нескольких десятков до нескольких сотен метров ширины), расходящихся радиальными рядами от центральных частей болот по направлению к окраинам. Так как форма гряд и соотношение между площадью гряд и мочажин в значительной степени находятся в тесной зависимости от уклонов (с уменьшением уклона площади мочажин увеличивается), следовательно, на нашей равнинной реке преобладает данная форма. Мочажины имеют слабо вытянутую форму без строгой ориентировки по рельефу. Обводненность мочажин низкая. Вода стоит в среднем на 10-15 см ниже мохового покрова. Гряды же наоборот сильно обводнены, имеют ширину 3-10 м, иногда 10-15 м, высота гряд 0.5-0.8 м. нередко гряды, сливаясь образуют островки, занятые сосново-кустарничково-сфагновыми фитоценозами.

Озера, грядово-озерковых комплексов занимают центральную часть крупных мочажин. Они имеют вытянутую или округлую форму, береговая линия сильно изрезана. Глубина воды 0.8-1.3 м, дно торфянистое [5].

1.6. Гидрологические условия

Все реки, протекающие по Васюганскому болоту, относятся к двум бассейнам – Оби и Иртыша. От основного вала Обь-Иртышского водораздела в северо-восточном и юго-западном направлениях отходит густая сеть рек, впадающих в Обь и Иртыш, от которых отходят ветви притоков второго, третьего и т.д. порядков. На водоразделах всех притоков располагаются торфяные месторождения, которые являются отрогами Васюганского болота. На Васюганском болоте сформировалась особая болотная гидрографическая сеть, включающая в себя топи, внутриболотные озера, ручьи и речки. По всей территории Васюганского болота разбросаны озера различной величины, конфигурации и глубины. Р. Ключ располагается на северо-восточном отроге Васюганского болота в междуречье рек Бакчар-Икса, является правым притоком реки Бакчар (левобережье р. Оби). Площадь водосбора 59 км².

Так как водосбор р. Ключ практически полностью представлен болотной экосистемой (БЭС) Васюганского болота, следовательно, основным источником питания этого водотока являются болотные воды отрогов этого болота. Поэтому гидрологический режим р. Ключ зависит от водообмена между болотом и окружающей её территорией. Так как р. Ключ является внутриболотным водотоком, она берёт своё начало из нескольких топей. В верховье водотока русло внутризалежное и обнаруживаются по поверхностному стоку на топиях и по цепочке открытых "окон" воды. Ниже русло открытое, извилистое, долины и пойма речки в пределах болот не выражена и прослеживаются только с выходом их на суходол, т.е. устьевую часть. Русло врезано в толщу суглинков и глин на глубину 20 - 25 м. при впадении в р. Бакчар. Через такие внутриболотные водотоки осуществляется отвод основного количества поверхностных вод с болотных систем в дренирующие их реки. Несколько меньшая часть болотных вод приходится на диффузный сток, т.е. на фильтрационный поток непосредственно в прилегающие суходолы. Именно диффузный сток создает благоприятные условия для процесса заболачивания прилегающих суходольных

территорий и разрастания болотных массивов. В целом заболоченность бассейна р. Ключ составляет около 70 %. Истоки реки расположены на периферии верхового болотного массива. Длина безрусловых склонов по линиям отекания от истоков р. Ключ до водораздела достигает 2,5-6,0 км [5].

1.7. Внутриводный режим

Водный режим БЭС оказывает влияние на уровенный и водный режим р. Ключ в целом. Согласно исследованиям К.Е. Иванова сток с болот начинает формироваться после подъема уровня грунтовых вод к верхним горизонтам деятельного слоя, характеризующихся высокими значениями коэффициента фильтрации, которые во много раз превышают возможные интенсивности водоотдачи из снега и выпадения жидких осадков. Это приводит к тому, что в начальный период таяния снега вся талая вода расходуется на наполнение влагозапаса торфяной залежи и подъема уровня болотных вод (УБВ) на склонах верхового болотного массива и его периферии. После подъема УБВ начинается формироваться существенный сток. Талая вода с открытого болота, вследствие позднего таяния снега, частично расходуется на насыщение снега и верхнего горизонта, а остальная часть поступает в русловую сеть. Отсюда следует, что на режим стока в период снеготаяния существенное влияние оказывает уровень грунтово-болотных вод перед началом таяния снега [5, 6].

Частое увлажнение «болотной» и «лесной» волн половодья часто приводит к формированию многомодального гидрографа половодья. Наибольшая интенсивность подъема уровней в период половодья составляет 0,4 м/сут. Пойма затапливается на 30-40 дне. Спад половодья происходит постепенно с наибольшей интенсивностью 0,3 м/сут, наименьшей – 0,1 м/сут и заканчивается в о второй половине июня – начале июля. Сток за период половодья в среднем равен 82 мм.

Рассмотрим динамику УБВ р. Ключ, так как это является основным элементом в формировании стока реки. После схода снега в формировании стока

принимают участие грунтово-болотные воды, накопленные еще в период выпадения дождей. Между стоком р. Ключ и уровнем болотных вод в этот период проявляется тесная связь. Общая продолжительность подъема УБВ весной составляет 5-35 дней и зависит от хода температуры воздуха и выпадения атмосферных осадков.

В целом можно выделить две волны половодья с разными условиями формирования:

первая волна половодья происходит вследствие более раннего таяния снега на открытых участках болота и полевых участках водосбора. Т.е. основная масса воды поступает за счет снеготаяния с болотного массива.

Далее наблюдается незначительное понижение уровней. Начиная с середины мая происходит постепенное увеличение температуры воздуха, что способствует процессу оттаивания торфяной залежи.

- вторая волна половодья является следствием начала оттаивания снега с лесных массивов и более позднего добега талых и дождевых вод с грядово-мочажинных комплексов.

После этого момента начинается постепенный спад уровней, в связи с низкой температуро-проводимостью и высокой теплоемкостью торфяной залежи постепенное оттаивание продолжается еще примерно около месяца, в среднем около 2 см в день, а в периоды без дождей – до 5 см/сут. Так, к середине июля наличие мерзлого слоя отмечается только в отдельных затененных местах. При этом влажность торфа в поверхностном слое составляет около 85-95 %. В этот период сток р. Ключ определяется фильтрационными свойствами деятельного слоя торфяной залежи, который на исследуемом олиготрофном болоте достигает глубины на отдельных участках 0,2 – 0,6 м. В этом слое наблюдается самая высокая пористость и водопроницаемость. Коэффициент фильтрации деятельного слоя не выходит за рамки 1,2 – 9,7 м/сут. Т.е. в торфяной залежи БЭС отмечается чередование слоев с разной фильтрационной способностью.

Таким образом, сток в летний период уменьшается при общем снижении УБВ. В условиях плоского рельефа и сильной заболоченности естественный

дренаж осуществляется в небольших размерах. В маловодные годы водоток пересыхает, что отмечалось в 1980 и 1990 годах. Сток возобновляется осенью при выпадении осенних дождей [6].

2. Математические модели формирования весеннего половодья на заболоченных водосборах

2.1. Факторы формирования гидрографа весеннего половодья

Ход половодья во времени характеризуется изменением расходов в замыкающем створе, принято называть гидрографом половодья $Q(t)$, определяется он, целым комплексом сложных взаимосвязанных между собой процессов, протекающих в определенных физико-географических условиях каждого речного бассейна. Ключевыми из данных процессов являются: снеготаяние, обуславливающее ход подачи талой воды на поверхность бассейна, поглощение и отдача воды на сток и отекание воды по поверхности, тальвежной и русловой сети бассейна. Любой из обозначенных процессов находится в зависимости от физико-географических критериев предоставленного бассейна.

Снеготаяние (его интенсивность и продолжительность), зависящее от запасов снега и метеорологических критериев, устанавливает, прежде всего, сроки начала половодья и в большей, либо наименьшей мере воздействует на форму гидрографа половодья, его максимальный расход и уровень, время их наступления и общую продолжительность половодья. Процесс стекания воды непосредственно связан с климатом, размерами и физико-географическими характеристиками речного бассейна.

Процесс поглощения и отдачи на сток талой воды, определяет главным образом общий объем и максимальный расход половодья и в меньшей мере сказываются на вариации формы его гидрографа.

Снеготаяние связано с изменчивостью метеорологических условий, с одной стороны, и неоднородностью физико-географических условий самих речных бассейнов, с другой, исходя из этого, форма гидрографа половодья является, строго говоря, теоретически неповторимой. Однако, это не значит, что в формировании гидрографа половодья полностью отсутствуют какие-либо закономерности. Они имеются, и в целом физически очевидны, но из-за

недостатка необходимых для этого данных слишком сложны и неопределенны с точки зрения возможностей теоретического их описания с помощью двумерных дифференциальных уравнений и практического их решения. Это и является главной причиной того, что гидрология практически опирается на упрощенные и существенно схематизированные модели расчета гидрографов половодья и использует осредненные значения исходных величин и параметров в такого рода моделях [7].

В сравнительно малых речных бассейнах с большой (по отношению ко времени добегания воды) продолжительностью снеготаяния, как уже упоминалось, гидрограф половодья может часто иметь многомодальную форму. Что касается особенностей нашего объекта изучения – бассейн р. Ключ, то для данной территории характерен одномодальный гидрограф, т.к. колебания небольшие и их как правило можно объединить.

2.2. Снежный покров и его характеристики

Изменения снежного покрова могут считаться комплексным индикатором климата холодного сезона, отражающим изменения температуры, осадков, частоты оттепелей и т.д. На Западно-Сибирской равнине талые воды вносят наибольший вклад (порядка 65-75%) в речной сток и являются источником пополнения болотных вод. Исходя из этого, важно знать запас воды в снежном покрове (снегозапас) и его распределение по территории. Именно со снегозапасом имеют дело гидрологи при моделировании весеннего половодья, оценки водной эрозии, использовании моделирования талого стока при расчетах расхода и объема стока и др.

Основными характеристиками снежного покрова являются:

1. Климатические (высота, даты образования и разрушения, продолжительность таяния и др.)
2. Водно-физические (плотность, теплопроводность, водоудерживающая способность и т.д.)

Важнейшим интегральным стокообразующим показателем являются максимальные снегозапасы (S).

Снегозапас это – слой воды в миллиметрах, который мог бы образоваться на поверхности водосбора, если бы снежный покров мгновенно растаял. Запас воды (S) в снежном покрове равен:

$$S = 10 * H * \rho, \text{ мм} \quad (2.2.1)$$

где S - снегозапас в миллиметрах, H - высота снежного покрова в сантиметрах, ρ -плотность снега в г/см³. Запас воды в снеге вычисляются по средней высоте и средней плотности снега на маршруте.

Максимальные значения снегозапаса – это наибольшая за зиму масса воды, накопившаяся в снежном покрове. Время, когда определяется максимальный запас воды в снеге, называется датой максимального накопления [8].

Значительное влияние запаса воды в снежном покрове на исследуемой нами территории бассейна р. Ключ подтверждает фактор снегозапаса, как основного элемента формирования объема весеннего стока, поэтому детальное изучение закономерностей формирования, распределения и количественные оценки снегозапасов с дифференциацией по разным уровням организации геосистем представляют большой научный и практический интерес.

Еще одной важной характеристикой снега является влагоёмкость. Влагоёмкость это – то относительное количество воды (γ), которое снег способен удерживать в своих порах и капиллярных промежутках вне зоны капиллярного поднятия в виде гигроскопической, пленочной и частично гравитационной воды. Водоудерживающая способность снега, определяется отношением количества жидкой воды h_j к общему количеству воды h , содержащейся в данном объеме снега в жидкой и твердой фазах. Водоудерживающая способность снега может быть выражена в процентах или в долях от единицы

$$\gamma = \frac{h_e}{h} 100\% \quad (2.2.2)$$

или

$$\gamma = \frac{h_{ж}}{h}, \quad (2.2.3)$$

где $h_{ж}$ – количество жидкой воды в данном объеме снега в миллиметрах; h – общее количество воды, содержащейся в данном объеме снега в жидкой и твердой фазах, в миллиметрах.

Водоудерживающая способность (влагоемкость) снега зависит от степени его перекристаллизации и плотности.

Мелкозернистый метелевый снег обладает большой водоудерживающей способностью, чем крупнозернистый при одной и той же плотности. В процессе таяния мелкозернистый снег быстро перекристаллизовывается и его водоудерживающая способность убывает. Вследствие того что с момента начала таяния влагоемкость снега резко уменьшается и высота снежного покрова, водоотдача начинается раньше, чем растает количество снега, равное максимальной (начальной) влагоемкости снега. Убывание водоудерживающей способности снега от ее начального максимального таяния снега. Эта убывающая функция к концу снеготаяния достигает своего наименьшего достаточно устойчивого значения (γ_k).

Е.Г.Попов, приняв, что уменьшение влагоемкости пропорционально самой ее величине, и учитывая наличие относительно постоянного предельного значения влагоемкости в конце снеготаяния, выразил рассматриваемую функцию в виде экспоненциальной зависимости:

$$\gamma = \gamma_e + (\gamma_{\max} - \gamma_k) e^{-cz}, \quad (2.2.4)$$

где z – убыль воды в снеге (xc) в процессе таяния в долях от начального запаса воды в нем (xh); $z = xc / xh$. (это отношение используется в качестве характеристики количества тепла, затраченного на таяние снега); c – константа.

Влажность снега наряду с максимальной влагоемкостью характеризует его водные свойства. Влажностью снега называется количество воды, содержащееся

в нем в рассматриваемый момент времени, выраженное в процентах к общему весу пробы влажного снега.

Изменение влажности снега в течение суток следует за изменением интенсивности снеготаяния и хорошо согласуется с ходом температуры воздуха.

Факторы, оказывающие влияние на формирование снежного покрова:

– Рельеф.

Высота местности и экспозиция склонов оказывают огромное влияние на величину снегозапасов. Но материалы многолетних наблюдений на водосборах показывают, что в пределах равнин и низменностей со средней высотой менее 150 м, каким является исследуемый участок (абс. Отметка территории бассейна р.Ключ не более 146 м), где относительные превышения невелики, вертикальной зональности в распределении снегозапасов нет (т.е. отсутствие связи между коэффициентом вариации максимальных снегозапасов C_v и высотой местности H) [9]. Также это подтверждает интенсивность расчленения рельефа до 20, горизонтальная - до 0,6 км/км², а глубина расчленения - до 10 м. Исходя из вышесказанного, влияние рельефа на атмосферную циркуляцию и выпадение атмосферных осадков и формирование снежного покрова – исключено. Неравномерность залегания вызвана другими азональными факторами: очевидными различиями таких угодий, как, например, поле, лес, кустарник, также изменениями высоты растительного покрова (залежь, кочки, гряды, мочажины), продолжительностью залегания снежного покрова, экспозицией по отношению к метелевым ветрам [1].

– Растительный покров.

Материалы наблюдений показывают, что запасы воды в снеге скапливающиеся к началу снеготаяния в лесах, больше, чем в поле, а в самих лесах различаются в зависимости от таких характеристик, как снегозапас (S), коэффициент снегонакопления (as). Пространственная изменчивость состава, полноты, возраста и ярусность леса оказывают значительное влияние в разность характеристик в микрорельефе снежной поверхности.

Основные причины, обуславливающие разницу в снеготаяниях в поле и в лесу, следующие: наибольшее количество выпадающих осадков над лесом, связанное с переменной шероховатости подстилающей поверхности при натекании воздушных масс на лесной массив; разная интенсивность снеготаяния в поле и в лесу во время зимних оттепелей; перенос снега ветром с поля в лес; отличие в испарении с поверхности снега в поле и в лесу; благоприятные условия для конденсации водяных паров в лесу. Потому, как скорость ветра, частота и сила метелей в лесу меньше, чем в поле, потери снега на испарение в лесу больше чем в поле. Ускоренное испарение поднятого или перемещаемого поземками и метелью снега совершается по некоторым причинам, в том числе за счет турбулентного массообмена, приводящего к непрерывному удалению с поверхности парящей снежинки насыщенных паров с подменой их более сухим воздухом.

На открытых участках исследуемой территории устойчивый снежный покров образуется в конце октября – начале ноября. Под влиянием осенних оттепелей разница максимальных снеготаяний в лесу и в поле может превышать 20-30 мм. Ключевые различия величин снеготаяний формируются в декабре - январе, когда выпадает до 80 % твердых осадков.

Целинное болото представляет собой поверхность, обладающую значительной шероховатостью в сравнении с полевыми участками. Неоднородность распределения снеготаяний на нем связана с характером подстилающей поверхности (микрорельефами). В бассейне р. Ключ, особенно неравномерно залегают снег в грядово-мочажинных и грядово-озерковых микрорельефах. На подветренных склонах облесенных гряд и участках мочажин (высота снега достигает 1,5-2,0 м), залегают наибольшее количество снега. На участках же мочажин, сопрягающихся с грядами, на наветренных склонах гряд и на микроозерах высота снега снижается до 15-20 см. Чередование зон низких и высоких можно наблюдать тогда, когда гряды на болотном массиве выражены четко, облесены и параллельны друг другу. В сосново-сфагновых микрорельефах и в лиственных приречных лесах

колебания высоты снега во много раз меньше. В сосново-сфагновых микроландшафтах (рямах) колебания высоты и запасов воды в снеге связаны с метелевым переносом. В понижениях между моховыми кочками наблюдается наибольшая высота снежного покрова и наибольшие запасы воды.

Сток с болот с болот начинает формироваться после подъема уровня болотных вод к верхним горизонтам деятельного слоя, характеризующегося достаточно высокими коэффициентами фильтрации [5]. Вследствие необходимо обратить внимание на глубину промерзания. Которая имеет различия по территории в пределах каждого пункта исследований. Преобладание открытого пространства способствует более глубокому промерзанию торфяной залежи. Однако здесь же наблюдаются наиболее быстрое оттаивание и прогревание торфяной залежи.

Исходя из вышеперечисленного, различия величин снегозапасов в поле и в лесу вызывается в основном следующими физическими причинами: 1) ветровой перенос снега; 2) оттепели; 3) испарение и конденсация; глубина промерзания.

2.3. Снеготаяние, водоотдача и приток в гидрографическую сеть

С началом процесса таяния промежутки между частицами снега заполняются водой, сила тяжести которой превосходит капиллярные силы. Появляется гравитационная вода, передвигающаяся под действием силы тяжести вниз, пока не достигает почвы, таким образом наступает момент водоотдачи.

Водоотдача – процесс поступления избыточной воды из снега на поверхность почвы. Её интенсивность определяется количеством воды (обычно в миллиметрах слоя), поступающей из снега на поверхность почвы за единицу времени.

Между началом процесса снеготаяния и водоотдачи, существует процесс удержания талой воды снежным покровом, обуславливающий разницу между таянием и водоотдачей по времени наступления и величине. Данная разница

особенно значительна в период начала снеготаяния, когда вся талая вода уходит на образование пленок, заполнение капиллярных промежутков и на увлажнение всей массы снега, без чего процесс водоотдачи невозможен. Когда процесс таяния достигает известного развития, водоотдача в отдельные промежутки времени может превысить слой воды, образовавшейся за счет стаявшего в этот период снега.

