МИНИСТЕРСТВО ОБРАЗОВАНИЯ И НАУКИ РОССИЙСКОЙ ФЕДЕРАЦИИ

федеральное государственное бюджетное образовательное учреждение

высшего образования

«РОССИЙСКИЙ ГОСУДАРСТВЕННЫЙ

ГИДРОМЕТЕОРОЛОГИЧЕСКИЙ УНИВЕРСИТЕТ»

Кафедра Гидрофизики и гидропрогнозов

ВЫПУСКНАЯ КВАЛИФИКАЦИОННАЯ РАБОТА

(указать вид работы)

На тему Формирование снегозапасов и снеготаяние на Азиатской территории России

Исполнитель Обухов Алексей Михайлович

(фамилия, имя, отчество)

Руководитель к.т.н., доцент

(ученая степень, ученое звание)

Хаустов Виталий Александрович

(фамилия, имя, отчество)

«К защите допускаю»

Заведующий кафедрой

(подпись)

к.т.н., доцент

(ученая степень, ученое звание)

Хаустов Виталий Александрович

(фамилия, имя, отчество)

«14» июня 2017 г.

Санкт–Петербург

2017

МИНИСТЕРСТВО ОБРАЗОВАНИЯ И НАУКИ РОССИЙСКОЙ ФЕДЕРАЦИИ

федеральное государственное бюджетное образовательное учреждение

высшего образования

«РОССИЙСКИЙ ГОСУДАРСТВЕННЫЙ

ГИДРОМЕТЕОРОЛОГИЧЕСКИЙ УНИВЕРСИТЕТ»

Кафедра Гидрофизики и гидропрогнозов

ВЫПУСКНАЯ КВАЛИФИКАЦИОННАЯ РАБОТА

(указать вид работы)

На тему Формирование снегозапасов и снеготаяние на Азиатской территории России

Исполнитель Обухов Алексей Михайлович

(фамилия, имя, отчество)

Руководитель к.т.н., доцент

(ученая степень, ученое звание)

Хаустов Виталий Александрович

(фамилия, имя, отчество)

«К защите допускаю»

Заведующий кафедрой

(подпись)

к.т.н., доцент

(ученая степень, ученое звание)

Хаустов Виталий Александрович

(фамилия, имя, отчество)

«___»_____20__г.

Санкт–Петербург

2017

СОДЕРЖАНИЕ

ВВЕДЕНИЕ …….. 3

1. Физико-географическое описание Азиатской части России …… 4

1.1. Рельеф …… 6

1.2. Климат …… 9

1.3. Осадки …… 12

1.4. Температура …….. 16

1.5. Исходные данные ……. 17

2. Математический аппарат …….. 17

2.1. Модель формирования снегозапасов …… 17

2.2. Критерий S/σ …… 18

2.3. Модуль «Поиск решения» в Excel ……. 20

3. Расчет снегозапасов …….. 22

3.1. Параметризация модели формирования снегозапасов …… 22

3.2. Оценка достоверности расчета …… 32

Выводы ……... 40

Литература ……. 41

ПРИЛОЖЕНИЯ ……..... 42

Введение

Главным фактором, который определяет объем стока, максимальный расход и уровень половодья, является «интенсивность поступления талых вод на водосборы рек» [12]. Поэтому изучение процессов снегонакопления и снеготаяния является актуальной задачей. Низкая плотность и плохая обеспеченность сети метеонаблюдений является одним из главных факторов, влияющих на точность расчетов снегонакопления и снеготаяния в моделях, но применение «цифровых моделей рельефа (ЦМР) и карт типов растительного покрова» [12], полученных благодаря спутниковой съемке, позволяет создавать пространственные модели, как для тестовых водосборов, так и для обширных территорий.

Снежный покров является ключевым звеном экосистемы. Он относится к абиотической части природных комплексов. Снежный покров, являясь функцией климата, определяет многие показатели экосистем, изменяя их гидротермический режим. Поэтому между ним и остальными элементами экосистем имеется тесная взаимосвязь.

Снежный покров делится по критерию продолжительности залегания на: временный и устойчивый. Временный снежный покров характеризуется тем, что он может существовать от нескольких часов до нескольких дней, а устойчивый – более продолжительное время, от нескольких месяцев. Так же в распределении снежного покрова прослеживается зональность. В его формировании важную роль играют климат, рельеф и растительный покров.

На формирование и распределение снежных покровов оказывает существенное влияние его ветровой перенос. Так в ландшафтах, где преобладают высокие приземные скорости ветра, снежный покров залегает неравномерно.

Процесс снеготаяния, который вытекает из снегонакопления, начинается после установления в снежной толще нулевой температуры. Существует два типа снеготаяния - адвективный и радиационный.

Цель работы:

- оценить степень расчетов снегозапасов с материалами маршрутных снегомерных съемок;

- выявить тенденцию изменений снегозапасов и водоотдачи для трех периодов (с 1966 по 1982, с 1983 по 1999, с 2000 по 2015 гг.)

1.Физико-географическое описание Азиатской части России

Восточная Сибирь – Представляет собой обширную, преимущественно горную, сторону, расположенную сплошным массивом от берегов окраинных морей Северного Ледовитого океана до государственной границы с Монгольской Народной Республикой и Дальним Востоком, а с запада на восток простирается от р. Енисея до северо - западных берегов Берингова моря. К ней необходимо присоединить омывающие ее моря лежащие в них группы островов, теснейшим образом связанные с противолежащим частями материка. Енисей составляет весьма яркую географическую граничу, разделяющую как бы два разных мира природа соседней Западной Сибирской низменности сравнительной мало отличается от того, что мы видим на Восточной -Европейской равнине, но ,начиная с правобережья Енисея ,и рельеф , и климат , и органический мир резко изменяется. Восточная Сибирь в морфологическом отношении характеризуется большим разнообразием от горных хребтов с вершинами более 3000 метров до низменностей, слабо приподнятых над уровнем океана. В противоположность Западной Сибири, здесь преобладают горы средней высоты и плоскогорья, а низменность занимают подчиненное положение. Сложная гидрографическая сеть Восточной Сибири принадлежит

преимущественно бассейну Северному Ледовитому океану. Крупнейшие реки начинаются в горных областях южной части страны и текут в меридиональном направлении, впадая в прилежащие окраинные моря Северного Ледовитого океана. Реки, по сравнению с таковым Западной-Сибирской низменности, имеют горный характер с быстрым течением, каменистым руслом, наличием перекатов. В связи с влиянием своеобразного восточносибирского климата и вечной мерзлоты реки с обширным бассейном характеризуются многоводностью неравномерным стоком, особыми чертами земного режима. Благодаря значительному протяжению страны и наложению вертикальной поясности на широтную зональность мы находим в Восточной Сибири тундру, лесотундру, тайгу, лесостепь и степь, а по наиболее высоким хребтам извилистые полосы и пятна высокогорного ландшафта. Континентальный климат Восточного Сибири обусловливает наибольшее в северном полушарии продвижение к северу древесных пород и вообще лесного ландшафта, горный характер страны способствует распространению древесной растительности далеко на юг до самых границ Монголии поэтому таежная зона, по сравнению с таковой Западной - Сибири низменности, сильно расширяется с севера на юг. Наоборот, западнее лежащие сплошные зоны лесостепи и степи здесь разрываются и выражены выступающими из соседней Монголии языками степей и отдельными пятнами степи и лесостепи, весьма далеко проникающими на север в глубь тайги. В лесном ландшафте преобладает лиственница, наиболее приспособленная к суровому климату и наличию вечной мерзлоты значительно меньшую роль играет сосна, местами господствует темнохвойные породы. Характерно значительное расхождение границ распространения хвойных пород по сравнению с Западной - Сибирской низменностью, где они весьма сближены. В противоположность западносибирской тайге, леса Восточной Сибири мало заболочены лежащие среди них болота имеют малую глубину из-за близости вечной мерзлоты. Ввиду значительного разнообразия ландшафтов встречаются все типы почв от болотных подзолистых на севере до

черноземных, каштановых и солончаковых в южных лесостепных и степных районах. В таежной зоне среди развитых почв подзолистого типа встречаются острова степного почвенного комплекса с солонцово-осолоделыми почвами, а также пятна гольцовых почв. Восточная Сибирь при значительном разнообразии географических условий представляет все же некоторое физико-географическое целое, резко отличающееся от других частей СССР. Такими основными факторами, придающими разнородным областям Восточной Сибири черты географического единства.

1.1 Рельеф.

Северная, большая, часть таежной зоны с абсолютными высотами от 100 до 200 метров сложена в основном четвертичными валунами песками и глинами и представляет собой плоскохолмистую равнину с грядами и группами моренных холмов до 30-40 метров относительно высоты, с участками камового ландшафта, с достаточно врезанными на 60-70 метров речными долинами в среднем течение рек, с обширными, но неглубокими озерными впадинами. На западе моренные гряды идут в северо-восточном направлении. Основная морена представляет здесь валунным суглинком с включением валунов кристаллических уральских пород. И указывает, что данные отложения принесены с Северного Урала. Они приподняты от 200 до 400 метров над уровнем моря, частью всхолмлены и играют роль местных водоразделов. На востоке таежной зоны плоскохолмистая равнина расчленена широкими, но сравнительно до 40 метров асимметричными речными долинами на обширные заболоченные водоразделы с высотами до 70-80 метров. Мореные гряды, иногда в виде отдельных отрезков, имеют широтное и северо-западное направление и образованы ледниковыми материалом, принесенными с Таймырского полуострова. Южная, меньшая, часть таежной зоны с абсолютными высотами менее 100 метров представляет

собой плоскохолмистую равнину, сложенную озерно-аллювиальными песками и глинами эпохи максимального оледенения, связанными с крупными предледниковыми бассейнами в основании четвертичной толщи залегают неогеновыми пески и глины. Плосковолнистый рельеф расчленен рядом крупных, очень широких, с малым врезом до 40-50 метров речных долин, с весьма ярко выраженной асимметрией склонов на меридиональных участках рек, с высоким и крутым правым бортом, обычно сложенным породами, и полого спускающимся западным склоном. Северо – Сибирская низменность, сливающаяся в низовье Енисея с Западной – Сибирской, простирается к востоку в виде сравнительной узкой прижной полосы вдоль Карского и Сибирского Полярного морей до низовьев р. Колымы. На значительном протяжении она сохраняет однообразный характер с малыми абсолютными высотами, слабым наклоном к морю, развитием полого - холмистого рельефа, с большими количеством озер. Сложена она четвертичным, в частности ледниковыми, отложениями и осадками морской бореальной трансгрессии только между реками Хатангой и Леной. Часть низменности на Таймырском полуострове, тянущаяся широкой до 375 километров полосой от Енисейского до Хатангского залива на протяжении свыше 1150 километров между горами Бырранга на севере Средне - Сибирским плоскогорьем на юге, носит название Енисейского – Хатангской впадины. Крутые прямолинейные уступы гор Бырранга и Средне – Сибирского плоскогорья осложнены разломами. Вчетвертичный период происходили валообразные поднятия, вытянутые по простиранию Енисейского – Хатангского впадины. С формированием валов связаны известные в восточной и центральной ее частях соляные куполы, хорошо выраженные в современном рельефе. Впадина выполнена в основном песками, илами и галечниками четвертичной морской трансгрессии, доходящими иногда до абсолютной высоты 100 метров, представляющими частью перемытый моренный материал, частью обычныеприбрежные отложения с ископаемой фауной, сходной с ныне живущей в прилежащих