Кроме задержания талых вод снежным покровом вследствие его влагоёмкости, имеет место также временное задержание воды, текущей по поверхности склонов, в результате запруживания понижений, в которых течет вода под снегом.

Временное задержание воды непосредственно снегом, а также на неровностях почвы под влиянием подпруживающего действия снежных и ледяных перемычек приводит к увеличению средней интенсивности водоотдачи по сравнению со средней интенсивностью таяния. Это происходит из-за того, что начало водоотдачи всегда запаздывает по сравнению с началом таяния, тогда как конец водоотдачи совпадает с концом таяния.

Неодновременное таяние в различных частях речных водосборов, приводит к образованию пестрого ландшафта. Наличие последнего должно быть принято во внимание при расчетах поступления воды в реки за счет снеготаяния с момента появления участков, освободившихся от снега.

Продолжительность периода пестрого ландшафта составляет от 60 до 80% от полной продолжительности снеготаяния на открытой местности.

Наиболее дружное снеготаяние как правило наблюдается при запаздывании начала весны, когда имеет место приток значительных масс теплого воздуха. При дружной дождливой весне этот процесс охватывает сразу большие площади и даже в северных районах протекает весьма быстро.

Зона одновременного снеготаяния ограничена положением фронта и тыла снеготаяния. Фронт снеготаяния - линия, ограничивающая площадь, на которой происходит таяние снега, от тех территорий, где снеготаяние еще не началось. Тылом снеготаяния называется линия, ограничивающая площадь снеготаяния от

территорий, на которых снеготаяние закончилось. Скорость движения тыла снеготаяния обычно от 30 до 80 км/сут, иногда до 150-200 км/сут.

Распределение снега в пределах какой-либо территории (например, в пределах речного бассейна) может быть охарактеризовано с помощью кривой обеспеченности, показывающей, на какой части рассматриваемой площади запасы снега больше среднего значения (среднее значение принято за единицу) и на какой части меньше среднего значения. При расчетах снеготаяния эта кривая позволяет установить, как уменьшатся запасы снега на различных частях территории в зависимости от поступившего тепла и на какой площади снег сошел.

Запасы воды, находящейся в снежном покрове, определяются путем измерения высоты снежного покрова и его плотности. Вследствие большой неравномерности в распределении снежного покрова наблюдения за высотой и плотностью снега, проводимые в одной точке, не могут надежно характеризовать запасы воды в снеге на значительных площадях (водосборе). Для определения запасов воды в снеге на более или менее крупных участках проводятся снегомерные съемки. Сетью гидрометеорологических станций проводятся декадные и контрольные снегомерные съемки.

2.4. Расчет водоотдачи из снежного покрова

Ввиду водоудерживающей способности снега, вода, образующаяся в начале снеготаяния, поступает на почву с запозданием относительно момента таяния. Пока снег не насытится водой до полной влагоёмкости, порции талой воды удерживаются снегом и не достигают почвы. В дальнейшем, наоборот, водоотдача из снега становится несколько больше того количества воды, которое образуется за счет снеготаяния за рассматриваемый период времени.

Если принять влагоемкость снега γ постоянной в течение периода снеготаяния, то водоотдача определится равенством

$$h_b = h_c + \gamma h_b, \quad (2.4.1)$$

где h_B – слой водоотдачи; h_c – слой воды, образовавшейся за счет снеготаяния. Из равенства (2.4.1) следует, что

$$h_B = \frac{h_c}{1 - \gamma} \quad (2.4.2)$$

В среднем влагоёмкость снега для периода снеготаяния принимается равной $\gamma = 0,30$. В таком случае

$$h_B = 1,43h_c \quad (2.4.3)$$

Общее количество воды, поступающей на водосбор, зависит, помимо интенсивности снеготаяния и максимальной влагоёмкости снега, также от величины той площади водосбора, на которой осуществляется водоотдача в рассматриваемый момент времени. Поэтому при расчете водоотдачи на водосборе в целом необходимо в зависимость (2.4.3) ввести дополнительный коэффициент, учитывающий площади водосбора, с которой происходит водоотдача [10].

В таком случае средняя водоотдача по водосбору \bar{h}_g равна:

$$\bar{h}_g = h_B \beta, \quad (2.4.4)$$

где β – относительная (в долях от общей площади) величина площади, на которой происходит поступление воды; h_B – в миллиметрах.

С учетом равенства (2.4.4) зависимость (2.4.2) можно представить в виде

$$\bar{h}_g = \beta \frac{h_c}{1 - \gamma} \quad (2.4.5)$$

либо при $\gamma = 0,30$

$$h_B = 1,43\beta h_c \quad (2.4.6)$$

М.А. Великанов высказал предположение о существовании зависимости между количеством стаивающего за сутки снега (h_c) и положительной температурой воздуха ($+t^\circ$). Суточный слой стаивания снега определяющийся по формуле:

$$h_c = a(+t^\circ), \quad (2.4.7)$$

где a – коэффициент стаивания, различающийся для открытых и лесных участков бассейна.

Зависимость (2.4.5) является основным расчетным соотношением, позволяющим вычислить значение водоотдачи. Расчет водоотдачи из снега по предложению А. Г. Ковзеля удобно осуществлять по схеме, представленной на рисунках 1 и 2. В таком случае расчет хода водоотдачи с учетом регулирования талых вод снежным покровом производится по данным о ходе интенсивности снеготаяния и кривой обеспеченности запасов воды в снеге $h=f(F)$.

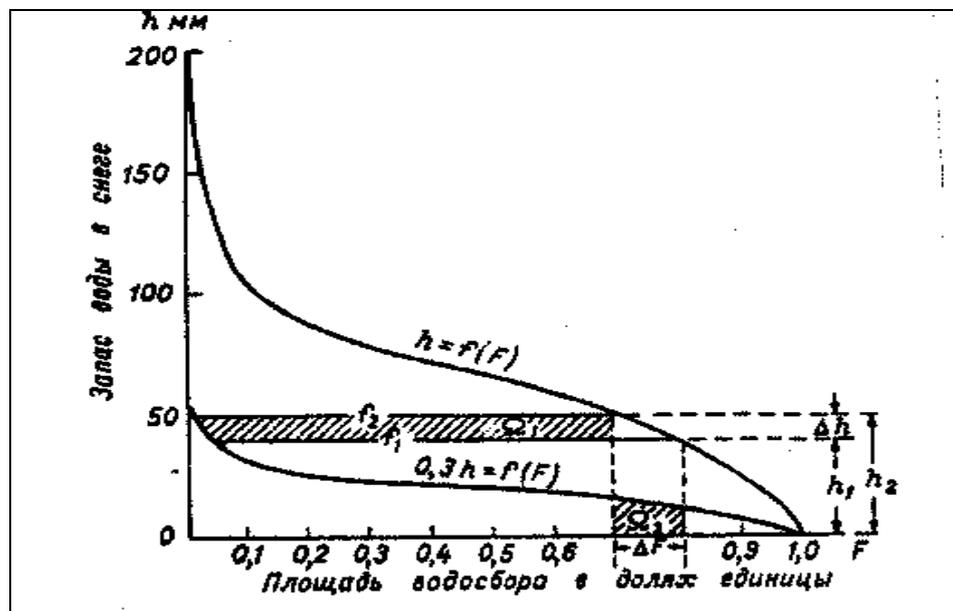


Рисунок 1 – Схема определения водоотдачи из снега за любой интервал времени Δt в зависимости от приращения суммарного слоя талой воды на величину Δh [10].

В качестве значения водоудерживающей способности снежного покрова в первом приближении принимается 30% запаса воды в снеге h в данной точке. Исходя из этого, учет эффекта регулирования талых вод снежным покровом может быть осуществлен путем построения по кривой обеспеченности $h=f(F)$ 100% запасов воды в снеге кривой $0,3h=f(F)$.

Согласно данной расчетной схеме, тепло, поступающее на поверхность снежного покрова равномерно по всему водосбору, сначала увеличивает в нем

содержание жидкой воды, водоотдача из снега на тех или иных участках водосбора не наступает до тех пор, пока содержание жидкой воды в нем не превысит величину, равную $0,3h$; только при выполнении этого условия начинается водоотдача.

Что чем меньше запас воды в снеге в данной точке, тем меньше по абсолютной величине должен быть суммарный слой талой воды для того, чтобы произошла водоотдача из снега. Поэтому на участках, где запасы воды в снеге наименьшие, водоотдача начинается раньше, чем на участках, где они больше и где, следовательно, будет происходить только накопление жидкой воды в снеге. По мере роста суммарного слоя талой воды (h_c) процесс водоотдачи из снега охватывает все новые и новые площади, занятые относительно большими запасами снега.

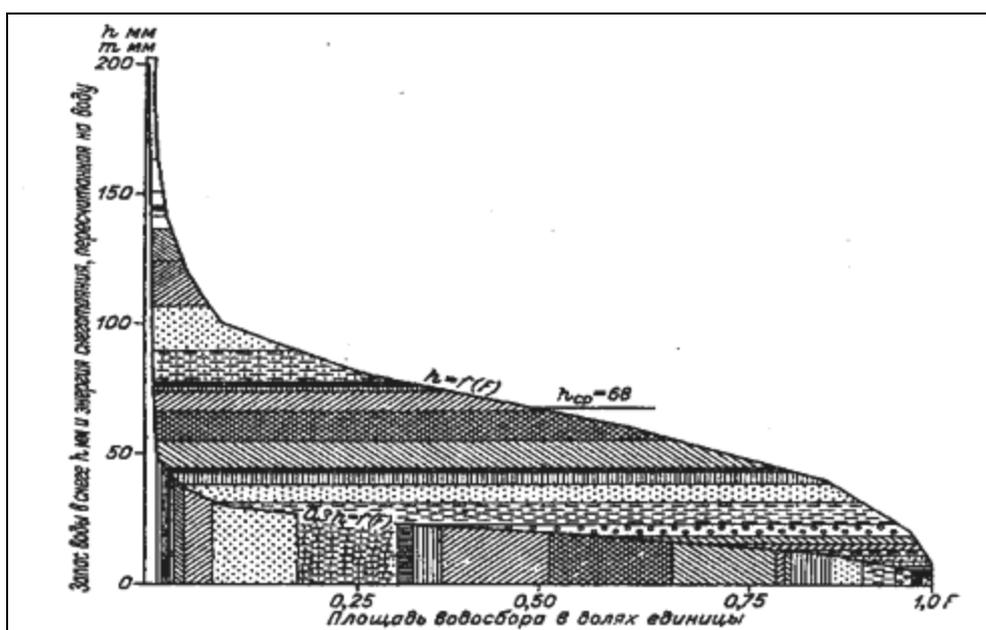


Рисунок 2 – Схема расчета водоотдачи из снега по кривой обеспеченности запасов воды в снеге $h=f(F)$ и по ходу интенсивности снеготаяния [10].

Водоотдача за рассматриваемый промежуток времени Δt численно равна площади фигуры Ω_1 (см. рис. 1), ограниченной кривыми $h=f(F)$ и $0,3h=f(F)$ и значениями суммарного слоя талой воды на начало h'_c и конец h_c'' интервала времени, плюс площадь фигуры Ω_2 , ограниченной кривой $0,3h=f(F)$ и осью

абсцисс в пределах изменения площади покрытия водосбора снегом на величину ΔF . Таким образом, водоотдача из снега может быть определена или планиметрированием площадей фигур Ω_1 и Ω_2 , или с некоторым приближением аналитическим подсчетом их суммарной площади

$$\bar{h}_c = \Omega_1 + \Omega_2, \quad (2.4.8)$$

где

$$\Omega_1 = \frac{f_{0.1} + f_{0.2}}{2} \Delta h \quad (2.4.9)$$

$$\Omega_2 = 0,15(h_1 + h_2) \quad (2.4.10)$$

В этих уравнениях $f_{0.1}$ и $f_{0.2}$ – доли площади водосбора, участвующие одновременно в процессе водоотдачи из снега в начале и конце рассматриваемого интервала времени; h_1 и h_2 – первоначальный запас воды в снеге в момент схода его соответственно при значении суммарного слоя талой воды в начале h_c' и конце h_c'' данного интервала времени; Δh – приращение суммарного слоя талой воды и ΔF – изменение степени покрытия водосбора снегом в долях единицы за тот же интервал времени.

В случае выпадения в период снеготаяния жидких осадков они прибавляются к водоотдаче за соответствующие интервалы времени, в течение которых они выпадали (в пределах тех участков водосбора, где происходила водоотдача из снега, а также участков, освободившихся от снега). На остальных участках, где запасы снега более значительны, в это время происходит лишь увеличение его влагосодержания. Вода, поступающая на водосбор, не вся принимает участие в формировании поверхностного стока, ее часть поглощается поверхностью почвы, часть задерживается в понижениях микрорельефа.

Ввиду наличия многочисленных микропонижений на поверхности водосбора сток со всех его частей происходит не одновременно. В то время, как мелкие понижения оказываются уже заполненными водой и она начинает стекать с них в направлении уклона, с территории, занятой более глубокими понижениями, сток еще не происходит. Таким образом, размер площади, с

которой происходит сток, зависит от количества поступающей на водосбор воды.

Одновременно с задержанием части воды в понижениях микрорельефа происходит фильтрация ее в почву. Потери стока под влиянием указанных факторов учитываются одним из следующих приемов: Первый прием заключается в том, что количество стекающей с водосбора воды получают путем умножения количества воды, поступающей на водосбор, на коэффициент стока. Как правило, коэффициент стока принимается постоянным для всех порций воды, поступающих на водосбор за рассматриваемый период времени, и равным общему коэффициенту стока за половодье или паводок. Данный прием расчета соответствует допущению, что во все моменты времени в течение половодья или паводка из поступающей на водосбор воды некоторая ее часть не стекает. Из этого предположения следует, что из поступившей на водосбор воды часть стекает даже в те моменты времени, когда интенсивность поглощения превышает интенсивность водообразования.

Второй прием учета количества воды, задерживающейся на водосборе, заключается в вычитании интенсивности потерь стока на инфильтрацию из интенсивности поступления воды на водосбор в каждый отдельный момент времени. Для определения потерь таким способом, необходимо иметь данные о поступлении воды на водосбор в течение всего рассматриваемого периода времени, и данные об изменении в течение этого времени количества воды, задержанной в понижениях микрорельефа и поглощенной почвой.

Несмотря на то, что второй путь оценки потерь стока является принципиально более правильным, практически расчет водоотдачи с водосбора осуществляется обычно, а также и в нашем случае с помощью суммарного коэффициента стока. Так как, в настоящее время еще не имеется практически достаточно разработанных приемов установления зависимостей, характеризующих изменение потерь стока во времени в течение паводка. Кроме того, даже и при наличии таких зависимостей вследствие разновременности добегания воды с разных частей водосбора трудно установить, за счет каких

порций воды, поступивших на водосбор, сформировался сток, измеренный в замыкающем створе. Отсюда следует, что выявить действительную водоотдачу с водосбора в каждый момент времени практически весьма сложно. Определить же суммарный коэффициент стока за половодье и паводок значительно проще, поскольку можно измерить как общее количество поступившей на водосбор воды ($S+X-P$), так и общий сток за время половодья и паводка ($Y=S+X-P$) (см. п. 2.5.6)

2.5. Математические модели гидрографов половодий и паводков

Математическая модель – математические и логические соотношения, с помощью которых устанавливаются количественные связи между характеристиками стока и характеристиками стокообразующих факторов.

Математическое моделирование процессов формирования речного стока образует базовый исследовательский и инженерный инструментарий современной гидрологии. Оно в принципе способно решать традиционные и многие новые задачи гидрологии. Но в первую очередь, это изучение процессов формирования стока с помощью модели. Количество различных моделей стока исчисляется многими десятками – от простейших точечных до распределенных, с сотнями пространственных элементов и десятками параметров в каждом. Но все они основаны на описании физических процессов формирования стока. Обычно такие модели называют концептуальными. Рассмотрим модели наиболее подходящие бассейну р. Ключ.

2.5.1. Модель ГГИ

В данной модели лесной водосбор представляется в виде системы ячеек или стоковых площадок, которые примыкают к главному водотоку. Предполагается, что для условий лесной зоны суточное изменение суммарного испарения пренебрежимо мало, а склоновый сток происходит исключительно за

счет стекания подповерхностных вод. Для расчета бокового притока $q_u = k_u \cdot i_s \cdot h_u$ к руслу водотока используется упрощенное линейное уравнение Буссинеска

$$\mu \frac{\partial h_u}{\partial t} + \frac{\partial}{\partial x}(k_u \cdot i_u \cdot h_u) = X - E \quad (2.5.1.1.)$$

где μ – эффективная пористость; h_u – глубина фильтрационного потока; k_u – коэффициент фильтрации; i_u – уклон; X – интенсивность дождевых осадков; E – интенсивность суммарного испарения; x – пространственная координата; t – время.

Принимается важное ограничительное допущение о том, что подповерхностное стекание начинается только после того, как суммарный слой стокообразующих осадков превысит емкостные запасы почвы, определяемые мощностью ее выделенного слоя, начальной влажностью и эффективной пористостью μ . Русловой сток описывается одномерным уравнением кинематической волны

$$\frac{\partial A_r}{\partial t} + \frac{\partial}{\partial y} \left(\frac{\sqrt{i} \cdot A_r^{5/3}}{n \cdot P_7^{2/3}} \right) = q_u \quad (2.5.1.2)$$

Оно решается относительно переменной A_r – площади живого сечения руслового потока. Здесь P_7 – смоченный периметр и n – коэффициент шероховатости дна русла; i – продольный уклон реки с направленной вниз по ее течению пространственной координатой y .

Численное интегрирование уравнений (2.5.1.1) и (1.5.1.2) производится по явной конечно-разностной схеме или по методу характеристик в зависимости от размера лесного водосбора.

Первоначально модель испытывалась по данным лога Таежного (площадь 0,45 км², лесистость 99 %), Валдайского филиала ГГИ. Как показали контрольные расчеты, модель может воспроизводить дождевые паводки в лесу, если коэффициент фильтрации k_u увеличить на 2-3 порядка по сравнению с теми его значениями, которые получены ранее по режимным наблюдениям за уровнем грунтовых вод. Выявленная закономерность объясняется наличием в лесных

почвах большого количества макропор естественного происхождения. Необходимость значительного увеличения значения k_u привела к отказу от линейного закона Дарси и к использованию нелинейной зависимости между уклоном и скоростью фильтрации v_u в приповерхностном почвенном слое [12].

$$v_u = k_u \cdot \sqrt{i_s} \quad (2.5.1.3)$$

2.5.2. Математическая модель Гидрометцентра СССР

Модель была создана на базе исследований процессов формирования половодья, выполненных Калининым Г.П., Комаровым В.Д., Поповым Е.Г., Жидиковым А.П., Левиным А.Г., Нечаевой Н.С. и др., которая включает математические выражения, описывающие процессы снеготаяния, водоотдачи снежного покрова притока воды в первичную гидрографическую сеть и трансформации притока речной сетью в процессе формирования и движения волны половодья в руслах рек.