моря. Впадина представляет собой холмисто – увалистую равнину, обычно с колебаниями абсолютных высот от 50 до 70 метров относительных от 5 до 12 метров. Широко распространен и типичный моренный ландшафт с невысокими холмами и множество озер в понижениях между ними или с вытянутыми в северо – восточным и широтном направлениях грядами с абсолютными высотами 150-250 метров и относительными 30-40 метров, сложены сморенным материалом и усеянным огромным количеством больших и малых валунов. Для впадины характерного малое расчленения рельефа послеледниковыми эрозионными долинами. Последовавшие за периодам морской трансгрессии поднятие суши, продолжающееся и до настоящего времени, вызвало некоторое оживление эрозионной деятельности рек, но небольшое количество осадков, недостаток грунтовых вод и малая продолжительность теплого периода года объясняют слабую роль эрозии в формировании современного рельефа. Подобласть тундры и лесотундры Западно – Сибирской низменности занимает три крупных северных полуострова: 1 Ямал, Тазовский и Гыданский. В их пределах можно наметить два типа рельефа: 1) Плоскую или волнистую ступенчатую абразионно – аккумулятивную равнину, сложенную морскими глинами и песками бореальной трансгрессии , занимающую большую часть полуострова Ямала и Тазовского и дольно широкую полосу по окраинам Гыданского , и 2) Холмисто – волнистую равнину, сложенную ледниковыми моренами и флювиогляциальными отложениями , занимающую внутреннюю часть Гыданского полуострова и узкую среднюю полосу в южной части Ямала. Полуостров Ямал, тянущийся с севера на юг примерно на 100 километров, дает пример весьма модой равнины, вышедшей из-под уровня моря во второй половине четвертичного периода. В эпоху морской трансгрессии он почти нацело было перекрыт морем, в котором и накопилось слогающие полуостров толщи песчано-глинистых осадков, только в более высокой южной части сохранились моренные отложения. Полуостров находится в первых стадиях развитиях своего еще незрелого рельефа, слабая

расчлененность, примитивность гидрографической сети. Средняя часть южной половины полуострова, сложенная моренными отложениями, поднятая над уровнем моря почти на 130 метров и известна под названием хребта (хой), по направлению к северу она понижается, расплывается и сходит на нет. Высокие части тундры представляют собой холмы и гряды с относительными высотами 15-20 метров над соседними впадинами, но северная часть полуострова Ямал, как и составляющий с ней как бы одно целое о. Белый, является идеальной равниной.

1.2 Климат

Восточно-Европейской и Восточной Сибирской это выражается в постепенном увеличение с запада на восток континентальность , суровости и сухости климата, о чем свидетельствуют понижение к востоку годовых и особенно зимних температур, сильное увеличение годовых и абсолютных амплитуд большая частота и сила заморсков. Указанные климатические черты Западно-Сибирской низмености изменяются на том или ином участке территории в зависимости от воздействия холодных и теплых, сухих и влажных воздушных масс приносимых со стороны, согласно положению области в общей системе циркуляции атмосферы. В холодный период года наблюдаются взаимодействие двух систем давления. Материковые пункты, расположенные вблизи восточносибирской области высокого давления или захваченные ею, имеют зимой наивысшее за год давление (761-763 мм) в то время как над южной частью Карского моря тянется ложбина пониженного давления (в октябре 754-755 мм) идущая из области исландского минимума на восток до Новосибирских островов и обычно захватывающая своей южной половиной северные части низменности. По указанной ложбине перемещаются с запада на восток многочисленные циклоны, вызывающие резкие понижения давления число только одних глубоких циклонов, вызывающих падения давления на 10 мм и более в сутки, равняется 41 в год. Соответственно такому распределению барических областей в зимний сезон

градиент направлен с юга на север, т. Е. давление уменьшается из глубины материка к Карскому морю, почему преобладают южные ветры, дующие с материка на океан (зимние муссонообразные ветры), наибольшая частота которых особенно заметна в середине зимнего сезона. Благодаря отклонению ветров под влиянием вращения земли они переходят в юго-западные. К югу от г. Тюмени приблизительно по 53 с. ш. проходит на запад отрог высокого давления из области восточносибирского антициклона барический градиент приобретает то же направление с юга на север к полярному побережью и еще более усиливает роль южных ветров. Летом материк нагревается значительно больше, чем поверхность полярного моря с холодным и плотным слоем воздуха над ним, так что давление воздуха в более высоких широтах выше, чем на материке, где устанавливается наименьшее в году давление. Градиент, следовательно, направлен к югу, но так как разности температур между широтами летом становятся наименьшим, градиент давления, по сравнению с зимним, сильно ослабевает. Летом господствуют ветры, дующие с океана на материк т. е. северные ветры (летом муссонообразные ветры) с восточной составляющей, благодаря отклонению ветров вправо. Летом распределение барических центров в Европе и Западной Сибири благоприятствуют также переносу воздушных масс с запада на восток. Этому способствуют отчетливо выраженное летом отрог высокого давления азорского максимум на Европейской части СССР и резкое понижение давление от зимы к лету на территории Западной Сибири. В весенние осенние месяцы ветровой режим становится переходным от зимнего к летнему и обратно. Таким образом, наиболее постоянными и закономерными движениями воздушных масс являются муссонообразные смены основных летних северных и зимних южных ветров, преобладание в годовом и тоге западных ветров (от юга-западных) над ветрами восточной половины горизонта. Местные орографическим долинам Оби и Енисея ветер дует вдоль их высокого берега. Наибольшие средние годовые скорости имеют ветры на побережье Карского моря, в лесотундре и особенно в тайге скорость

ветров уменьшается. Вероятность бурь наиболее велика на побережье и на море. Зимой наиболее часты бури, сопровождающие глубокие циклоны при их продвижении с запада на восток такие бури зимой связаны с метелями и вызывают повышении температуры. На материковых пунктах наименьшая скорость ветра наблюдается зимой, в теплое же время года она увеличивается, достигает особенно больших значений в апреле – мае и октябре. Восточносибирской области высокое давление. Средняя температура самого теплого месяца (июля) изменяется от 4 градусов на крайнем севере до 22 градусов на крайнем юге, а абсолютный максимум от 27 градусов на севере до 41 градуса на юге. Июль и Август имеют устойчивые положительные температуры, заморозки повторяются в эти месяцы только на крайнем севере. Указанное распределение температуры теплого периода года обуславливает закономерное увеличение к югу продолжительность вегетационного периода от менее 100 дней на север до 175 дней на юг и длительности безморозного периода от менее 75 дней на север до 100 дней на юг, колебание происходит в более широких пределах зимой, чем летом. Характерная тенденция к увеличению годовых и абсолютных амплитуд от центральной части низменности к северу и югу, а также от запада к востоку. Значительно испарение и поступление влаги в атмосферу в теплое время года, различное распределение барического поля в один и тот же сезон в разных частях области. Зона наибольшего количества осадков (около 500мм) протягивается в юго-восточном направлении от Урала к Алтаю, примерно от Самарова к Томску, от этой линии количество осадков постепенно убывает как к северу (до 160 мм) , так и к югу (до 277 мм). В западной части области число дней с осадками уменьшается с севера на юг (155 дней) , чем на юг (205 дней). Повсюду преобладают незначительные осадки (1 мм) в виде моросящих осадков дождей. Летом ливни с грозами выпадают повсюду, обычно с максимальными количеством до 50 мм, но иногда случаются ливни до 80 мм и даже 122 мм. Распределение годовых количеств осадков по сезонам на пространстве всей низменности

однообразно. Разница в количестве летних и зимних осадков повсюду очень велика, бывали годы когда за один летний месяц выпадала среднего годового количества осадков. Таким образом наряду с обильными влагой возможно годы с крайним ее недостатком, даже в обычно богатое осадками время года. Мощность снежного покрова наибольшая в центральной таежной части низменности средняя толщина 60-80 сантиметров на востоке 1 метр. Наибольшие значения относительной влажности приходятся на холодное время года с максимумом в декабре (83-87%), в северной части – в ноябре. Дни с высокой относительной влажности более части зимой и составляет более половины всех зимних дней. В лесотундре 329 мм, по мере продвижения на юг она растет достигая в лесостепи 732 мм. Зимой величина солнечного сияния мала (январе от 1 часа на севере до 70 часов на юге), наибольшая летом (в июне-июле по 200-300 часов в каждом). Распределение климатических элементов носит типичный зональный характер. Можно наметить в приделах низменности четыре основных климатических варианта, климат тундры и лесотундры климат тайги, климат лесостепи и климат степи.

1.3 Осадки

Количество выпадающих в Восточной Сибири осадков в общем не велико, что обуславливается зимой наличием мощного антициклона, а летом огражденностью страны краевыми горными хребтами от влажных ветров с Тихого океана, которые осаждают приносимое ими влагу на этих хребтах. Основная масса атмосферных осадков приносимую ими влагу на этих хребтах. Основная масса атмосферных осадков приносится с запада и северо-запада. Годовое количество осадков колеблется в больших пределах наименьшее количество осадков выпадает на побережье Сибирского Полярного моря (86мм) и в районе Верхоянской котловины (128мм), но к периферии количество осадков возрастает до 270-470 мм. Весьма характерна неустойчивость годового количества осадков, причем отклонение от нормы

больше для зимних месяцев, например, в Верхоянской котловине при среднем годовом количестве в 128 мм в некоторые годы выпадает 232 мм, в другие 52мм, или на юге Забайкалья при среднем количестве267 мм от 469 мм, от 180 мм за год. При малом количестве осадков все же число дней с осадками довольно велико (100-110). Зимой осадков выпадает мало, и поэтому снежный покров тонок в Якутской котловине в ноябре мощность снежного покрова достигает всего 10 сантиметров, а температура воздуха в это время доходит до -28 градусов и ниже, вследствие чего почва промерзает глубоко. К периферии количество зимних осадков возрастает, увеличивается и толщина снежного покрова. В твердом виде выпадет в Верхоянском котловине 33 мм, на побережье 53 мм, в низовьях Олекмы 80 мм, на юге-западе страны 184 мм, а толщина снежного покрова достигает соответственно 12, 27, 36 и 76 сантиметров. Средняя дата установления и продолжительность снежного покрова различна. На севере снег выпадает в середине сентябре, а в центре в начале октября. Снег лежит в Верхоянской котловине 230 дней, а на юге-западе 185 дней. Снег падающий при очень низких температурах, чрезвычайно мелок и сух, а потому весьма подвижен, легко сдувается и уносится ветром с открытых мест. Режим увлажнения Восточной Сибири определяется как условиями циркуляции, так и ее большой удаленностью от источников увлажнения со стороны Атлантики и отгороженностью от Тихого океана горными хребтами. Весьма характерна здесь сезонна смена условий циркуляции и, следовательно, режима увлажнения зимой – сибирской антициклон, воздух которого характеризуется малой влажностью, а летом при ослабленном западном переносе развивается циклоническая деятельность и увеличивается влажность. В Красноярском крае и Иркутской области распределение осадков по территории отличается большой пестротой, связанной с рельефом. Западную часть Среднесибирского плоскогорья можно рассматривать как переходную зону к сухим континентальным районам Восточной Сибири. За год здесь выпадает 600-700 мм осадков. На высоких