Интенсивность снеготаяния и водоотдачи рассматривается отдельно для лесных и открытых частей бассейна. Для дневной части суток расчет снеготаяния на полевой части бассейна ведется по формулам Попова Е.Г.:

$$h_{\partial \ddot{a}} = 3,1\alpha(\theta_{i \text{ д\ddot{e}н}} - \bar{\theta}) + 0,675[\tilde{N}_N(\theta_{\ddot{a}} + 45) - 60] + 0,83(1 + 0,54\omega_{\ddot{a}})(\theta_{\ddot{a}} - 0,65) + 0,006S\theta_i \quad (2.5.2.1)$$

и для ночной части суток:

$$h_{\partial i} = 0,83(1 + 0,54\omega_i)(\theta_i - 0,65) + 0,675[\tilde{N}_N(\theta_i + 45) - 60] \quad (2.5.2.2)$$

Здесь $\theta_{\ddot{a}}$ и θ_i – средние значения температуры воздуха соответственно за дневные и ночные часы; $\omega_{\ddot{a}}$ и ω_i – средние значения скорости ветра за те же интервалы времени; $\theta_{i \text{ д\ddot{e}н}}$ и $\bar{\theta}$ – максимальная и средняя суточная температура воздуха; $\tilde{N}_N = 1 + 0,24N_i + 0,12 \times (N_0 - N_i)$, где N_i и N_0 – соответственно нижняя и общая облачность в долях единицы; S – запасы воды в снеге; α – коэффициент, который принимается переменным в ходе снеготаяния.

Для лесной части бассейна расчет ведется по коэффициенту стаивания, т. е. согласно формуле:

$$h_{\sigma} = \alpha \theta_{+}, \quad (2.5.2.3)$$

где h_{σ} – слой талой воды, мм/сут; α – коэффициент стаивания, т.е. слой талой воды, приходящийся на 1°C; θ_{+} – положительная средняя суточная температура воздуха.

Расчет водоотдачи из снега для безлесных участков выполняется по следующей формуле:

$$h_a = \begin{cases} \left\{ \left[Z_n - \gamma_n (1 - Z_n) \right] - \left[Z_{n-1} - \gamma_{n-1} (1 - Z_{n-1}) \right] \right\} S & \text{и } \delta \text{ } Z_n > Z_0 \\ 0 & \text{и } \delta \text{ } Z_n \leq Z_0. \end{cases}, \quad (2.5.2.4)$$

где, Z_{n-1} – относительная убыль снега на (n-1) -й день; Z_0 – стаивание снега, при котором его влажность становится равной водоудерживающей способности и начинается водоотдача.

Влагоёмкость снега, при этом, определяется следующей эмпирической формулой:

$$\gamma_n = \begin{cases} \left(\exp(-4 \cdot 10^{-3} \rho) - 0,1 \right) \exp(-4Z_n) + 0,06 & \text{и } \delta \text{ } \gamma_n < 0,063. \\ 0 & \end{cases} \quad (2.5.2.5)$$

Относительная убыль снега, при которой начинается водоотдача, берется в функции плотности снега перед началом таяния ρ по выражениям:

$$Z_0 \begin{cases} 0,34\gamma_{i \text{ } \delta \text{ } \bar{n}} + 0,59 & \text{и } \delta \text{ } \gamma_{i \text{ } \delta \text{ } \bar{n}} \leq 0,28 \\ 0,25\gamma_{i \text{ } \delta \text{ } \bar{n}} + 0,83 & \text{и } \delta \text{ } \gamma_{i \text{ } \delta \text{ } \bar{n}} > 0,28. \end{cases} \quad \text{и} \quad \gamma_{i \text{ } \delta \text{ } \bar{n}} = \bar{a}^{-4 \cdot 10^{-3} \rho} - 0,04, \quad (2.5.2.6)$$

где ρ – плотность снега перед началом таяния, кг/м³.

Расчет водоотдачи для лесной части бассейна выполняется по формуле:

$$h_a = h_{\sigma} / (1 - Z_0) \text{ и } \delta \text{ } \sum h_{\sigma} + X \leq Z_0 S. \quad (2.5.2.7)$$

Подача воды на бассейн описывается формулой:

$$h'_a = h_a F_s, \quad (2.5.2.8)$$

где F_s – площадь, покрытая снегом, выраженная в долях площади бассейна; отдельно для полевой и лесной частей бассейна с учетом степени покрытия снегом каждой из этих частей.

Моделирование притока воды в первичную русловую сеть сопряжено с большими трудностями. Еще требует своего разрешения математическое описание таких процессов, как потери талого стока, стекание воды по склону в разрушающемся снежном покрове и др.

В рассматриваемой модели для части бассейна, покрытой лесом, расчет притока выполняется без учета временного задержания талой воды на поверхности бассейна в слабопроточных депрессиях и в снеге по следующему выражению:

$$Y_s = \begin{cases} h'_a [1 - \exp(-\sum h'_a / P_0)] \\ 0 \end{cases}, \quad \text{где } F'_a = 0 \quad (2.5.2.9)$$

где h'_a – суточная водоотдача снежного покрова по (2.5.2.6); F'_a – действующая площадь, равная $[1 - \exp(-\sum h'_a / P_0)]$; P_0 – параметр, характеризующий максимально возможные потери талых вод при данной поглощающей способности бассейна; в модели притока принимается заданным.

Заметим, что формула действующей площади (F'_a) вытекает из модели формирования стока Е. Г. Попова при допущении экспоненциального характера распределения емкостей в бассейне.

Приток воды с полевой части бассейна выражается той же формулой (2.6.1.9), но дополнительно учитывается временная аккумуляция воды снегом. При этом исходят из следующих допущений:

1. Максимальный объем аккумуляции воды на поверхности под снегом $W_{i \text{ à èñ}}$ изменяется от года к году в зависимости от объема стока за половодье Y :

$$W_{i \text{ à èñ}} = 0,2Y - 4, \quad (2.5.2.10)$$

2. После появления проталин на площади 0,10 – 0,15 аккумуляция воды прекращается и начинается сброс, который в основном заканчивается при $F'_a = 0,15 \div 0,20$.

3. Объем аккумуляции за t дней от начала водоотдачи снежного покрова рассчитывается как:

$$W_t = \sum (h'_a - \delta) m^{0,1 \sum (h'_a - \delta)} = \sum Y_s \cdot 0,9^{0,1 \sum Y_s}, \quad (2.5.2.11)$$

где $m = 0,9$; δ – потери за сутки; $Y_s = h - p$ – водообразование за сутки.

Суммарный избыток подачи над аккумуляцией:

$$\sum q = \sum Y_s - \sum Y_s \cdot 0,9^{0,1 \sum Y_s}, \quad (2.5.2.12)$$

Ежедневное поступление воды в первичную гидрографическую сеть в фазе аккумуляции (пока W_t не достигает $W_{i \hat{a} \hat{e} \hat{n}}$) равно:

$$q = \sum q_n - \sum q_{n-1}, \quad (2.5.2.13)$$

4. После восполнения максимальной емкости аккумуляции $W_{i \hat{a} \hat{e} \hat{n}}$

$$q_t = Y_s + \Delta W'_j = Y_s (W'_{j-1} - W'_j) W_{i \hat{a} \hat{e} \hat{n}}, \quad (2.5.2.14)$$

где

$$W'_j = \frac{1}{Ch^2 Z_t}, \quad Z_t = \frac{\sum (h'_a - X)}{0,5(0,85S - \sum h'_a)}, \quad (2.5.2.15)$$

где Y_s – суточный приток воды в речную сеть за счет продолжающегося снеготаяния, сопровождающегося потерями и водоотдачей снежного покрова; $\Delta W'_j$ – приток за счет сброса воды, накопившейся под снегом; $\sum (h'_a - X)$ – сумма осадков и водоотдачи за T дней с момента, когда $W_t = W_{i \hat{a} \hat{e} \hat{n}}$; W'_j – количество воды, оставшейся под снегом к концу i -го дня после начала отдачи (в долях от $W_{i \hat{a} \hat{e} \hat{n}}$); S – запасы воды в снеге; j – время, отсчитываемое от даты заполнения водой всей емкости $W_{i \hat{a} \hat{e} \hat{n}}$. Трансформация притока в русловой сток выполняется по интегралу Дюамеля с использованием функции $r(\tau)$ в виде двухпараметрического гамма-распределения:

$$r(\tau) = \frac{1}{\tau \tilde{A} (n-1)} \left(\frac{t}{\tau} \right)^{n-1} e^{-t/\tau}, \quad (2.5.2.16)$$

Таким образом, расход воды в расчетном створе определяется так:

$$Q_t = (1-\gamma)K \int_0^t q_l(\tau) r_l(t-\tau) d\tau + \gamma K \int_0^t q_e(\tau) r_e(t-\tau) d\tau, \quad (2.5.2.17)$$

где K – коэффициент перехода от слоя стока к расходам воды; γ – лесистость в долях от общей площади водосбора; q_l и q_e – соответственно приток воды в русловую сеть с полевой и лесной частей бассейна за расчетную единицу времени (мм); r_l, r_e – двухпараметрические функции влияния (добегания) для полевой и лесной составляющих притока воды в русловую сеть.

Большинство параметров рассмотренной модели определяются независимо. В рамках модели определению подлежат лишь параметры функций добегания τ_l, n_l и τ_e, n_e . Эти параметры определяются методом оптимизации по минимуму интеграла абсолютной ошибки рассчитанного гидрографа

$$\int_0^T |Q_o - Q_d| dt \leq K_{\epsilon i}, \quad (2.5.2.18)$$

где Q_o и Q_d – фактические и рассчитанные расходы воды в створе.

Порядок определения параметров можно принять следующим. Вначале находят параметры кривой r_l для полевой части бассейна, полагая, что приток только с этой части бассейна формирует сток в фазе подъема гидрографа $Q_o(t)$. Затем, зная параметры τ_l и n_l , определяют τ_e и n_e кривой добегания r_e для лесной части бассейна (т. е. для второго входа $q_e = f(t)$).

Неизменными от года к году можно считать коэффициенты стаивания для леса \dot{a}_e , и поля \dot{a}_l , параметры кривой распределения снеготаяния \dot{a}_0 и параметры кривых добегания стока. Такие же параметры и исходные величины, как запас воды в снежном покрове в поле S_l , и в лесу S_e , плотность снега ρ перед началом таяния, параметр суммарных потерь за половодье, должны задаваться ежегодно.

Прогноз хода половодья по данным об интенсивности снеготаяния имеет большое практическое значение. Он необходим во всех тех многочисленных случаях, когда прогноз по данным о стоке в вышерасположенных

гидрометрических створах не обеспечивает нужной заблаговременности прогноза в замыкающем створе.

Такие исходные данные, как запас воды в снеге и его плотность, температура воздуха и т. п., а также значения параметров берутся в виде средних по району. Параметр потерь P_0 , и лесистость принимаются как средние взвешенные. Исходная информация берется за 25 суток до даты выпуска прогноза [6].

2.5.3. Математическая модель формирования талого и дождевого стока

В.И. Корня и В.А. Бельчикова

Главная особенность модели – это учет динамики основных теплофизических процессов, происходящих в зоне аэрации и определяющих границу между промерзшим и талыми слоями почвы, а также льдистость. Используется приближенное выражение, для расчета границ этих слоев, полученное из уравнения переноса тепла в почве:

$$Z_{Hi}(t + \Delta t) = -\frac{\lambda_i}{\lambda_n} H + \sqrt{\left[\frac{\lambda_i}{\lambda_n} H + Z_{Hi}(t) \right]^2 - \frac{2 \cdot 10^{-4} \lambda_i \theta_f \Delta t}{\rho_A L \omega_{i+1}}}. \quad (2.5.3.1)$$

где H и θ_f – соответственно высота снежного покрова и температура подстилающей поверхности; $Z_{Hi}(t)$; $Z_{Hi}(t + \Delta t)$ – положение нижней границы i -го слоя в начале и конце расчетного интервала времени Δt ; ω_{i+1} – объемная влажность почвы на фронте промерзания (оттаивания); ρ_A – плотность воды; L – удельная теплота плавления льда; λ_n – коэффициент теплопроводности снега; λ_i и λ_δ – коэффициенты теплопроводности мерзлой (при промерзании) и талой (при оттаивании) почвы.

Модель учитывает различия в формировании стока в лесу и в поле. Линия дневной поверхности в лесу условно переносится на 5-10 см вниз – на глубину лесной подстилки. Потери стока на полях определяются с учетом площади F_e , где появляется мерзлый, «запирающий» слой:

$$F_e = \exp(-a_z k_e) \sum_{i=1}^{a_z} (a_z k_e)^{a_z - i} / \tilde{A}(a_z - i + 1), \quad (2.5.3.2)$$

Где a_z – параметр кривой однопараметрического гамма-распределения глубин промерзания почвы; $\tilde{A}(a_z - i + 1)$ – гамма-функция; $k_e = u_e / Z_\omega$ (u_e – параметр). Под запирающим слоем понимается водонепроницаемый слой, образующийся в мерзлом почвогрунте в результате замерзания проникшей в него талой воды.

Берется в учет фазовый состав влаги в почве при расчете инфильтрации I . То есть используется зависимость, которая получена путем приближенного интегрирования уравнения переноса в почве влаги по глубине:

$$I = f_4(h_a, \omega, \omega_0, \omega_e) = \frac{k(\omega_{i \text{ д\text{е}н}} - \omega)}{Z} + i \left(\frac{\omega_0}{\omega_{i \text{ д\text{е}н}} \right)^n (1 + 8\omega_e)^{-2}, \quad (2.5.3.3)$$

где $\omega_{i \text{ д\text{е}н}}$ – максимально возможная продуктивная влажность почвы; k, i, n – параметры; h_a – водоподача; $\omega = \omega_e + \omega_0$ (рисунок 3) [4].

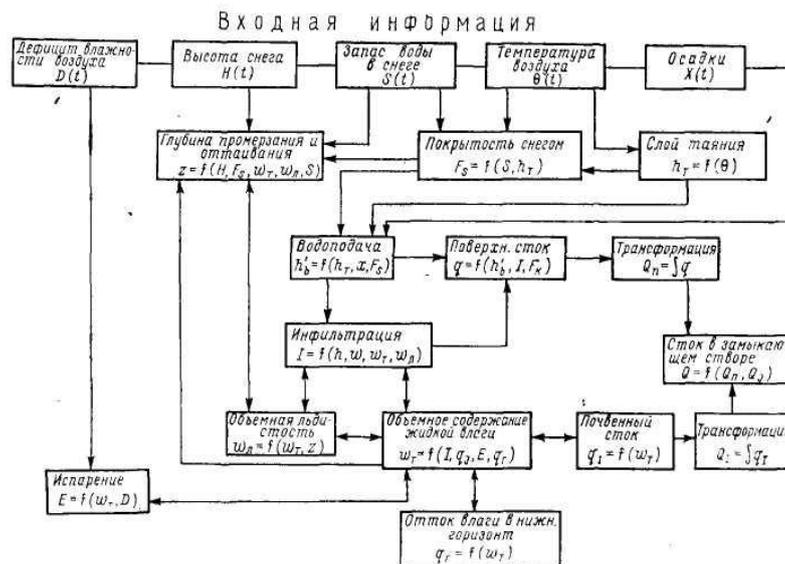


Рисунок 3 – Блок-схема модели формирования талого и дождевого стока (по В. И. Корню и В. А. Бельчикову) [4]

Элементы баланса рассчитываются отдельно для участков бассейна под лесом и полем в период снеготаяния. Для расчета покрытости водосбора снегом принято, что снежный покров обладает гамма-распределением по площади.

В целом, модель складывается из четырех звеньев, которые выражают баланс воды на покрытых снегом и освободившихся от снега полевых и лесных участков. На рисунке 3 представлена блок-схема одного такого звена. Средняя суточная температура и дефицит влажности воздуха, осадки, а также данные снегосъемок в поле и в лесу является исходной (входной) информацией. На блок-схеме можно проследить последовательность расчета основных элементов модели и их взаимосвязь. Ежедневные расходы воды в замыкающем створе являются выходом модели. Также можно получить на любой момент времени: границы промерзших и талых слоев, покрытость бассейна снегом, водоотдачу, инфильтрацию, испарение, запас воды и льда в почве, поверхностный и почвенный сток, сток с полевой и лесной части бассейна. Модель имеет от 6 до 12 параметров, которые определяются методом оптимизации в зависимости от локальных условий [4].

2.5.4. Европейская модель

Европейская гидрологическая система (Susteme Hydrologing Europeen) – «SHE» – это общая, физически обоснованная распределенная моделирующая система для конструирования и эксплуатации моделей всей наземной фазы гидрологического цикла для любого географического района. Система разработана объединенными силами трех европейских институтов – Датским гидравлическим институтом, Британским институтом гидрологии, французским SOGREAH. Решение о совместной разработке было принято в 1976 г.

Разработка SHE, по мнению самих разработчиков, «явилась первой основательной попыткой превратить современную научную гидрологию в практический инструмент для освоения водных ресурсов и управления ими».

В 1977-1978 гг. создавались отдельные модули частных процессов (снеготаяние, перехват растительностью и суммарное испарение – Институт гидрологии; поверхностный и русловой сток – SOGREAH; процессы в насыщенной и ненасыщенной зонах почвенного разреза – Институт гидравлики). В это же время, в Дании создали центральный координирующий элемент FRAME, ответственный за параллельное прохождение компонентов и обмен информацией между ними.

В 1982г. Введена в действие первая версия SHE. Но, разработки и тестирование, связанные с повышением надежности, скорости прохождения и общей эффективности системы продолжались.

Блок описывающий процесс задержания осадков растительностью представлен в виде варианта модели Руттера, которая позволяет определять интенсивность изменения количества влаги, задержанной поверхностью растительного покрова:

$$\frac{dc}{dt} = Q - \exp[b(C - S)], \quad (2.5.4.1)$$

где

$$Q = f(x) = \begin{cases} p_1 p_2 \left(P - E p \frac{C}{S} \right), & \text{когда } C < S; \\ p_1 p_2 (P - E p), & \text{когда } C \geq S; \end{cases} \quad (2.5.4.2)$$

где $P_1 p_2 = p_1 p_2$ при $p_2 < 1$; $p_1 p_2 = p_1$ при $p_2 \geq 1$.

Сезонные изменения можно учесть меняя параметры S, p_1, p_2 . Параметры S, k, b, p_1, p_2 не могут быть изменены непосредственно и оцениваются по косвенным данным. Вторичная растительность (например, трава под деревьями) игнорируется. Возможно использование пространственно-осредненных характеристик для смешанных типов растительности.

Обозначения: Ea – интенсивность испарения, Rn – радиационный баланс, Δ – производная давления насыщенного пара как функции температуры воздуха, ρ – плотность воздуха, C_p – удельная теплоемкость воздуха при постоянном давлении, δe – дефицит влажности воздуха, ra – аэродинамическое

сопротивление переносу пара, r_c – сопротивление листвы переносу пара, λ – удельная теплота парообразования, γ – психрометрическая постоянная, E – суммарное испарение, E_p – испаряемость, E_{al} – транспирация в результате поглощения воды корнями, E_{as} – испарение с поверхности почвы.

Уравнение Пеймана-Монтена:

$$E_a = \frac{(Rn\Delta + \frac{pCp\delta e}{ra})}{\lambda[\Delta + \gamma(1 + \frac{rc}{ra})]} \quad (2.5.4.3)$$

и

$$E_t = \frac{p_1 p_2 E_p C}{s} + p_1 p_2 E_a t \left(1 - \frac{c}{s}\right) + (1 - p_1 p_2) E_{as} \quad (2.5.5.4)$$

Вследствие трудности оценки параметров возможны три пути назначения величины r_c – она постоянна для всех типов растительности и водного потенциала почвы, принимается равной нулю (в этом случае отношение $\frac{E_a}{E_p}$ является линейной функцией водного потенциала почвы).

2.5.5. Модель HBV

Модель HBV, разработанная Бергстрёмом (Bergstrom, 1992-1995 гг.) в Шведском метеорологическом и гидрологическом институте, представляет собой концептуальную модель водосбора, которая преобразует осадки, температуру воздуха и потенциальное суммарное испарение либо в снеготаяние, либо в сток или приток в водохранилище. Модель была неоднократно модифицирована, и ее различные версии существуют во многих странах.

Модель описывает общий баланс воды следующим образом:

$$P - E - Q = \frac{d}{dt} [SP + SM + UZ + VL], \quad (2.5.5.1)$$

где P – осадки, E – суммарное испарение, Q – сток, SP – снежный покров, SM – влажность почвы, UZ – верхняя зона подземных вод, LZ – нижняя зона подземных вод и VL – объем озер.

Модель HBV можно рассматривать как модель с полураспределенными параметрами; водосбор разбивается на частные водосборы, также применяется метод высотного районирования. Эта модель включает в себя подпрограммы для метеорологической интерполяции, расчета накопления снега и снеготаяния, суммарного испарения, влажности почвы, обобщения стока и, наконец, для расчета трансформации движения воды по рекам и через озера.

Эта модель благоприятна для применения для водосборов болотного происхождения, т.к. осуществляет дополнительное деление на высотные зоны. Каждую высотную зону можно подразделить на подзоны по типу растительности, например лесные и не лесные территории.

В данной модели учитывается, что снежный покров сохраняет талую воду до тех пор, пока не будет исчерпана водоудерживающая способность снега. Поэтому стандартный режим снеготаяния в модели HBV – это концепция «градусо-дней», основанная на температуре воздуха. Таяние происходит в соответствии с высотным зонированием и вертикальным градиентом температуры и моделируется по-разному для лесных и открытых площадей.

Учет влажности почвы в модели HBV основан на изменении метода резервуаров в предположении о статистическом распределении накопительных способностей бассейна. Это является основой контролирования информации о стоке.

Последовательность формирования стока представляет собой функцию реагирования, преобразующую избыточную почвенную влагу в сток. Она также учитывает осадки, выпадающие непосредственно на поверхность озер, рек и других увлажненных территорий и испарение с них. Функция состоит из одного верхнего, нелинейного, и одного нижнего, линейного, резервуаров, дающих быстрый и медленный базисный сток гидрографа.

Для расчёта с наименьшими погрешностями происходит разделение на подмодели, что позволяет учитывать динамику моделируемого стока. Трансформацию стока по длине водотока между подбассейнами можно описать методом Маскингама или просто временем добегания.

Полная переоценка модели осуществлялась в 1990-е годы и привела к появлению версии модели под названием НВУ-96. Изменения улучшили рабочие характеристики модели. Улучшения в модели были в большей степени проведены за счет изменений в обработке входных данных и новых методов калибровки, а не за счет изменений процесса описания модели.

2.5.6. Расчет гидрографа реки за период половодья по модели Д.А. Буракова

Модель была разработана для районов с близким залеганием грунтовых вод (условия подпертого стока). Выделяют две зоны стекания болотных вод:

- верхняя зона быстрого стекания (при сильно варьирующей по площади водоудерживающей способности);
- нижняя зона с медленным фильтрационным стоком.

Описанные выше условия применения модели являются наиболее подходящими для исследуемой бассейна р. Ключ – пос. Польшинка.

Суммарный слой стока Y_t за время t формируется в результате превышения водоотдачи из снега над поглотительной (водоудерживающей) способностью бассейна P_0 . Последняя складывается из затрат воды на восполнение дефицита связанной влаги в верхней зоне и заполнения свободной емкости в нижней зоне. Следуя Е.Г. Попову, Д.А. Бураков определяет Y_t формулой:

$$Y_t = (1 - \omega) \left(H_t - P_0 \theta \frac{H_t}{P_0} \right), \quad (2.5.6.1)$$

где $H_t = \sum_0^t (h'_a - E - i)$, причем $\sum h'_a$ – слой талой и дождевой воды, поступившей на поверхность бассейна за период от начала снеготаяния до момента t , $\sum E$ – слой испарившейся за то же время воды, $\sum i$ – инфильтрация воды из нижней зоны, которая принимается практически равной подземному

(базисному) стоку за рассматриваемый промежуток времени; ω – относительная величина постоянно бессточной площади в речном бассейне.

$$\sum h_a = a's * t', \quad (2.5.6.2)$$

Где $a's$ – коэффициент стаивания [мм/град. сут]; t' – положительная среднесуточная температура.

Из уравнения (2.5.6.1) видно, что данная модель была разработана на основе воднобалансового уравнения:

$$Y = (S + X) - P, \quad (2.5.6.3)$$

и

$$(S + X) = H_t, \quad (2.5.6.4)$$

где H_t – характеризует подачу воды на поверхность, то есть S – запас воды перед снеготаянием, X_t – осадки за период половодья, P – потери стока за период половодья.

Способ, нахождения коэффициента стаивания основан на линейной связи между запасами воды в снеге перед началом снеготаяния S и суммой положительных значений средней суточной температуры воздуха за период снеготаяния ($\sum t$ °C). Имея указанные данные за предыдущие годы, и исходя из соотношения $S = as \sum t$ (as применяется постоянной за весь период снеготаяния), легко можно получить значения коэффициентов стаивания отдельно для полевой и залесенной частей водосбора.

$$a's_i = (as_0 + a_i * (D_i - D_n)), \quad (2.5.6.5)$$

где as – нарастающий коэффициент стаивания; a_i – параметр, учитывающий скорость изменения коэффициента стаивания во времени; D – текущая дата; D_n – дата начала снеготаяния.

Параметр P_0 , характеризующий водоудерживающую емкость бассейна на начало таяния, определяется путем построения эмпирических связей вида:

1. для периода снеготаяния:

$$\begin{cases} P_0 = P_{\max} - b \lg(Y_{IX-XI} + 1) \\ P_0 = 0 \cdot npu P_0 < 0 \end{cases} \quad (2.5.6.6)$$

2. для периода выпадения дождей (паводкообразующий период):

$$\begin{cases} P_0 = P_{\max} - b \lg(cq_t + 1) \\ P_0 = 0 \cdot \text{при } P_0 < 0 \end{cases}, \quad (2.5.6.7)$$

Где P_{\max} – параметр, соответствующий максимальной водоудерживающей способности бассейна (при показателе предшествующего увлажнения (Y_{IX-XI}) или (cq_t) равным нулю); b и c – эмпирические параметры; Y_{IX-XI} – осенний сток реки за предшествующий год за вычетом подземного базисного питания, мм; q_t – склоновый приток воды в русловую сеть за сутки, непосредственно предшествующие началу выпадения паводкообразующих дождей.

В ходе заполнения водоудерживающей емкости бассейна в верхней зоне формируется динамичный запас воды W_t (водообразование) за счёт накапливания воды в результате стекания в приповерхностном слое почвы и по поверхности склонов на подтопленных участках.

Водоотдача бассейна в период пополнения динамичного запаса W_t за расчетный интервал времени определяется как разность слоев суммарного от стока от начала половодья и до начала и конца расчетного интервала времени t :

$$\Delta Y_t = Y_t - Y_{t-1} = (1 - \omega) \left[H_t - H_{t-1} - P_0 \left(th \frac{H_t}{P_0} - th \frac{H_{t-1}}{P_0} \right) \right] \quad (2.5.6.8)$$

В фазе истощения динамичного запаса при прекращении подачи воды на водосбор, т.е. окончания снеготаяния или дождей:

$$\Delta Y_t = (h'_{ct} - E_t - i_t) f_{ct} \quad \text{при} \quad (h'_{ct} - E_t - i_t) < 0, \quad (2.5.6.9)$$

где f_{ct} – стокообразующая площадь, на которой сосредоточен динамичный запас воды. Величина f_{ct} связана с площадью подтопления, на которой грунтовые (болотные) воды поднимаются до деятельного горизонта. Предлагается определение f_{ct} в зависимости от склонового притока q_t :

В практических расчетах базисный сток i принимается постоянным во времени (равным расходу в мм/сутки до половодья).

$$f_{ct} = (1 - \omega)(1 - \exp(-\alpha_2 q_{t-1})), \quad (2.5.6.10)$$

где α_2 — постоянная, q_{t-1} — величина рассчитанного склонового притока воды за предыдущий интервал времени $t-1$.

Расчет f_{ct} ведется по интервалам времени t .

Склоновый сток q_t с верхней зоны (деятельного горизонта) выражается как степенная функция динамического запаса:

$$q_t = \alpha_t \bar{W}_t^n = \alpha_t \left(\frac{W_{t-1} + W_t}{2} \right)^n, \quad (2.5.6.11)$$

где n — эмпирический параметр, характеризующий неодновременность добегания воды от места ее поступления в ручейковую сеть до замыкающего створа реки; допускается, что он близок к единице; коэффициент α_t зависит от временного задержания талых вод снегом. Он принимается равным:

$$\alpha_t = \alpha_0 \exp(-\beta S_{s,t-1} / W_{t-1} + 1), \quad (2.5.6.12)$$

где $S_{s,t-1}$ — снеготзапасы, оставшиеся в лесу к началу расчетного интервала; α_0 и β — параметры.

При похолодании параметр α_t назначается с учетом значения отрицательной средней суточной температуры $|\bar{\theta}|$.

$$\alpha_t = \frac{\alpha_{t-1}}{1 + 1/3|\bar{\theta}|}. \quad (2.5.6.13)$$

Подвижный (динамичный) запас воды в верхней зоне определяется так:

$$\begin{cases} W_t = W_{t-1} + \Delta Y_t - q_t \\ W_t = W_{t-1} - (E_t + i_t - h'_{st})f_c - q_t \cdot npi \cdot h'_{st} - E_t - i_t < 0 \end{cases} \quad (2.5.6.14)$$

Оптимизация параметров рассмотренной модели показала, что зависимость (2.5.6.14) близка к линейной: $q_t = a_t \bar{W}_t$. Это позволило упростить расчетные формулы:

$$\begin{cases} q_{t+\Delta T} = \alpha_{t+\Delta T} W_t \exp(-\Delta T \alpha_{t+\Delta T}) + [1 - \exp(-\alpha_{t+\Delta T})] \Delta \bar{Y}_{t+\Delta T} \\ q_{t+\Delta T} = q_t \exp(-\Delta T \alpha_0) + [1 - \exp(-\Delta T \alpha_0)] \Delta \bar{Y}_{t+\Delta T} \cdot npi \cdot \alpha_t = \alpha_0 = const \end{cases} \quad (2.5.6.15)$$

Здесь $q_{t+\Delta T}$ – интенсивность склонового притока воды в русловую сеть в соответствующий момент времени; $\Delta\bar{Y}_{t+\Delta T}$ – среднее значение интенсивности водоотдачи бассейна за время от t до $t + \Delta T$ (при интегрировании $\Delta\bar{Y}_{t+\Delta T}$ и $a_{t+\Delta T}$ принимались постоянными); ΔT – расчетный интервал времени.

Расход воды в замыкающем створе бассейна (Q_3) определяется по методу частных кривых добегания с каждой ландшафтной зоны по интегралу Дюамеля.

$$Q_3(t) = \sum_i \int_0^t q_i(t-\tau) f_i(\tau) d\tau, \quad (2.5.6.16)$$

где i – номер ландшафтной зоны, f_i – ординаты кривой добегания i -той зоны до замыкающего створа, τ – среднее время добегания элементарных объемов воды от момента поступления на поверхность склона до замыкающего створа реки.

Определение кривой $f(\tau)$ для рек сводится к оценке параметров распределения времени добегания с использованием известных статистических распределений.

Нахождение параметров кривых добегания производится по формуле Г.Н. Бровковича.

Для нахождения уравнения кривой добегания необходимо найти три статистических параметра $\bar{\tau}$ (среднее время добегания), C_v (коэффициент вариации), C_s (коэффициент асимметрии). C_v и C_s характеризуют распределение снежного покрова по территории, для наименьшей погрешности выражаем эти параметры через моменты.

Из допущения, что боковой приток воды в русла изменяется по их длине в соответствии с распределением площадей вдоль склона или русла, следует общее выражение начальных моментов времени добегания для бассейна:

$$m_\mu = \sum_{j=1}^n \frac{F_j}{F} m_{\mu j}, \quad (2.5.6.17)$$

где F_j – площадь между j -й и $(j+1)$ -й эквидистантами (линии равных расстояний, в нашем случае, равного времени добегающего до замыкающего створа); F – площадь бассейна; $m_{\mu j}$ – начальный момент времени добегающего бокового притока с площади F_j ; μ – порядок момента.

При равномерном распределении притока по длине русла в пределах площади F_j выражения момента $m_{\mu j}$ и центральных моментов M_{2j} и M_{3j} можно написать:

$$\left. \begin{aligned} m_{1j} &= 0,5\bar{\tau}_{1j} + \bar{\tau}_{2j}; \\ M_{2j} &= a^2 m_{1j} + \frac{1}{12} \bar{\tau}_{1j}^2; \\ M_{3j} &= ka^4 m_{1j} + \frac{1}{4} a^2 \bar{\tau}_{1j}^2. \end{aligned} \right\} \quad (2.5.6.18)$$

Здесь $\bar{\tau}_{1j} = L_{1j} / \bar{v}$; $\bar{\tau}_{2j} = L_{2j} / \bar{v}$; L_{1j} – длина русел между эквидистантами j и $j+1$; L_{2j} – длина русел от нижней границы площади F_j до замыкающего створа; \bar{v} – средняя скорость добегающего воды; k и a – параметры.

Центральные моменты выражаются через начальные:

$$\left. \begin{aligned} m_{2j} &= M_{2j} + m_{1j}^2; \\ m_{3j} &= M_{3j} + 3m_{1j}m_{2j} - 2m_{1j}^3. \end{aligned} \right\} \quad (2.5.6.19)$$

Определив по формулам (2.5.6.20) моменты m_1 , m_2 и m_3 для бассейна реки, находят соответствующие центральные моменты:

$$\left. \begin{aligned} M_2 &= m_2 - m_1^2; \\ M_3 &= m_3 - 3m_1m_2 + 2m_1^3. \end{aligned} \right\} \quad (2.5.6.20)$$

Статистические характеристики распределения времени добегающего C_v и C_s определяются по известным соотношениям:

$$C_v = \sqrt{M_2 / m_1}, \quad C_s = M_3 / M_2^{3/2} \quad (2.5.6.21)$$

Таким образом, расчет расходов воды в замыкающем створе включает в себя следующие операции:

1. Расчет суточного поступления талых и дождевых вод на поверхность бассейна;

2. Расчет водоотдачи на склон за вычетом потерь H_t :

а) для периода снеготаяния (испарение E принимается равным нулю):

$$H_t = \sum_{j=1}^t (h_j - i_j), \quad (2.5.6.22)$$

где h_j – суточное поступление воды из снега на поверхность бассейна (с учетом дождей); i_j – базисный сток, т.е. разгрузка воднижнего яруса почвогрунта в речную сеть, мм/сутки;

б) для периода спада

$$H_t = \sum_{j=1}^t (h_j - E_t - i_j) \quad (2.5.4.23)$$

где h_j – жидкие осадки, мм/сутки; E_t – испарение, мм/сутки;

3. Определение параметра P_0 для периода снеготаяния по формуле (2.5.4.6) и во время дождей по формуле (2.5.4.7);

4. Определение по формулам (2.4.5.8) и (2.4.5.9) водоотдачи бассейна и расчет притока воды в русловую сеть. Базисный сток принимается по минимальному расходу воды перед началом половодья.

5. Определение функции добегания воды.

6. Расчет по формулам (2.5.6.11) и (2.5.6.14) гидрографа реки за период половодья.

Рассмотренная модель отображает основные особенности формирования половодья в регионах подпертого стока. Хотя ряд процессов отображается принятой моделью схематично, но ее можно применять на практике.

3. Математическая модель гидрографа половодья реки

Ключ – пос. Польшанка

3.1. Объект исследования

Объектом исследования данной работы является река Ключ – пос. Польшанка, правый приток реки Бакчар (Обь-Иртышское междуречье), площадь составляет по данным РОСГИДРОМЕТ сети 59 км², по нашим данным 74,5 км². Высотные отметки не превышают 100-146 м над уровнем моря. Долина реки трапецеидальная, шириной 1,5-2 км. Пойма двухсторонняя, начинает затопляться при уровне воды 500 см над нулем поста. Пойма поросла кустарником, тальником. Берега пологие. Русло реки прямолинейное, сложено глинами и суглинками, слабдеформирующееся. Наблюдается чередование плесов и перекатов. В весенне-летний период, наблюдается намыв грунта в русле. Весной в отдельные годы наблюдается подпор от р. Бакчар, в период летней межени на перекатах пересыхает, зимой перемерзает. Приречные дренированные склоны покрыты березовым и смешанным лесом. С удалением от реки леса становятся все более угнетенными и сменяются осоковым кочкарником. Далее следует полоса переходного болота, сменяющегося громадным массивом верховых болот. Водосбор р. Ключ практически полностью представлен БЭС Васюганского болота и, таким образом, основным источником питания этого водотока являются болотные воды отрогов этого болота. Гидрологический режим р. Ключ зависит от водообмена между болотом и окружающей её территорией. В среднем и верхнем течении долина этой реки представлена слабо. В устьевой части (при впадении в р. Бакчар) русло врезано в толщу суглинков и глин на глубину 20-25 м. Заболоченность бассейна р. Ключ составляет около 70%. Истоки реки расположены на периферии верхового болотного массива. Длина безрусловых склонов по линиям отека от истоков р. Ключ до водораздела достигает 2.5-6.0 км. Расположение исследуемого бассейна реки Ключ представлено на рисунке 4.