водоразделах участках (плато-Путоран) осадков выпадает значительно больше – свыше 1200 мм. В долине Енисея, в междуречье Нижней Тунгуске и Ангары, до их устья годовое количество осадков изменяется весьма существенно от 500 до 100 мм. На юге Красноярского края в Минусинской котловине, со всех сторон окруженной высокими горами, выпадает менее 400 мм. Здесь создается местный феновый эффект, что дополнительно снижает общее небольшое количество осадков, так как, прежде чем проникнут в Минусинскую котловину, юго-западные и западные потоки преодолевают высокогорные области Кузнецкого Алатау, Западного Саяна и хребта Танну-Ола. Там они оставляют обильные осадки до (1000-1500мм). Также большой сухостью отличается Хакасия, где за год выпадает менее 350 мм осадков. Находящаяся под воздействием иссушающих южных ветров Тувинская котловина получает еще меньше осадков. Ландшафт здесь преобладает пустынно-степной. Особенно большой сухостью отличаются Хемчихская и Убсунурская котловины несколько более 200 мм осадков в год. Снежный покров на севере исследуемый территории (п-ов Таймыра) появляется уже в первой декаде сентября. В это же время он появляется во всех горных районах вплоть до Саяны и Танну-Ола. Втечение сентября появление снежного покрова отмечается в северной части Восточной Сибири, к северу от Нижней Тунгуски и Вилюя, на севере-востоке исследуемой территории, на нагорьях, на севере Забайкалья и юга Якутии. Самый ранний снег на севере бывает уже в конце августа, а на юге Восточной Сибири – в конце сентября. На южном побережье Дальнего Востока в среднем снежный покров появляется в третьей декаде ноября, тогда как наиболее ранние даты его появления отмечаются в конце октября. В отдельные годы, когда появление снежного покрова задерживается, в горах Северо-Востока снег появляется только в конце сентября, в пределах Среднесибирской низменности поздние даты появления снежного покрова приходятся на начало октября, а на юге Восточной Сибири – на конец ноября. Наиболее поздно снежный покров на юге Дальнего Востока появляется во второй декаде декабря. Период

существования неустойчивого снежного покрова почтина всей территории довольно коротко. В северной половине описываемой территории снежный покров уже через 10 дней после появления устанавливается полностью. В южной половине период с неустойчивым снежным покровом в начале зимы продолжается около 15 дней. Несколько больше (до 20-25 дней) этот период в южной части Прибайкалья. К началу сентября устойчивый снежный покров образуется лишь на горах (причем в более южных районах – на больших высотах) и у побережий северных морей. На остальной части описываемой территории устойчивый снежный покров появляется в течение октября и лишь на юге Приморья в начале ноября. К концу октября снежный покров становится устойчивым на большей части Восточной Сибири и на значительной части Дальнего Востока. А в начале ноября устойчивый снежный покров наблюдается и в остальных районах в долине Енисея между Красноярском и Минусинской котловиной, верховье Ангары, южной части Забайкалья и долине Амура, в его среднем и нижнем течении, а также на Уссури, на большей части Сахалина и Камчатки. К концу ноября устойчивый снежный покров отсутствует лишь на узкой полосе побережья на юге Приморья и кое-где на юге Сахалина. Для характеристики количества накопившегося за зиму снега используются данные о среднем из наибольших декадных высот снежного покрова на зиму. Особенности в распределении высоты снежного покрова является ее убывание с запада на восток, от Енисея до водораздельных хребтов Тихоокеанского бассеина. На равнинах, прилегающих к морям Северного Ледовитого океана, в тундре, а также на вершинах хребтов Черского и Момского средняя из наибольших высот снежного покрова составляет 40-60 см, в бассейнах рек Анабара, Оленека и Яны - менее 40 см, в среднем 60-80 см достигает снежный покров в горных районах Путорана и на Северо-Востоке – в верхнем течение Колымы и в бассейне Анадыря, а на Корякском хребте увеличивается до 90 см. В лесной зоне наибольшее высоты снега наблюдаются на правом берегу Енисея у Енисейского кряжа – около 100 см. На водоразделе бассейнов Енисея и Лены

его высоты уменьшаются до 40-50 см, а в долине Яны у Верхоянска – до 30 см. На юге Восточной Сибири из-за очень сложного рельефа наблюдаются больше разнообразие в распределении высот снежного покрова.

1.4 Температура

Описание климата России выполнено по материалам наблюдений за температурой воздуха на станциях, накопленным более за 50 лет. По многим станциям ряда данных достигали 100 лет. При последующим продление ряда средние значения, называемые нормами, практически не меняются. Дополнительно анализировать ряды средней месячной температуры воздуха за стандартное 30 лет ВМО (1966-2015гг.) Информация за этот период позволяет судить об изменение климата в последнее время. Минимальные зарегистрированные температуры не являются специфической особенностью климата центрального района ледникового щита, за такую особенностью скорее можно принять среднюю температуру за трехлетний период наблюдений (-30 градусов). Здесь годовое изменение температуры (разность температуры самого теплого месяца и самого холодного) составляет 36,5 градусов. В Верхоянске эта величена равна 65,9 градусов. Разность между экстремальными температурами (средний максимум минус средний минимум) составляет 62 градусов на ледниковым щите и 89 градусов в Верхоянске. На северном побережье Якутии фактические температуры воздуха могут опускаться до -56… -58 градусов при штиле и слабом ветре, в тоже время при существенном более высокой температуры могут иметь место сильные ветры. Поэтому для северного побережья характерен большой диапазон температуры и ветров, в комплексе обусловливающих одинаковы значения Тэ. Наиболее низкие температуры воздуха наблюдаются, как известно, в Якутии. В Верхоянске, Оймяконе и Якутске Тэ изменяются от -58 до -61 градуса. Основную роль в формировании эффективных температур играет температура наружного воздуха, отличающаяся здесь большой стабильностью. В Оймяконе и Верхоянске ветер при выбранных

эффективных температур не превышает 3 м/с. В Якутске в очень редких случаях возможно усиления ветра до 10-12 м/с при температурах -30 градусов и ниже.