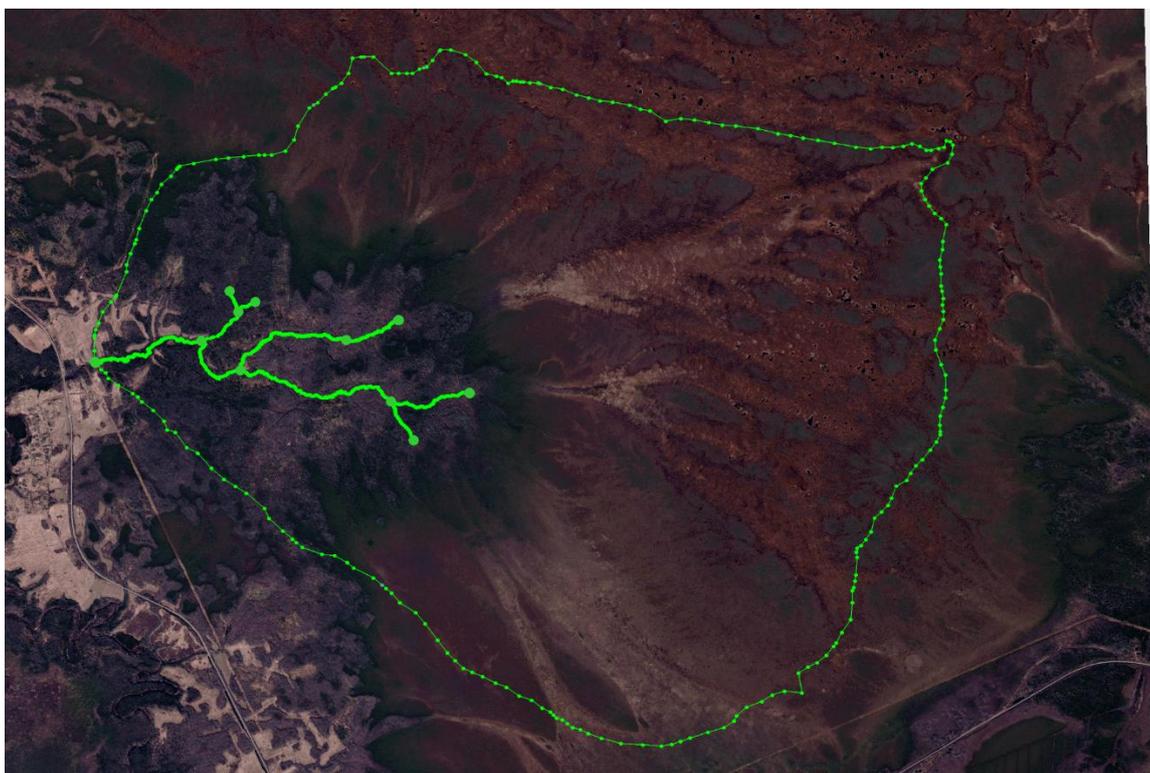


Рисунок 4 – Космоснимок района исследований, бассейн р. Ключ

Водный режим Васюганского болота оказывает влияние на уровенный и водный режим р. Ключ. Сток с болот начинает формироваться после подъема уровня грунтовых вод к верхним горизонтам деятельного слоя, характеризующихся высокими значениями коэффициента фильтрации, которые во много раз превышают возможные интенсивности водоотдачи из снега и выпадения жидких осадков. Это приводит к тому, что в начальный период снеготаяния вся талая вода расходуется на пополнение влагозапаса торфяной залежи и подъем уровня болотных вод (УБВ) на склонах верхового болотного массива и его периферии. Существенный сток начинает формироваться после подъема УБВ. Талая вода с открытого болота, вследствие более позднего таяния снега, частично расходуется на насыщение снега и верхнего горизонта, а остальная часть поступает в русловую сеть. Отсюда следует, что на режим стока в период снеготаяния существенное влияние оказывает уровень грунтово-болотных вод перед началом таяния снега.

Частое наложение "болотной" и "лесной" волн половодья приводит к формированию преимущественно одномодального гидрографа половодья. Наибольшая интенсивность подъема уровней в период половодья составляет 0.4 м/сут. Пойма затапливается на 30-40 дней. Спад половодья происходит постепенно с наибольшей интенсивностью 0.3 м/сут, наименьшей – 0.1 м/сут и заканчивается во второй половине июня – начале июля. Сток за период половодья в среднем равен 82 мм (минимум 10мм в 1982 г. и максимум 267 мм - 1986 г.). Согласно Д.А. Буракову грунтово-болотная составляющая в подобных бассейнах с малым врезом русла участия в формировании половодья не принимает. Об этом же свидетельствует и то, что глубина промерзания торфяной залежи в этот период достигает 0.3-0.4 м.

После схода снега в формировании стока принимают участие грунтово-болотные воды, накопленные еще в период выпадения осенних дождей. Между стоком р. Ключ и уровнем болотных вод в этот период проявляется тесная связь. Общая продолжительность подъема УБВ весной составляет 5-35 дней и зависит от хода температуры воздуха и выпадения атмосферных осадков. Так в 1998 г. снижение УБВ ниже отметки средней поверхности началось только с 19 июля, на периферии болота – на неделю раньше (12 июля). Уровень болотных вод понижается в среднем на 1-2 см/сут, а в периоды без дождей - до 5 см/сут. В этот период сток р. Ключ определяется фильтрационными свойствами деятельного слоя торфяной залежи, который на исследуемом олиготрофном болоте достигает глубины на отдельных участках 0.2-0.6 м. В этом слое наблюдается самая высокая пористость и водопроницаемость. Коэффициент фильтрации деятельного слоя не выходит за пределы 1.2-9.7 м/сут. В торфяной залежи БЭС отмечается чередование слоев с разной фильтрационной способностью. Так водоприток в шурф, площадью 0.126 м² из верхних горизонтов составил 0.21 л/сек, нижних – 0.042 л/сек.

В условиях плоского рельефа и сильной заболоченности естественный дренаж осуществляется в небольших размерах. В маловодные годы водоток

пересыхает, что отмечалось в 1990, 1980 годах. Сток возобновляется осенью при выпадении осенних дождей [1].

Основное количество воды фильтруется в относительно тонком деятельном горизонте торфяной залежи, т.е. представление о сплошном стекании по склону соответствует действительному механизму движения воды в болотных массивах.

Верхний горизонт деятельного слоя обладает чрезвычайно большими коэффициентами фильтрации, пропускает с большой скоростью выпадающие на поверхность болота осадки до уровня грунтовых вод. Уклоны поверхности грунтовых вод почти всегда равны уклонам поверхности болотного массива. Близкое залегание грунтовых и болотных вод к поверхности земли подтверждает тот факт, что колебания во времени наблюдаются лишь в самых верхних горизонтах, тогда, как ниже расположенные слои почво-грунтов постоянно увлажнены до предела.

Пористость и коэффициент фильтрации резко увеличиваются в поверхностных слоях торфа и лесных почв. По этой причине, существенный склоновый сток формируется после поступления на водосбор такого количества воды, которое обеспечивает подъем уровней гравитационных вод к поверхности земли. При низком предшествующем увлажнении речные бассейны обладают значительной водоудерживающей емкостью. Следовательно значительный склоновый сток в данном случае формируется только после затопления этой емкости.

3.2. Исходные данные

В качестве исходных данных использовались ежедневные расходы воды за период весеннего половодья (1974-1998 гг.), метеорологические данные, такие как среднесуточная температура и количество выпавших осадков за период с 1.03-30.06, данные о снежном покрове (запас воды в снежном покрове, продолжительность снеготаяния и сроки схода снега) по трём пунктам к

исследуемому бассейну р. Ключ (Бакчар, Польшьянка, Плотниково), средние декадные уровни воды за период осенней межени (20.08-10.11). Все данные получены из Метеорологических и Гидрологических ежегодников.

Также в качестве исходной информации мной использовался космоснимок исследуемого района.

3.3. Подготовительные работы для расчета гидрографа весеннего половодья реки Ключ по математической модели Д.А. Бураква

На основании космоснимка были выделены характерные для исследуемого бассейна реки Ключ микроландшафты (рис. 5). После чего, с помощью программы SMS 9.2. были определены необходимые пространственные характеристики: размеры площадей зон и длины линий стекания (рис.7) (бокового притока и транзита) для выделенных ландшафтных зон, таблица с результатами представлена в Приложении А

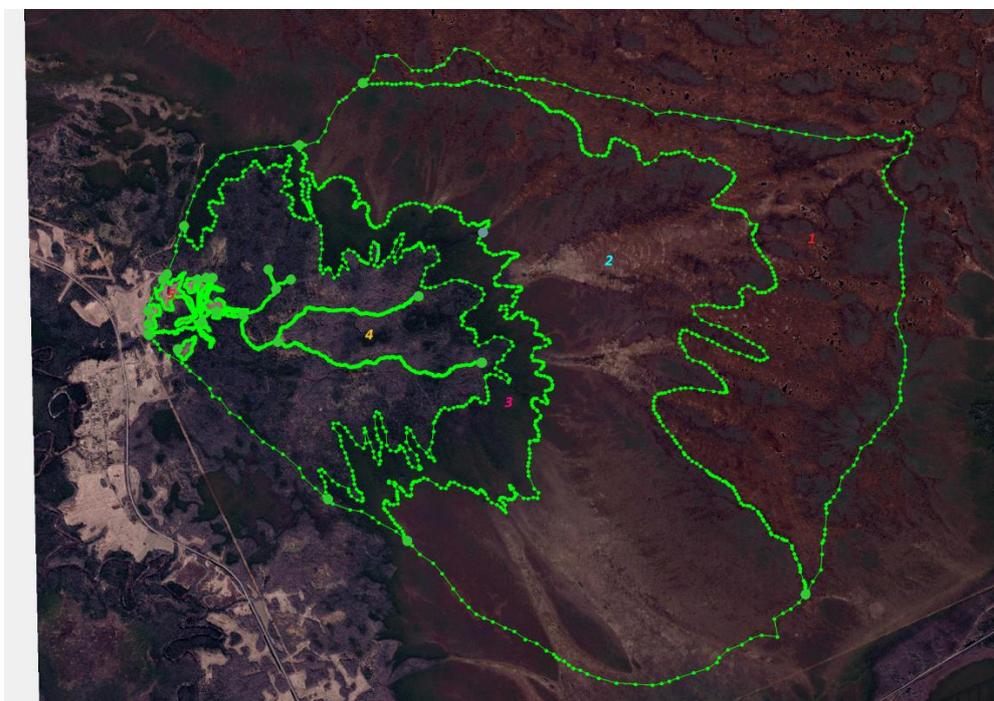


Рисунок 6 –Ландшафтная карта водосбора р.Ключ

1– Градово-озерковый, 2 – грядово-мочажинный, 3 – заболоченный лес, 4 – прирусловой лес, 5 – поле.

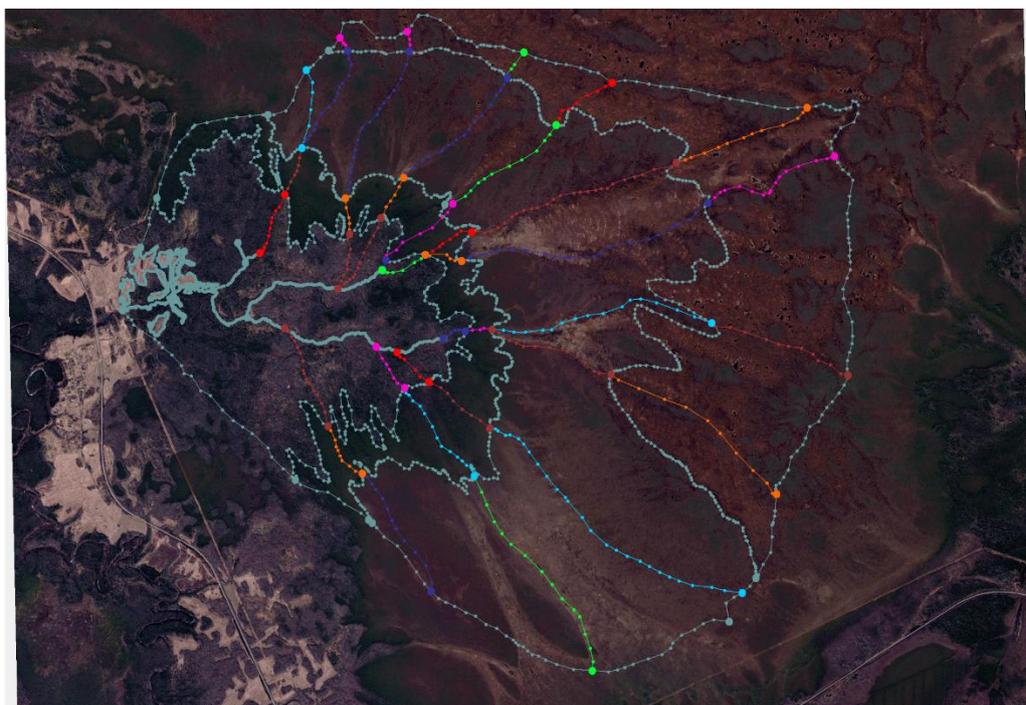


Рисунок 7 – Схема линий стекания для системы болотных массивов с бассейна р. Ключ

3.4. Математическая модель гидрографа весеннего половодья Буракова Д.А.

Расчёт весеннего половодья р. Ключ производился по математической модели Д.А. Буракова, т.к. эта модель наиболее полно учитывает особенности заболоченных бассейнов рек. Гидрографы были построены с помощью программы Инишева Н.Г. «trans df», расчёт в данной программе осуществляется по формулам модели из пункта 2.5.6.

Для наиболее точных вычислений рассматриваемый нами период с 1974 по 1998 гг. разделили на много-, средне- и маловодные годы весны. По три года за каждый период, для анализа водности за счет различных условий формирования весеннего половодья. На основе оптимизации были найдены параметры модели и значения расходов (Приложение Б). Анализ параметров проводился по группам водности и в зависимости от ландшафтной зоны.

Таблица 1 – Маловодные, многоводные и средние по водности годы весенних половодий за период 1974-1998 гг.

| | | |
|--------------|------|------|
| Многоводные | | |
| 1979 | 1986 | 1993 |
| Средневодные | | |
| 1975 | 1988 | 1992 |
| Маловодные | | |
| 1982 | 1984 | 1989 |

В программе расчета гидрографа весеннего половодья с учетом процессов происходящих на поверхности водосбора и в его русловой сети «trans.df», используются следующие параметры:

- as – коэффициент стаивания, мм/(°C*сут);
- P_{max} – параметр, характеризующий потери талого стока за период половодья, мм;
- Vb – скорость бокового притока, км/сут;
- Vt – скорость транзита, км/сут;
- Cb – тангенс угла наклона зависимости $P=f(\ln t)$ численно равен третьему центральному моменту времени добегания на отрезке русла с $\tau^- = 1$;
- α_2 – этот коэффициент численно равный дисперсии времени добегания на отрезке русла с $\tau^- = 1$;
- α_3 – коэффициент лесистости (константа), в долях единицы
- α_4 – открытая часть бассейна, в долях единицы;
- β – коэффициент, характеризующий задержку талой воды с болота в лесу снегом;
- α_0 – коэффициент пропорциональности между притоком воды в русловую сеть (qt) и запасом воды на склоне;
- w – относительная величина постоянно бессточной площади в речном бассейне;
- K – характеризует отношение коэффициента асимметрии к коэффициенту вариации времени добегания элементарных объемов воды на бесприточных участках.

Постоянные параметры для многолетнего периода: коэффициент стаивания a_s , коэффициент лесистости a_3 ; параметры, характеризующие кривые распределения снежного покрова (принимаются постоянными условно); коэффициент размерности и ординаты кривых добегания.

Ежегодно меняющиеся параметры: запасы воды в снежном покрове к началу снеготаяния, осадки, температура, осеннее увлажнение.

Рассчитанные оптимизированные параметры находятся в Приложение Б.

Рассмотрим изменения оптимизированных параметров в зависимости от ландшафтных зон:

Коэффициент стаивания меняется в зависимости от ландшафтных зон. Наибольшая величина изменчивости наблюдается на территориях заболоченного леса, прируслового леса и поля, значения колеблются от 0,13 до 6,07 мм/°С·сут, наименьшая амплитуда колебания коэффициента характерна для грядово-озерковой зоны.

Коэффициенты характеризующие интенсивность нарастания коэффициента стаивания в поле и в лесу. Они являются постоянными для каждого конкретного года. Максимальное значение нарастания коэффициента характерны для поля, что свидетельствует о том, что в лесу стаивание происходит равномернее во времени.

Максимальные значения потерь талого стока за период половодья составляет 289 мм. Главный фактор определяющий величину потерь – это осеннее увлажнение за предыдущий год и скорость инфильтрации в почвогрунты за текущий год.

При рассмотрении параметров кривой добегания через центральные моменты можно заметить, что максимальные значения характерны для грядово-мочажинной и грядово-озерковой зон.

Коэффициент численно равный дисперсии времени добегания равен третьему центральному моменту времени добегания на отрезке русла с $\tau^- = 1$, не наблюдается зависимости от ландшафтной зоны или водности года.

Максимальные коэффициент, характеризующий задержку талой воды с болота в лесу снегом характерен для грядово-озерковой зоны.

Максимальные значения коэффициента пропорциональности м/у притоком воды в русловую сеть (qt) и запасом воды на склоне проявляются в многоводные годы, от ландшафтной зависимости не проявляется.

Коэффициент, характеризующий задержку талой воды с болота в лесу снегом. Имеется ландшафтная зависимость данного коэффициента, максимальные значения характеризуют наибольшую интенсивность поступления талых вод в бассейн с леса.

Анализ долей вклада каждой ландшафтной зоны показал, что максимальный вклад оказывает болото с грядово-мочажинным комплексом для маловодного периода. В среднем этот показатель равен 42,9 %. Наибольшие значения для маловодного периода объясняются влагоёмкими свойствами болотного массива, которые выступают регуляторами водности в водно-балансовой системе.

Таблица 2 – Доли вклада ландшафтных зон при расчете весеннего половодья за период 1974 – 1998 гг.

| | Ландшафт ные зоны | Грядово- озерковая, % | Грядово - мочажинн ая, % | Прирусло вой лес, % | Заболочен ный лес, % | Поле, % |
|--------------|----------------------|-----------------------------|--------------------------------|------------------------|----------------------------|---------|
| Средневодные | 1975 | 40,3 | 45,9 | 1,9 | 1,6 | 10,3 |
| | 1988 | 50,3 | 41,3 | 2,2 | 5,2 | 0,46 |
| | 1992 | 2,0 | 0,4 | 89,6 | 4,1 | 3,4 |
| Многоводные | 1979 | 10,3 | 45,2 | 15,3 | 27,4 | 1,3 |
| | 1986 | 25,6 | 32,2 | 15,0 | 19,1 | 8,1 |
| | 1993 | 33,0 | 46,8 | 7,0 | 12,8 | 0,4 |
| Маловодные | 1982 | 49,8 | 45,3 | 1,5 | 2,0 | 1,2 |
| | 1984 | 6,5 | 54,5 | 12,0 | 23,6 | 3,4 |
| | 1989 | 27,2 | 28,9 | 6,2 | 29,7 | 8,5 |

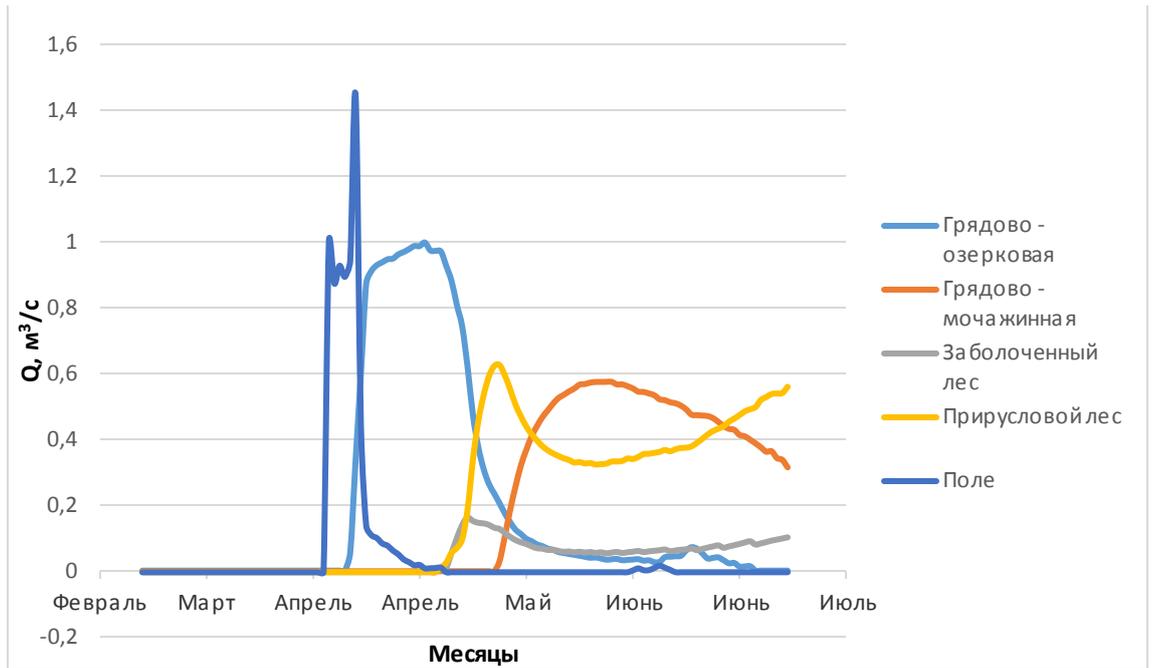


Рисунок 8 – Доля вклада ландшафтных зон при расчете весеннего половодья за маловодный 1989 г.

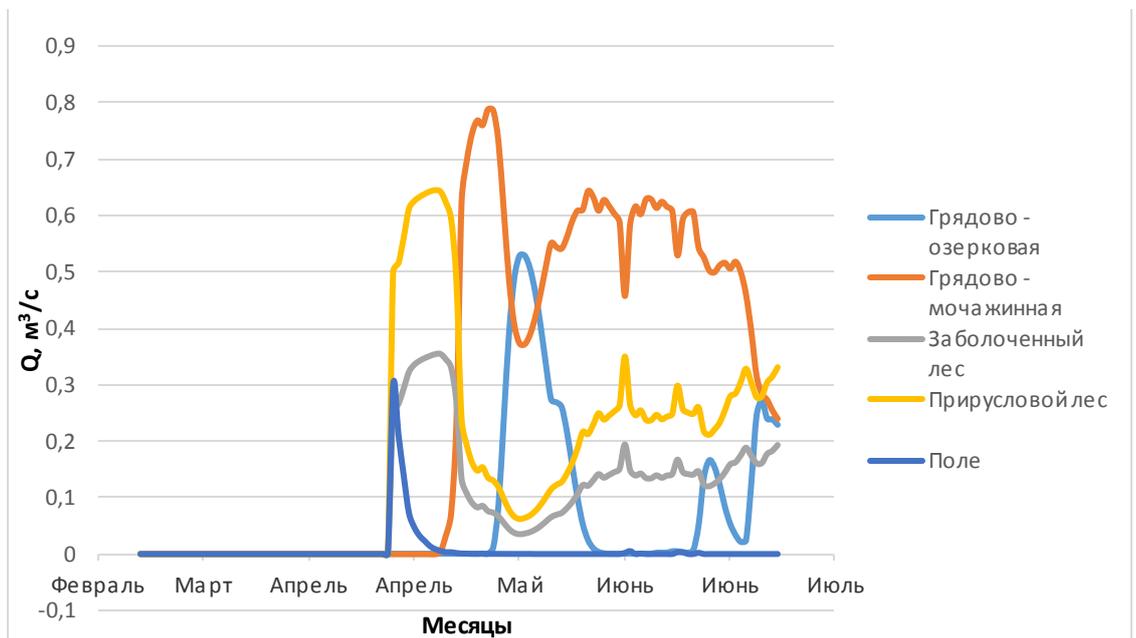


Рисунок 8 – Доля вклада ландшафтных зон при расчете весеннего половодья за многоводный 1979 г.

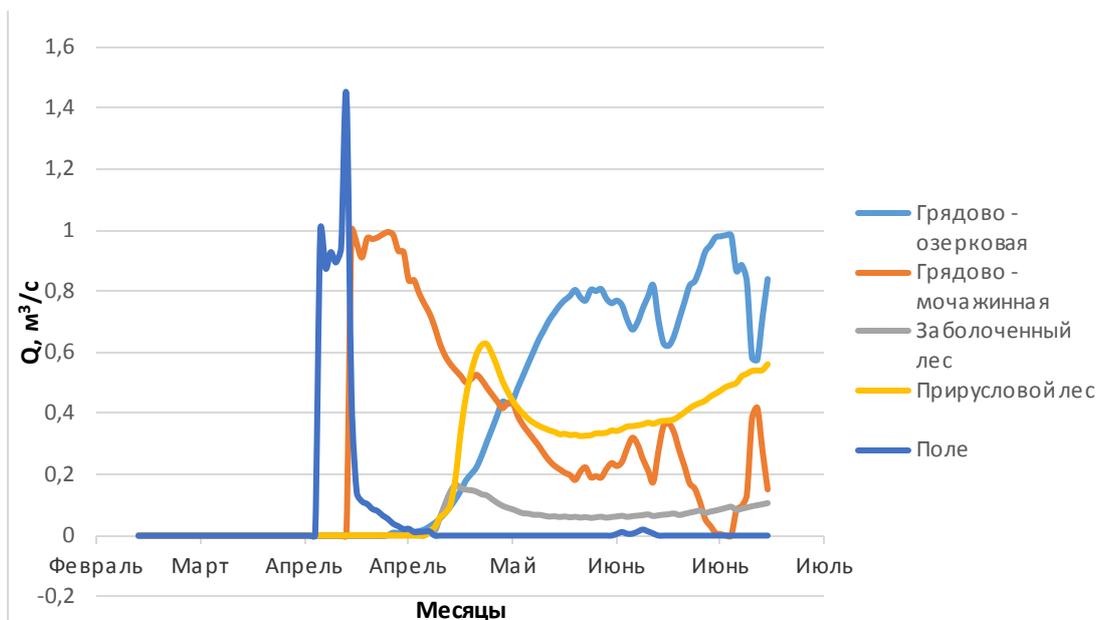


Рисунок 8 – Доля вклада ландшафтных зон при расчете весеннего половодья за многоводный 1988 г.

В данной программе критерием качества расчёта, отражающим погрешность рассчитанных гидрографов по отдельным годам, является среднеквадратическая ошибка, рассчитываемая по формуле:

$$\sigma_o = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^N (Q_{ip} - Q_{if})^2}{N}}, \quad (3.4.1)$$

где Q_p и Q_f – рассчитанные и фактические средние суточные расходы воды; N – число суток (от 62 до 92 суток за одно половодье)

Общий критерий качества, оценивающий погрешность расчёта для всех гидрографов, в общем, рассчитывается по формуле:

$$K_{общ} = \sqrt{\sum_{j=1}^N \frac{1}{\partial.к.п.j - \partial.н.п.j} \cdot \sum_{i=\partial.н.п.j}^{\partial.к.п.j} (q_{факт.j,i} - q_{расч.j,i})^2} \quad (3.4.2)$$

где $d_{к.п. j}$ – дата конца половодья за j -год, $d_{н.п. j}$ – дата начала половодья за j -год, $q_{факт.j,i}$ – фактический расход, м³/с; $q_{расч.j,I}$ – рассчитанный расход м³/с.

Критерии качества указывают на приемлемое качество расчётов (см таблицу 3). Максимальные показатели критерия качества представляют многоводный период, т.к. наибольшие объёмы воды проходят через русло в эти годы. Значение среднеквадратической ошибки получается лучше при расчете по отдельным годам, чем по группам водности и за весь рассматриваемый период в целом.

Таблица 3 – Критерии качества (м³/с) за период с 1974 – 1998 гг.

| многоводные годы | | | |
|-----------------------------|------|------|------|
| | 1979 | 1986 | 1993 |
| Критерий качества | 0,3 | 0,19 | 0,45 |
| Групповой критерий качества | 0,51 | 0,38 | 0,37 |
| Общий критерий качества | 0,41 | | |
| средневодные годы | | | |
| | 1975 | 1988 | 1992 |
| Критерий качества | 0,06 | 0,13 | 0,12 |
| Групповой критерий качества | 0,2 | 0,66 | 0,37 |
| Общий критерий качества | 0,49 | | |
| маловодные годы | | | |
| | 1982 | 1984 | 1989 |
| Критерий качества | 0,02 | 0,08 | 0,03 |
| Групповой критерий качества | 0,06 | 0,11 | 0,05 |
| Общий критерий качества | 0,08 | | |

Графически расхождение вычисленных и фактических гидрографов можно просмотреть в Приложении В. Наибольшими расходами воды обладают многоводные годы. В этот же период наблюдаются более значительные расхождения между значениями расходов воды фактического и рассчитанного гидрографов весеннего половодья

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Создана математическая модель гидрографа весеннего половодья с учетом ландшафтных особенностей малого водосбора р. Ключ, при помощи которой получены гидрографы с каждой из 5-ти выделенных ландшафтных зон, что позволило оценить вклад каждой из них в общий сток.

Анализ долей вклада каждой ландшафтной зоны показал, что максимальный вклад оказывает болото с грядово-мочажинным комплексом для маловодного периода. В среднем этот показатель равен 42,9 %. Наибольшие значения для маловодного периода объясняются влагоёмкими свойствами болотного массива, которые выступают регуляторами водности в водно-балансовой системе.

Максимальные показатели критерия качества представляют многоводный период, т.к. наибольшие объёмы воды проходят через русло в эти годы. Значение среднеквадратической ошибки получается лучше при расчете по отдельным годам в среднем за многоводный равен 0.31, чем по группам водности и за весь рассматриваемый многоводный период в целом (0,42).

Наибольшими расходами воды обладают многоводные годы. В этот же период наблюдаются более значительные расхождения между значениями расходов воды фактического и рассчитанного гидрографа в весеннего половодья. В целом расхождение рассчитанных и фактических гидрографов весеннего половодья имеет хорошую оценку.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Бефани Н.Ф., Калинин Г.П. Упражнения и методические разработки по гидрологическим прогнозам. – Л.: Гидрометеиздат, 1975. – 392 с.
2. Бураков Д.А. Кривые добегания и расчёт гидрографа половодья. Томск: ТГУ, 1978. – 129 с.
3. Васюганское болото (природные условия, структура и функционирование) / Под редакцией Инишевой Л.И. – Томск: ЦНТИ, 2000. – 136 с.
4. Инишев Н.Г., Мерзликин О.Ф. Модель расчёта гидрографа весеннего половодья на малых реках, стекающих с Васюганского болота // Вестник ТГПУ. Томск, 2009 Вып. 3 (81) .С. 137-141.
5. Инишева Л. И., Петкевич М. В. Ландшафтно-типологическая характеристика бассейна р. Ключ // Вопросы географии Сибири. 1999. № 23. С. 237-243.
6. Инишева Л.И., Дементьева Т.В., Головацкая Е.А., Порохина Е.В. Научно-исследовательский полигон «Васюганье». Программа научной экскурсии. Томск, ЦНТИ, 2003. – 88 с.
7. Кучмент Л. С. Математическое моделирование речного стока. Л.: Гидрометиздат, 1972. – 197 с.
8. Назаров Н.А., Сирин А.А. Модели и алгоритмы расчёта формирования речного стока на лесном водосборе. – М.: 1988. – 108 с.
9. Указания по расчетам стока с неосушенных и осушенных верховых болот / под ред. К. Е. Иванова, Т. С. Шмидта. Л.: Гидрометеиздат, 1971. – 84 с.
10. Чеботарев А.И. Общая гидрология / А. И. Чеботарев – Л.: Гидрометеиздат, 1975.

ПРИЛОЖЕНИЕ

ПРИЛОЖЕНИЕ А.

Морфометрические характеристики площадей линий стекания (расчетных участков) бассейна р. Ключ

Таблица А.1 – Морфометрические характеристики площадей линий стекания
(расчетных участков) бассейна р. Ключ

| Вид ландшафта | № | F, км | Лбок, км | Лтранзит, км | Лбок, км | Лтранзит, км |
|------------------------------|----|-------|----------|--------------|----------|--------------|
| Грядово - озерковая подзона | 1 | 17,8 | 0,23 | 6,60 | 1,53 | 11,12 |
| | 2 | | 0,30 | 9,10 | | |
| | 3 | | 0,48 | 9,63 | | |
| | 4 | | 1,13 | 10,50 | | |
| | 5 | | 2,25 | 13,10 | | |
| | 6 | | 2,29 | 13,60 | | |
| | 7 | | 2,33 | 13,57 | | |
| | 8 | | 3,22 | 12,87 | | |
| Грядово - Мочажинная подзона | 9 | 34,4 | 1,17 | 5,80 | 2,77 | 9,76 |
| | 10 | | 1,68 | 6,40 | | |
| | 11 | | 2,43 | 8,70 | | |
| | 12 | | 2,24 | 9,10 | | |
| | 13 | | 2,03 | 9,39 | | |
| | 14 | | 3,47 | 13,50 | | |
| | 15 | | 4,14 | 11,30 | | |
| | 16 | | 3,63 | 11,24 | | |
| | 17 | | 2,04 | 9,60 | | |
| | 18 | | 4,86 | 11,90 | | |
| | 19 | | 3,50 | 11,03 | | |
| | 20 | | 2,08 | 9,20 | | |
| Заболоченный лес | 21 | 7,9 | 0,74 | 4,66 | 0,91 | 6,97 |
| | 22 | | 0,53 | 6,34 | | |
| | 23 | | 0,70 | 6,91 | | |
| | 24 | | 1,38 | 7,36 | | |
| | 25 | | 0,83 | 7,41 | | |
| | 26 | | 0,60 | 7,19 | | |
| | 27 | | 0,43 | 7,61 | | |
| | 28 | | 1,19 | 7,81 | | |
| | 29 | | 1,74 | 8,09 | | |
| | 30 | | 0,93 | 6,33 | | |
| Прирусловой лес | 31 | 14,1 | 0,97 | 3,92 | 0,83 | 6,10 |
| | 32 | | 0,86 | 5,81 | | |
| | 33 | | 1,27 | 6,22 | | |
| | 34 | | 0,17 | 5,98 | | |
| | 35 | | 0,77 | 6,58 | | |

Продолжение приложения А

| | | | | | | |
|-----------------|----|------|------|------|-------|------|
| Прирусловой лес | 36 | 14,1 | 0,38 | 8,04 | 0,83 | 6,10 |
| | 37 | | 0,67 | 6,62 | | |
| | 38 | | 0,76 | 6,34 | | |
| | 39 | | 1,62 | 5,40 | | |
| Поле | 40 | 0,3 | 0,91 | 0,00 | 0,908 | 0 |

ПРИЛОЖЕНИЕ Б

Оптимальные параметры модели за характерные периоды

Таблица Б.1 – Многоводный 1986 г.

| Параметры | Многоводные годы | | | | |
|------------------|---------------------|----------------------|-----------------|------------------|--------|
| | Грядово - озерковая | Грядово - мочажинная | Прирусловой лес | Заболоченный лес | Поле |
| Ab | 1,64 | 4,90 | 6,07 | 6,07 | 6,07 |
| Vb (\bar{V}) | 0,71 | 0,35 | 0,32 | 0,32 | 0,32 |
| Kb (k) | 0,48 | 0,26 | 0,28 | 0,28 | 0,28 |
| At | 0,96 | 2,67 | 0,13 | 0,13 | 0,13 |
| Vt | 10,10 | 7,10 | 0,34 | 0,34 | 0,34 |
| Kt | 0,91 | 0,69 | 0,59 | 0,59 | 0,59 |
| kd (a's) | 1,00 | 1,00 | 1,00 | 1,00 | 1,00 |
| as (ai) | 5,77 | 0,64 | 2,29 | 2,29 | 3,07 |
| a3 (ai) | 0,50 | 0,50 | 0,50 | 0,50 | 0,50 |
| a4 | 1,64 | 1,64 | 1,64 | 1,64 | 1,64 |
| Pmax | 119,91 | 7,66 | 49,84 | 49,84 | 31,88 |
| cd (b) | 205,08 | 268,30 | 153,36 | 153,36 | 153,36 |
| a0 | 0,06 | 0,32 | 0,13 | 0,13 | 0,94 |
| bets (β) | 30,81 | 2,30 | 0,14 | 0,14 | 0,14 |
| a2 | 10,00 | 18,81 | 0,29 | 0,29 | 0,29 |
| cx (cqt) | 39,40 | 9,20 | 1,68 | 1,68 | 1,68 |
| wbst (w) | 0,03 | 0,01 | 0,04 | 0,04 | 0,04 |

Таблица Б.2 – Многоводный 1979 г.