1.5 Исходные данные

Для проведения расчетов были выбраны станции, на которых проводились совместные измерения ежедневных метеорологических характеристик (температура воздуха и осадки) и характеристик снежного покрова (общий запас воды в снеге). В расчѐтах использовалось 117 станций Азиатской части России с совместными наблюдениями без пропусков в данных за период 1966 - 2015 г.г. Перечень станций России для новой версии архива составлен на основании Списка станций Росгидромета, включенных в Глобальную сеть наблюдений за климатом и списки реперных метеорологических станций Росгидромета, подготовленного в Главной Геофизической Обсерватории им. А.И. Воейкова. Данные содержат характеристики снежного покрова по данным маршрутных снегомерных съемок. Наблюдения за снежным покровом на маршрутных снегосъемках осуществляются через каждые 10 дней в течение холодного периода (каждые пять дней в период интенсивного снеготаяния). Список станций формировался на основе списка ВМО

2. Математический аппарат

2.1 Модель формирования снегозапасов

Чтобы определить дату начала снегонакопления на водосборе, необходимо назначить дату устойчивого перехода приземной температуры к отрицательным значениям по сумме температур в осенний период. Для этого, начиная с даты, когда температура становится ниже 5 градусов, выполняется суммирование температур до даты, когда сумма принимает численные значения меньше 5-ти. Дата соответствующая первому значению после

максимума суммы температур и принимается за устойчивый переход к отрицательным значениям .

С даты устойчивого перехода температур к отрицательным значениям выполнялось суммирование твердых осадков (снега, X) с коэффициентом потерь (kf). В период оттепелей водоотдача учитывалась температурным коэффициентом (kt) и положительными температурами (t+).

Формула для расчета снегозапасов, как суммы выпавших твердых

осадков (снега) с учетом водоотдачи в период оттепелей на каждый день: параметры модели kf и kt определялись при решении обратной задачи по известным запасам воды в снежном покрове (по данным снегомерных наблюдений), температуре и осадкам. Оптимизация выполнялась с помощью процедуры поиска решения MSExcel и решения системы линейных уравнений с переопределенной матрицей.

2.2 Критерии оценки качества расчетов

S/σ Здесь σ – среднее квадратическое отклонение прогнозируемого значения элемента от среднего.

$$\sigma = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^{n}(y_i - \bar{y})^2}{n-1}},$$

Где y_i – значение прогнозируемой величины; y-ее среднее значение; n-число членов ряда. При вычисление допустимой погрешности прогнозов в зависимости от даты выпуска прогноза используют формулу. Если прогноз выпускается до начала половодья, паводка, вегетационного периода, допустимую погрешность за указанные периоды определят по формуле. Допустима погрешность прогноза максимальных расходов дождевых

паводков, минимальных уровней воды период навигации, зимней межени, осеннего ледообразования определяется по формуле. За доустимую погрешность прогноза средних, минимальных и максимальных уровней (расходов) воды на календарные периоды принимается меньшее из значение – 0,674 σ или 0,674 σ . Изменение уровней (расхода) воды определяется как разность между начальным средним уровнем (расхода) воды и характерны уровни (расходом) воды периода, на который дается прогноз. Начальный расход определятся в зависимости от даты выпуска прогноза. Если прогноз составляется в первой день расчетного календарного периода, то за начальный расход принимается средний расход за предшествующую декаду. В случае, когда прогноз составляется в середине или конце какой-либо из предшествующих декад, за начальный расход принимается средний расход за ту же декаду. Заблаговременность краткосрочных прогнозов времени наступления гидрологических явлений (водных и ледовых) определяется периодом от даты выпуска прогноза до указанной в прогнозе даты. Заблаговременность долгосрочных прогнозов водного и ледового режимов определяется по разности между датами выпуска прогноза и окончания или наступления прогнозируемого явления. Средняя заблаговременность прогнозов, составляемых по конкретной методике, равна средней заблаговременности всех проверочных прогнозов. Допустимая погрешность долгосрочных прогнозов времени наступления ледовых явлений в пункте определяется следующим образом. 1) если прогноз составляется раньше даты наступления прогнозируемого явления, то допустимая погрешность определяется по выражению, при этом используются среднее квадратическое отклонение дат наступления явления от среднего многолетнего. 2) если прогноз выпускается позже самой ранней даты наступления предсказываемого явления, то допустимая погрешность применятся равной вероятности отклонения от нормы с учетом сокращенной амплитуды A_c, которая определяется по разности между самой поздней датой наступления прогнозируемого явления и датой выпуска прогноза.

$$S=\sqrt{\frac{\sum_{i=1}^{n}\left(y_i-y_i'\right)^2}{n-m}},$$

S где y_i и $y_i^{/}$– соответственно фактическое и предсказанное значение; n – число членов ряда; m – число степеней свободны, равное числу постоянных в прогностическим уравнении. Исходя из того что распределение погрешностей прогнозов и распределение отклонений гидрологических величин от нормы близки к нормальному, за критерий применимости и качество методики принято отношение S/ σΔ и S/ σ . Эти отношения являются показателями эффективности и точности прогнозирования, ибо показывают выйгрыш в распределение погрешности, который дает метод прогнозирования по сравнению с распределением погрешности при принятии ожидаемой величины по ее норме или норме изменения за период заблаговременности прогноза. Методика прогнозирования считается приемлемой, если обеспеченность допустимой погрешности проверочных прогнозов не менее чем на 10 % превышает обеспеченность вероятного отклонения от нормы. Учитывая, что погрешности определение S и σ зависят также и от числа членов ряда n, установлены следующие условия применимости методик прогнозирования.