| Параметры | Многоводные годы | | | | |
|------------------|-------------------|----------------------|-----------------|------------------|--------|
| | Грядово-озерковая | Грядово - мочажинная | Прирусловой лес | Заболоченный лес | Поле |
| Ab | 0,11 | 3,03 | 3,33 | 3,33 | 3,33 |
| Vb (\bar{V}) | 0,32 | 0,43 | 0,58 | 0,58 | 0,58 |
| Kb (k) | 0,10 | 0,83 | 0,10 | 0,10 | 0,10 |
| At | 0,17 | 2,24 | 0,27 | 0,27 | 0,27 |
| Vt | 10,71 | 6,69 | 1,15 | 1,15 | 1,15 |
| Kt | 0,10 | 0,91 | 0,27 | 0,27 | 0,27 |
| kd (a's) | 1,00 | 1,00 | 1,00 | 1,00 | 1,00 |
| as (ai) | 0,20 | 2,12 | 0,24 | 0,24 | 0,40 |
| a3 (ai) | 0,61 | 0,61 | 0,61 | 0,61 | 0,61 |
| a4 | 5,21 | 5,21 | 5,21 | 5,21 | 5,21 |
| Pmax | 112,32 | 87,08 | 49,76 | 49,76 | 57,35 |
| cd (b) | 253,79 | 220,85 | 112,49 | 112,49 | 112,49 |
| a0 | 0,38 | 0,10 | 0,04 | 0,04 | 0,99 |
| bets (β) | 29,43 | 5,55 | 1,09 | 1,09 | 1,09 |
| a2 | 9,26 | 29,93 | 6,66 | 6,66 | 6,66 |
| cx (cqt) | 36,82 | 2,59 | 38,70 | 38,70 | 38,70 |
| wbst (w) | 0,03 | 0,03 | 0,01 | 0,01 | 0,01 |

Продолжение приложения Б

Таблица Б.3 – Многоводный 1993 г.

| Параметры | Многоводные годы | | | | |
|------------------|-------------------|----------------------|-----------------|------------------|--------|
| | Грядово-озерковая | Грядово - мочажинная | Прирусловой лес | Заболоченный лес | Поле |
| Ab | 0,46 | 0,34 | 3,07 | 3,07 | 3,07 |
| Vb (\bar{V}) | 0,26 | 0,32 | 2,13 | 2,13 | 2,13 |
| Kb (k) | 0,80 | 0,80 | 0,09 | 0,09 | 0,09 |
| At | 1,57 | 0,51 | 0,44 | 0,44 | 0,44 |
| Vt | 24,40 | 11,97 | 0,15 | 0,15 | 0,15 |
| Kt | 0,50 | 0,10 | 0,43 | 0,43 | 0,43 |
| kd (a's) | 1,00 | 1,00 | 1,00 | 1,00 | 1,00 |
| as (ai) | 0,12 | 2,36 | 0,63 | 0,63 | 1,10 |
| a3 (ai) | 0,62 | 0,62 | 0,62 | 0,62 | 0,62 |
| a4 | 6,60 | 6,60 | 6,60 | 6,60 | 6,60 |
| Pmax | 43,31 | 45,55 | 36,79 | 36,79 | 1,02 |
| cd (b) | 254,62 | 223,82 | 112,50 | 112,50 | 112,50 |
| al0 | 0,16 | 0,09 | 0,03 | 0,03 | 0,11 |
| bets (β) | 15,26 | 28,48 | 29,74 | 29,74 | 29,74 |
| al2 | 9,99 | 29,28 | 7,83 | 7,83 | 7,83 |
| cx (cqt) | 30,70 | 0,18 | 39,90 | 39,90 | 39,90 |
| wbst (w) | 0,02 | 0,02 | 0,00 | 0,00 | 0,00 |

Таблица Б.4 – Совместные рассчитанные параметры модели за многоводный период

| Параметры | Многоводные годы | | | | |
|------------------|-------------------|----------------------|-----------------|------------------|--------|
| | Грядово-озерковая | Грядово - мочажинная | Прирусловой лес | Заболоченный лес | Поле |
| Ab | 3,75 | 2,29 | 0,10 | 0,10 | 0,10 |
| Vb (\bar{V}) | 0,19 | 0,30 | 0,17 | 0,17 | 0,17 |
| Kb (k) | 0,87 | 0,71 | 0,11 | 0,11 | 0,11 |
| At | 0,71 | 0,60 | 0,22 | 0,22 | 0,22 |
| Vt | 10,17 | 11,25 | 0,98 | 0,98 | 0,98 |
| Kt | 0,88 | 0,90 | 0,90 | 0,90 | 0,90 |
| kd (a's) | 1,00 | 1,00 | 1,00 | 1,00 | 1,00 |
| as (ai) | 0,53 | 2,12 | 1,35 | 1,35 | 1,37 |
| a3 (ai) | 0,59 | 0,59 | 0,59 | 0,59 | 0,59 |
| a4 | 0,87 | 0,87 | 0,87 | 0,87 | 0,87 |
| Pmax | 17,52 | 21,32 | 21,09 | 21,09 | 18,13 |
| cd (b) | 253,85 | 196,72 | 112,51 | 112,51 | 112,51 |
| al0 | 0,18 | 0,12 | 0,07 | 0,07 | 0,16 |
| bets (β) | 30,78 | 4,73 | 30,03 | 30,03 | 30,03 |
| al2 | 0,44 | 28,99 | 8,79 | 8,79 | 8,79 |
| cx (cqt) | 25,46 | 0,25 | 39,98 | 39,98 | 39,98 |
| wbst (w) | 0,01 | 0,09 | 0,02 | 0,02 | 0,02 |

Продолжение приложения Б

Таблица Б.5 – Средний по водности 1992 г.

| Параметры | Средневодные годы | | | | |
|------------------|-------------------|----------------------|-----------------|------------------|--------|
| | Грядово-озерковая | Грядово - мочажинная | Прирусловой лес | Заболоченный лес | Поле |
| Ab | 1,29 | 0,11 | 5,76 | 5,76 | 5,76 |
| Vb (\bar{V}) | 0,14 | 0,91 | 0,53 | 0,53 | 0,53 |
| Kb (k) | 0,43 | 0,77 | 0,91 | 0,91 | 0,91 |
| At | 2,21 | 0,05 | 1,07 | 1,07 | 1,07 |
| Vt | 0,59 | 10,08 | 1,05 | 1,05 | 1,05 |
| Kt | 0,20 | 0,16 | 0,52 | 0,52 | 0,52 |
| kd (a's) | 1,00 | 1,00 | 1,00 | 1,00 | 1,00 |
| as (ai) | 0,19 | 5,38 | 5,02 | 5,02 | 5,50 |
| a3 (ai) | 0,22 | 0,22 | 0,22 | 0,22 | 0,22 |
| a4 | 10,00 | 10,00 | 10,00 | 10,00 | 10,00 |
| Pmax | 13,50 | 14,28 | 278,24 | 278,24 | 35,21 |
| cd (b) | 205,15 | 286,63 | 165,62 | 165,62 | 165,62 |
| al0 | 0,00 | 0,02 | 0,54 | 0,54 | 0,61 |
| bets (β) | 24,55 | 0,07 | 0,56 | 0,56 | 0,56 |
| al2 | 1,54 | 29,55 | 9,19 | 9,19 | 9,19 |
| cx (cqt) | 39,21 | 27,98 | 12,10 | 12,10 | 12,10 |
| wbst (w) | 0,03 | 0,38 | 0,03 | 0,03 | 0,03 |

Таблица Б.6 – Средний по водности 1988 г.

| Параметры | Средневодные годы | | | | |
|------------------|-------------------|----------------------|-----------------|------------------|--------|
| | Грядово-озерковая | Грядово - мочажинная | Прирусловой лес | Заболоченный лес | Поле |
| Ab | 1,40 | 0,96 | 5,97 | 5,97 | 5,97 |
| Vb (\bar{V}) | 0,16 | 2,24 | 1,53 | 1,53 | 1,53 |
| Kb (k) | 0,49 | 0,91 | 0,80 | 0,80 | 0,80 |
| At | 2,19 | 0,08 | 0,37 | 0,37 | 0,37 |
| Vt | 0,60 | 16,12 | 0,64 | 0,64 | 0,64 |
| Kt | 0,20 | 0,16 | 0,82 | 0,82 | 0,82 |
| kd (a's) | 1,00 | 1,00 | 1,00 | 1,00 | 1,00 |
| as (ai) | 0,57 | 1,55 | 5,22 | 5,22 | 4,80 |
| a3 (ai) | 0,64 | 0,64 | 0,64 | 0,64 | 0,64 |
| a4 | 10,00 | 10,00 | 10,00 | 10,00 | 10,00 |
| Pmax | 13,61 | 14,29 | 87,86 | 87,86 | 5,24 |
| cd (b) | 203,27 | 223,15 | 125,71 | 125,71 | 125,71 |
| al0 | 0,09 | 0,07 | 0,11 | 0,11 | 0,87 |
| bets (β) | 0,03 | 0,00 | 1,14 | 1,14 | 1,14 |
| al2 | 1,53 | 29,45 | 1,48 | 1,48 | 1,48 |
| cx (cqt) | 30,73 | 3,43 | 12,19 | 12,19 | 12,19 |
| wbst (w) | 0,05 | 0,16 | 0,46 | 0,46 | 0,46 |

Продолжение приложения Б

Таблица Б.7 – Средний по водности 1975 г.

| Параметры | Средневодные годы | | | | |
|------------------|-------------------|----------------------|-----------------|------------------|-------|
| | Грядово-озерковая | Грядово - мочажинная | Прирусловой лес | Заболоченный лес | Поле |
| Ab | 1,45 | 0,44 | 2,11 | 2,11 | 2,11 |
| Vb (\bar{V}) | 0,25 | 2,36 | 1,84 | 1,84 | 1,84 |
| Kb (k) | 0,00 | 0,92 | 0,69 | 0,69 | 0,69 |
| At | 1,56 | 0,18 | 0,05 | 0,05 | 0,05 |
| Vt | 1,30 | 14,84 | 1,40 | 1,40 | 1,40 |
| Kt | 0,42 | 0,74 | 0,80 | 0,80 | 0,80 |
| kd (a's) | 1,00 | 1,00 | 1,00 | 1,00 | 1,00 |
| as (ai) | 1,14 | 1,19 | 0,02 | 0,02 | 5,88 |
| a3 (ai) | 0,62 | 0,62 | 0,62 | 0,62 | 0,62 |
| a4 | 10,01 | 10,01 | 10,01 | 10,01 | 10,01 |
| Pmax | 1,53 | 13,27 | 200,08 | 200,08 | 11,89 |
| cd (b) | 254,43 | 223,85 | 29,44 | 29,44 | 29,44 |
| a0 | 0,11 | 0,07 | 0,84 | 0,84 | 0,45 |
| bets (β) | 6,25 | 0,14 | 0,85 | 0,85 | 0,85 |
| a2 | 7,80 | 29,46 | 7,75 | 7,75 | 7,75 |
| cx (cqt) | 30,74 | 2,68 | 33,67 | 33,67 | 33,67 |
| wbst (w) | 0,13 | 0,58 | 0,37 | 0,37 | 0,37 |

Таблица Б.8 – Маловодный 1989 г.

| Параметры | Многоводные годы | | | | |
|------------------|-------------------|----------------------|-----------------|------------------|-------|
| | Грядово-озерковая | Грядово - мочажинная | Прирусловой лес | Заболоченный лес | Поле |
| Ab | 1,87 | 1,43 | 0,13 | 0,13 | 0,13 |
| Vb (\bar{V}) | 0,65 | 0,26 | 0,29 | 0,29 | 0,29 |
| Kb (k) | 0,90 | 0,87 | 0,08 | 0,08 | 0,08 |
| At | 0,16 | 1,85 | 1,65 | 1,65 | 1,65 |
| Vt | 1,61 | 1,81 | 1,26 | 1,26 | 1,26 |
| Kt | 0,36 | 0,37 | 0,26 | 0,26 | 0,26 |
| kd (a's) | 1,00 | 1,00 | 1,00 | 1,00 | 1,00 |
| as (ai) | 8,28 | 0,25 | 5,42 | 5,42 | 3,59 |
| a3 (ai) | 0,75 | 0,75 | 0,75 | 0,75 | 0,75 |
| a4 | 72,40 | 72,40 | 72,40 | 72,40 | 72,40 |
| Pmax | 95,63 | 271,67 | 275,31 | 275,31 | 33,80 |
| cd (b) | 44,50 | 250,13 | 42,93 | 42,93 | 42,93 |
| a0 | 0,06 | 0,06 | 0,02 | 0,02 | 0,21 |
| bets (β) | 24,19 | 19,75 | 21,85 | 21,85 | 21,85 |
| a2 | 0,35 | 0,03 | 0,70 | 0,70 | 0,70 |
| cx (cqt) | 39,84 | 35,93 | 40,01 | 40,01 | 40,01 |
| wbst (w) | 0,11 | 0,08 | 0,01 | 0,01 | 0,01 |

Продолжение приложения Б

Таблица Б.9 – Маловодный 1984 г.

| Параметры | Маловодные годы | | | | |
|-----------|-------------------|----------------------|-----------------|------------------|-------|
| | Грядово-озерковая | Грядово - мочажинная | Прирусловой лес | Заболоченный лес | Поле |
| Ab | 5,74 | 4,96 | 0,94 | 0,94 | 0,94 |
| Vb (V) | 0,18 | 2,21 | 49,51 | 49,51 | 49,51 |
| Kb (k) | 0,91 | 0,62 | 0,07 | 0,07 | 0,07 |
| At | 1,47 | 5,10 | 2,25 | 2,25 | 2,25 |
| Vt | 0,25 | 1,19 | 0,93 | 0,93 | 0,93 |
| Kt | 0,44 | 0,11 | 0,31 | 0,31 | 0,31 |
| kd (a's) | 1,00 | 1,00 | 1,00 | 1,00 | 1,00 |
| as (ai) | 0,26 | 10,05 | 2,17 | 2,17 | 8,78 |
| a3 (ai) | 0,78 | 0,78 | 0,78 | 0,78 | 0,78 |
| a4 | 72,30 | 72,30 | 72,30 | 72,30 | 72,30 |
| Pmax | 289,20 | 287,12 | 144,01 | 144,01 | 3,20 |
| cd (b) | 274,25 | 300,04 | 61,22 | 61,22 | 61,22 |
| a0 | 0,12 | 0,05 | 0,03 | 0,03 | 0,20 |
| bets (β) | 0,98 | 0,02 | 0,11 | 0,11 | 0,11 |
| a2 | 0,02 | 0,03 | 0,09 | 0,09 | 0,09 |
| cx (cqt) | 27,25 | 20,90 | 37,81 | 37,81 | 37,81 |
| wbst (w) | 0,03 | 0,02 | 0,01 | 0,01 | 0,01 |

Таблица Б.10 – Маловодный 1982 г

| Параметры | Многоводные годы | | | | |
|-----------|-------------------|----------------------|-----------------|------------------|-------|
| | Грядово-озерковая | Грядово - мочажинная | Прирусловой лес | Заболоченный лес | Поле |
| Ab | 0,84 | 0,62 | 0,21 | 0,21 | 0,21 |
| Vb (V) | 0,14 | 0,22 | 0,41 | 0,41 | 0,41 |
| Kb (k) | 0,79 | 0,62 | 0,12 | 0,12 | 0,12 |
| At | 1,80 | 4,73 | 5,58 | 5,58 | 5,58 |
| Vt | 0,60 | 1,19 | 3,82 | 3,82 | 3,82 |
| Kt | 0,03 | 0,85 | 0,14 | 0,14 | 0,14 |
| kd (a's) | 1,00 | 1,00 | 1,00 | 1,00 | 1,00 |
| as (ai) | 0,42 | 9,56 | 9,74 | 9,74 | 8,33 |
| a3 (ai) | 0,76 | 0,76 | 0,76 | 0,76 | 0,76 |
| a4 | 59,96 | 59,96 | 59,96 | 59,96 | 59,96 |
| Pmax | 283,72 | 257,71 | 286,17 | 286,17 | 12,95 |
| cd (b) | 274,53 | 300,01 | 37,62 | 37,62 | 37,62 |
| a0 | 0,13 | 0,10 | 0,10 | 0,10 | 0,78 |
| bets (β) | 0,03 | 0,02 | 2,29 | 2,29 | 2,29 |
| a2 | 0,88 | 0,82 | 2,14 | 2,14 | 2,14 |
| cx (cqt) | 37,44 | 1,58 | 25,03 | 25,03 | 25,03 |
| wbst (w) | 0,04 | 0,39 | 0,00 | 0,00 | 0,00 |

ПРИЛОЖЕНИЕ В

Рассчитанные и фактические гидрографы весеннего половодья р. Ключ – пос. Полюнянка

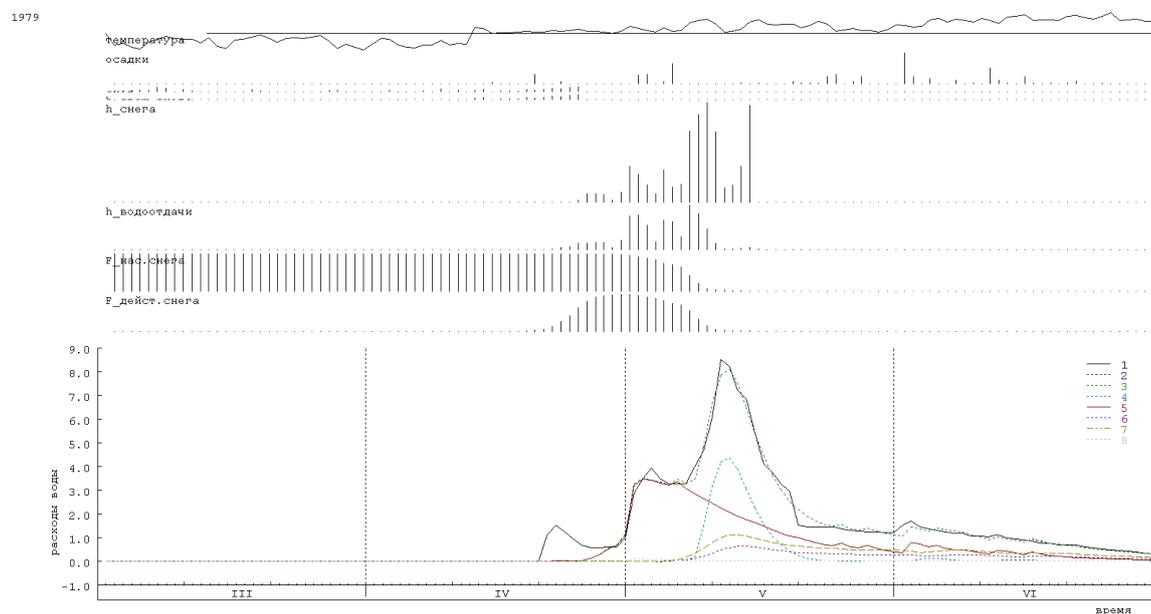


Рисунок В.1 – Гидрограф весеннего половодья р. Ключ 1979 г.

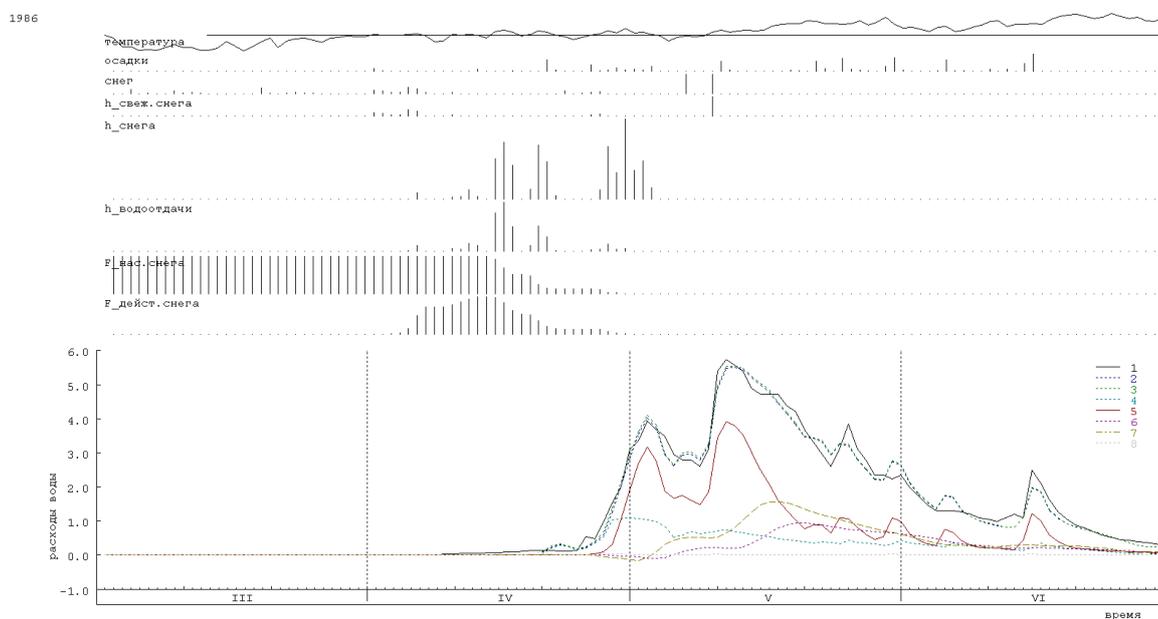


Рисунок В.2 – Гидрограф весеннего половодья р. Ключ 1986 г.

Продолжение приложения В

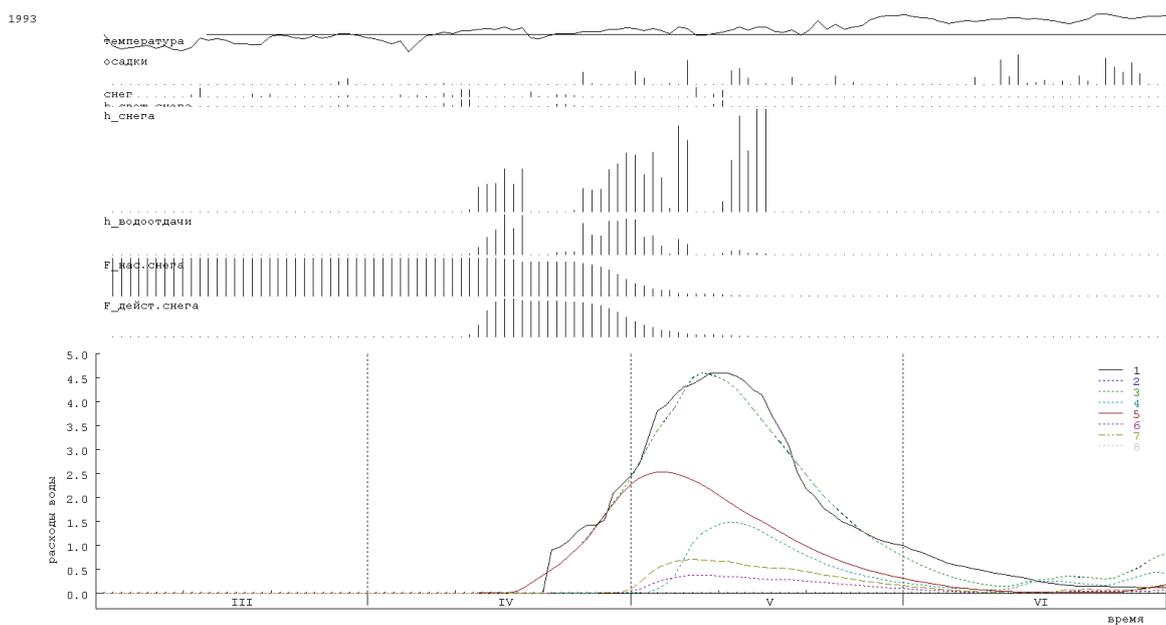


Рисунок В.3 – Гидрограф весеннего половодья р. Ключ 1993 г.

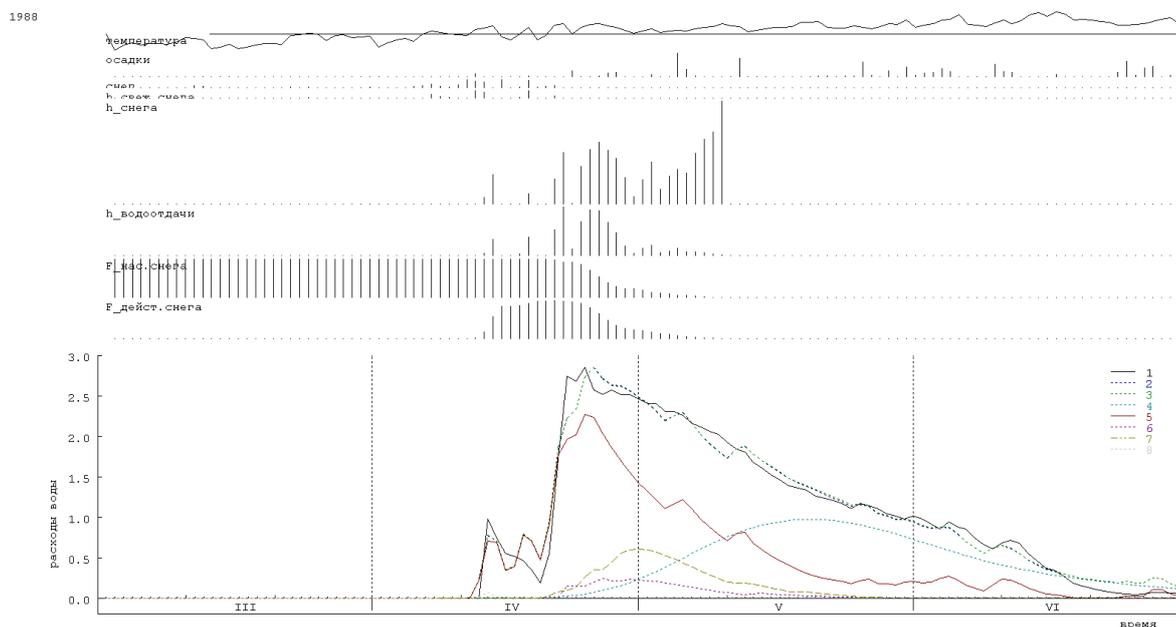


Рисунок В.4 – Гидрограф весеннего половодья р. Ключ 1988 г.

Продолжение приложения В

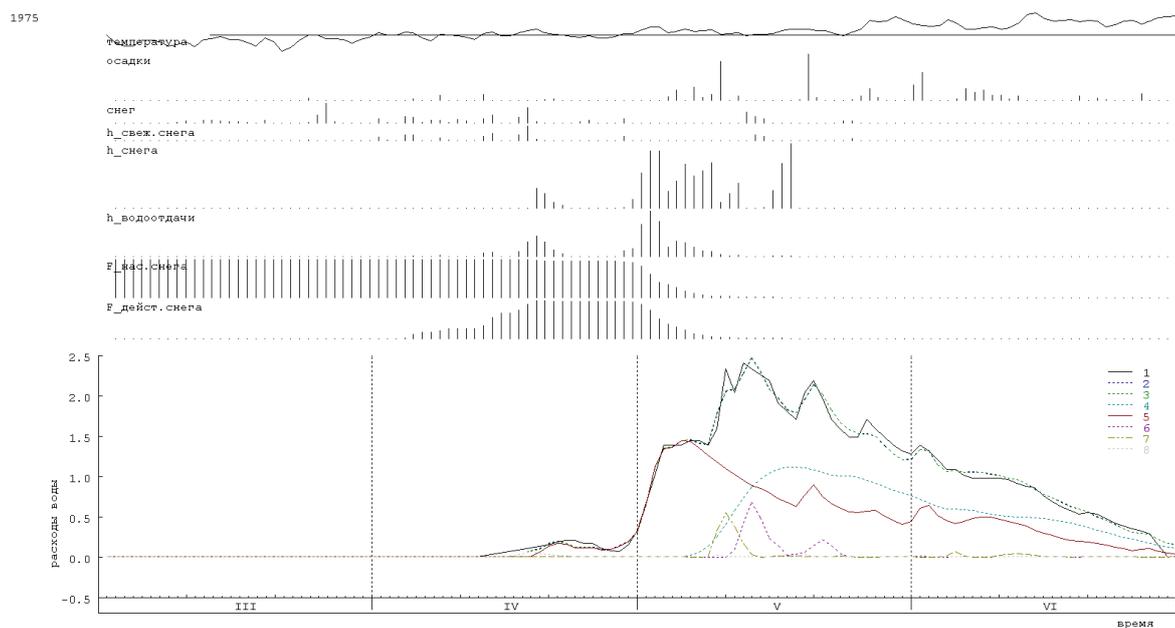


Рисунок В.5 – Гидрограф весеннего половодья р. Ключ 1975 г.

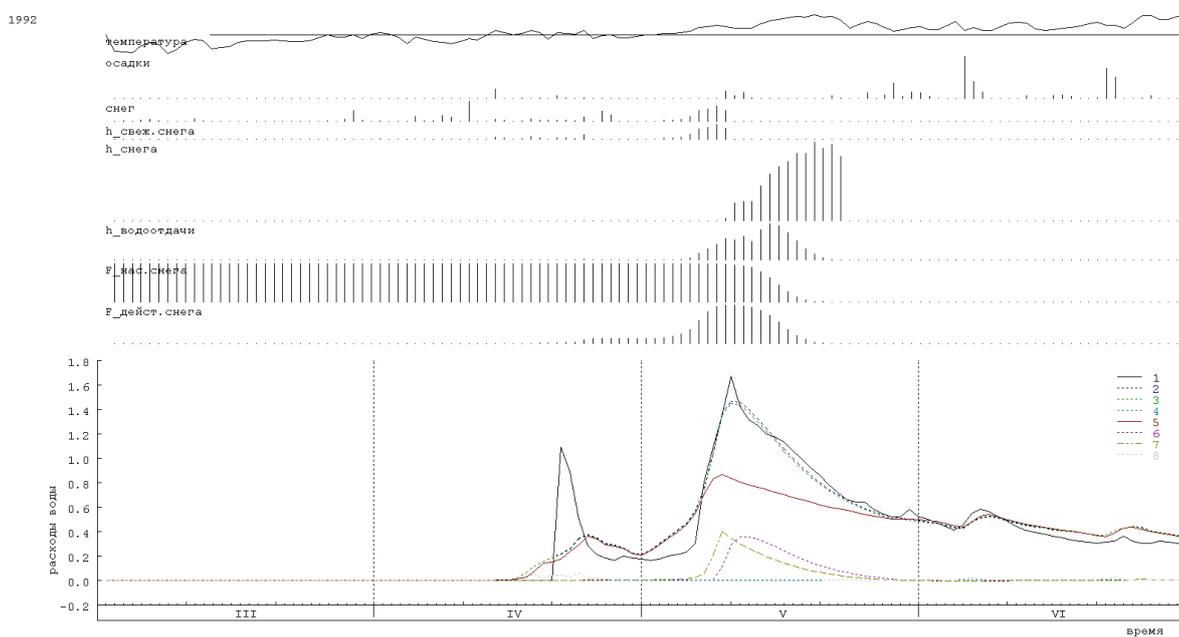


Рисунок В.6 – Гидрограф весеннего половодья р. Ключ 1992 г.

Продолжение приложения В

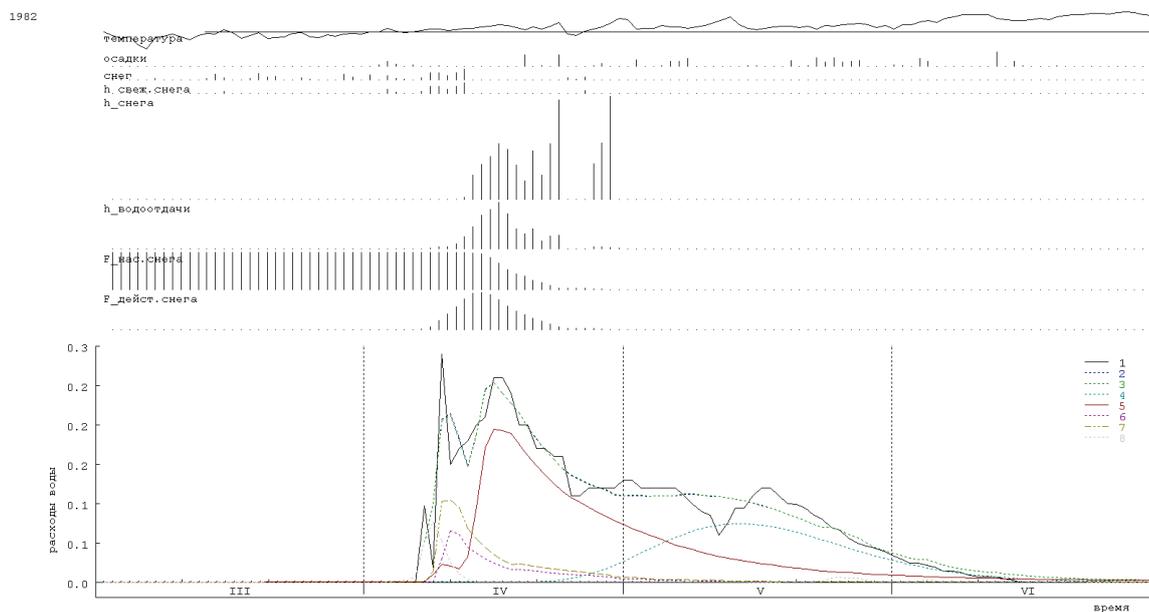


Рисунок В.7 – Гидрограф весеннего половодья р. Ключ 1982 г.

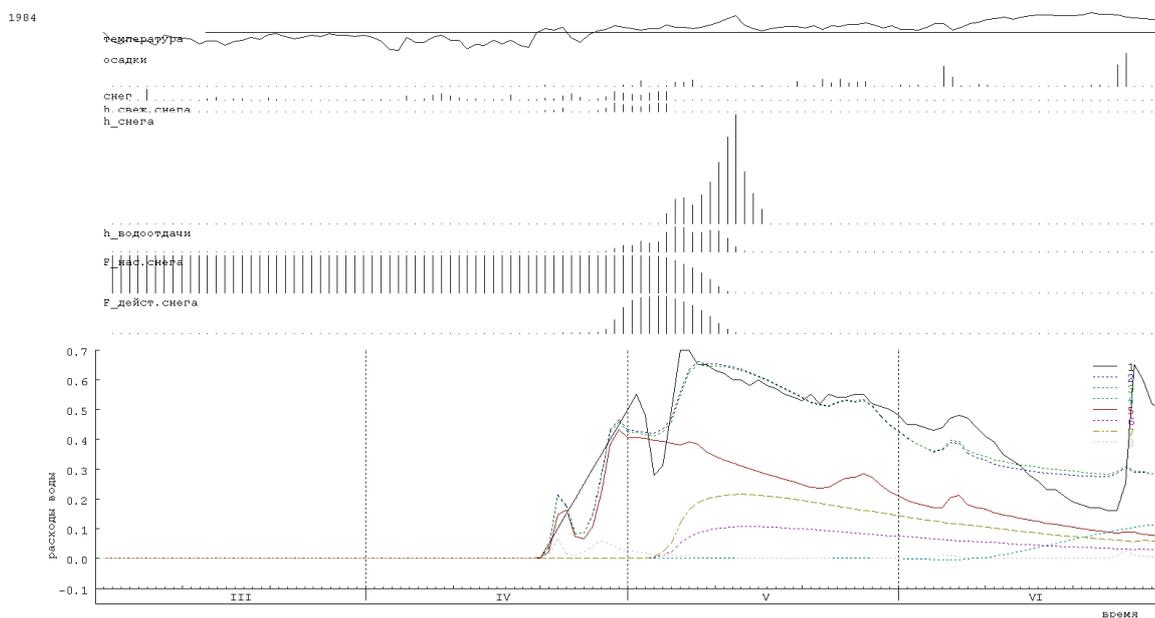


Рисунок В.8 – Гидрограф весеннего половодья р. Ключ 1984 г.

Продолжение приложения В

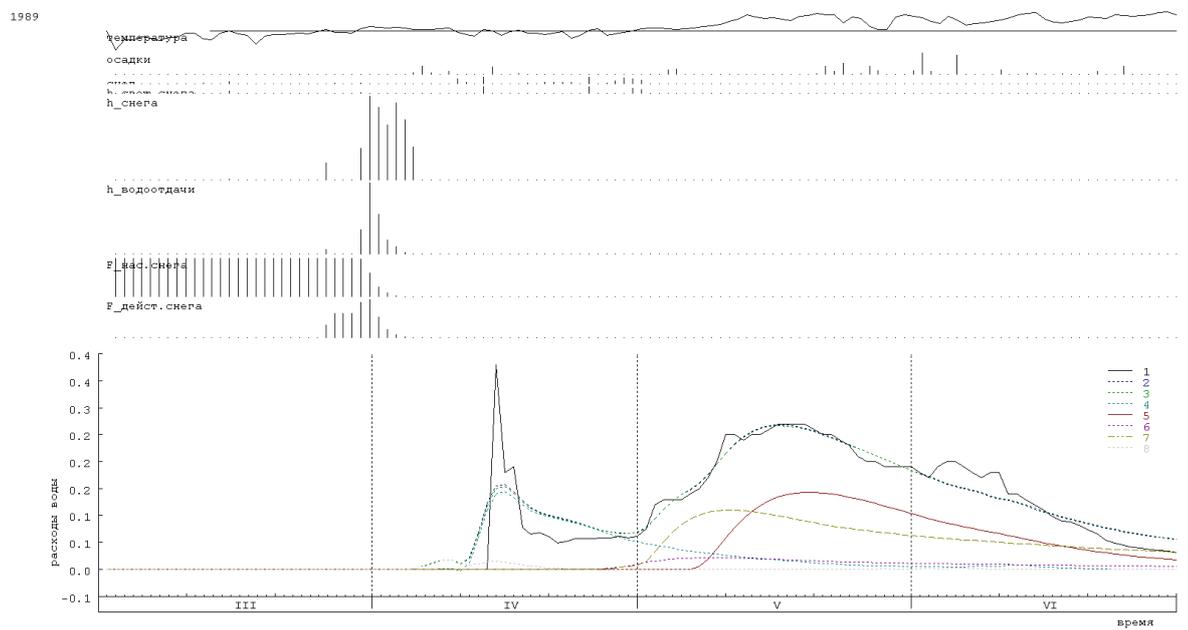


Рисунок В.9 – Гидрограф весеннего половодья р. Ключ 1985 г.