При $n \leq 15$ $S/\sigma \leq 0.70$

При $15 < n < 25$ $S/\sigma \leq 0.75$

При $n \geq 25$ $S/\sigma \leq 0.80$

2.3 Модуль Поиска решения Excel

Оптимизация значений таблицы Excel, удовлетворяющих определенным критериям, может быть сложным процессом. В MicrosoftOffice имеется возможность использования надстройки Решение проблем для численной оптимизации. Он является инструментом для решения задачи «что - если».

«Поиск решений» – надстройка Excel, которая помогает найти решение с помощью изменения значений целевых ячеек. Целью может быть минимизация, максимизация или достижение некоторого целевого значения. Проблема решается путем регулировки входных критериев или ограничений, определенных пользователем.

Чтобы применить сервис «Поиск решения»,необходимо определить ряд требований, правил и ограничений, которые позволят надстройке найти правильный ответ. С помощью этого инструмента, в данной работе, было произведено сравнение входных данных: расчетных, спутниковых(SWE) и данных маршрутных снегосъемок. Результат расчетов позволил выстроить

математическую модель, с помощью которой можно получить данные для 33 прогнозов стаивания снега. Данные о снеготаянии из модели позволят прогнозировать возможные увеличения весеннего половодья и наводнения.

Оптимизация значений таблицы Excel, удовлетворяющих определенным критериям, может быть сложным процессом. В MicrosoftOffice имеется возможность использования надстройки Решение проблем для численной оптимизации. Он является инструментом для решения задачи «что - если».

«Поиск решений» – надстройка Excel, которая помогает найти решение с помощью изменения значений целевых ячеек. Целью может быть минимизация, максимизация или достижение некоторого целевого значения. Проблема решается путем регулировки входных критериев или ограничений, определенных пользователем.

Чтобы применить сервис «Поиск решения»,необходимо определить ряд требований, правил и ограничений, которые позволят надстройке найти правильный ответ. С помощью этого инструмента, в данной работе, было произведено сравнение входных данных: расчетных, спутниковых(SWE) и данных маршрутных снегосъемок. Результат расчетов позволил выстроить

математическую модель, с помощью которой можно получить данные для 33 прогнозов стаивания снега. Данные о снеготаянии из модели позволят прогнозировать возможные увеличения весеннего половодья и наводнения.

3.Расчет снегозапасов воды в снеге

3.1 Параметризация моделей формирования снегозапасов

Атмосферная циркуляция очень разнообразна в своих проявлениях как во времени, так и в пространстве. западный тип циркуляции, обычно сопровождаемый интенсивным выносом с океана на материк теплых и влажных воздушных масс, обуславливает относительно теплую и влажную зиму на большей части ЕТС и Западной Сибири, что далеко не всегда благоприятствует формированию устойчивого снежного покрова, особенно в южных и центральных районах. для восточного типа характерно уменьшение влагосодержания с запада на восток в следствии интенсивного выноса относительного сухих и холодных воздушных масс по южной периферии Сибирского антициклона. Восточный тип циркуляции за частую определяет холодные малоснежные зимы Восточной части многоснежные в ее западных и юго - западных районах. Меридиональная циркуляция по своему характеру является промежуточной между западным и восточным типами. Развитие меридиональной циркуляции благоприятствует антициклогенез. Для меридионального типа циркуляции характререн межширотный обмен, который по своим признакам приближается к восточному типу. При меридиональной циркуляции относительно теплые и многоснежные зимы отмечаются в юго - восточных районах и южных районах Западной Сибири, холодные малоснежные зимы - на большей части. Приобладание западного типа циркуляции, сопровождаемого в большинстве случаев выпадение осадков в очетании с низкими температурами на материке, обуславливает сравнительно раннее формирование снежного покрова. Преобладание меридионального и восточного типов циркуляций способствует

замедленному формированию снежного покрова при чем граница распространения последнего занимает наиболее северное положение. Атмосферная циркуляция имеет тесную связь с влагооборотом, который определяет режим выпадения осадок, их продолжительность и интенсивность. Наименьшая влагосодержание отмечается при меридиональном типе циркуляции, а наибольшее - при западном. Влагосодержание воздушных масс над Западной Сибирью по мере продвижения с севера - востока на юго - запад изменяется.

Как известно, в свободной атмосфере образование твердых осадков, формирующих снежный покров, может происходить в любое время года не зависимо от широты местности, так как на высоте 1-2 километра в умеренных широтах и 4-5 километра экваториальных в течении всего года преобладают отрицательные температуры. Однако снежный покров образуется лишь в тех районах, где в приземном слое в течении длительного времени подтверждается отрицательная температура. Температура воздуха во время снегопада колеблется на территории Росси в больших пределах. Во время снегопадов отмечается зависимость форм и размеров снежинок от температуры воздуха. Эта зависимость прослеживается по всюду как в умеренных, так и в полярных широтах. Установлено, чем выше температура воздуха, тем больше размер выпадающих снежинок. Количество осадков в зимние месяцы характеризуются большой временной и пространственной изменчивостью.

Если сравнить количество осадков первой половины холодного периода (ноябрь - январь) и второй (февраль - март), оказывается, что повсеместно большая часть их выпадает в первой половине зимы. Для снегонакопления имеет значение не только количество осадков, но и то, как часто они наблюдаются, а так же и характер выпадающих осадков. Высота снежного покрова в северных районах составляет около 50 сантиметров, а на юге 12 сантиметров, то есть в 4 раза меньше. В Вилюйске и Верхоянске число дней

со снегопадами составляет 55 - 70, а высота снежного покрова не превышает 30 сантиметров. Снегопады здесь наблюдаются сравнительно часто, но они не отличаются заметной интенсивностью, а снежинки при очень низких температурах не достигают больших размеров. Для снегонакопления имеет значение так же продолжительность снегопада. Средняя продолжительность снегопадов в день со снегопадами на большей части составляет около 8 - 10 часов, а в Западной и Восточной Сибири она достигает 14 - 16 часов. На большей части Сибири коэффициент вариации продолжительность снегопадов не превышает 0,25.

По происхождению и соотношению различных типов оттепелей на территории России можно выделить четыре больших района:

1 Европейская территория, где преобладают оттепели адвективного происхождения (75- 80 %);

2 Западная Сибирь и Казахстан, где адвективные и радиационные оттепели наблюдаются в равной мере;

3 Восточная Сибирь, где преобладают оттепели радиационного происхождения;

4 Дальний Восток и Камчатка, где на ряду преобладанием радиационных оттепелей возрастает роль оттепелей адвективного происхождения.

Таким образом, ведущая роль в образовании снежного покрова принадлежит циркуляционным процессам и температурному режиму, котораый определяется тепловым балансом подстилающей поверхности.

Роль теплового баланса в образовании снежного покрова

Тепловой баланс связывает в единый комплекс процессы нагревания и охлаждения подстилающей поверхности и приземного слоя атмосферы. В холодный период приток прямой солнечной радиации изменяется от нуля в

северных районах страны, на юге Средней Азии и Приамурье. На Европейской территории отмечается понижение значения прямой солнечной радиации по сравнении с радиацией на тех же широтах Сибири, что вызвано образованием облачности под влиянием Атлантики. В Средней Азии и южных районах Восточной Сибири наблюдается повышение значения прямой солнечной радиации вследствие преобладания малооблачной погоды. Влияние прямой солнечной радиации на разрушение снежного покрова сказывается через температурный режим приземного слоя атмосферы. Продолжительность периода с отрицательным радиационным балансом на территории России изменяется в больших пределах по мере продвижения с севра на юг и с запада на восток. В Западной Сибири и Средней Азии число дней с отрицательным радиационным балансом изменяется - от 185, а в Салехарде до 40, в Восточной Сибири и на Дальнем Востоке - от 190, в Верхоянске до 75 в Южно - Курильске.

Радиационный баланс становится отрицательным на значительной части Европейской территории и в Западном Казахстане на 20 - 30 дней раньше, чем образуется устойчивый снежный покров, в Западных районах Европейской территории на 35 - 45 дней раньше, а на большей части Казахстана, в Западной Сибири, Забайкалье и на Дальнем Востоке - на 10 - 15 дней раньше. В центральных районах Восточной Сибири радиационный баланс становится отрицательным практически одновременно с образованием устойчивого снежного покрова (различия не превышают четырех дней), а в Якутии нередко наблюдаются переход радиационного баланса через нулевое значение вскоре после образования снежного покрова. Зона, где положительный радиационный баланс наблюдается в течение всего года, почти совпадает с зоной, где устойчивый снежный покров отмечается в 50 % зим. Весной на значительной части Европейской теретории радиационный баланс меняет знак на положительный на 30 - 40 дней раньше даты разрушения устойчего снежного покрова, а на Северо - Западе и

Прибалтике на 20 -25 дней раньше. Радиационный баланс весной становится положительным при более высоком альбедо подстилающей поверхности, чем осенью, что обуславливает главным образом значительным приходом солнечной радиации в весенние месяцы.

Важным фактором тепло - и влагообмена атмосферы с подстилающей поверхностью является турбулентность.

Роль турбулентного теплообмена в разрушении снежного покрова достаточно велика в районах, где часто наблюдаются адвекция тепловых воздушных масс. Относительно теплая и влажная воздушная масса, притекающая на относительно холодную снежную поверхность, вследствии турбулентного перемещения теряет свое тепло, которое расходуется на таяние и разрушение снежного покрова. Интенсивность этого процесса определяется прежде всего контрастом температур снежной поверхности и воздушной массы, влагосодержанием и турбулентностью.

Турбулентный поток тепла, согласно уравнению теплового баланса, считается положительным, если он направлен от подстилающей поверхности в атмосферу, и отрицательным наоборот, от атмосферы к подстилающей поверхности.

В среднем за холодный период на территории России турбулентный поток тепла почти всюду имеет отрицательный знак, то есть направлен от атмосферы к подстилающей поверхности. При инверсии температуры воздух над снежной поверхностью и слабом турбулентном перемешивании сколько - нибудь заметный приход тепла к подстилающей поверхности не наблюдается.

Отрицательный радиационный баланс и наличие температурной инверсии не благоприятствует испарению, и, следовательно, затраты тепла на испарение в среднем на большей части территории практически приближается к нулю.

В холодный период поток тепла направлен снизу вверх, то есть температура с глубины повышается. Температура почвы на различных глубинах возрастает по мере продвижения с севера на юг, особенно в переходной сезон. Однако в центральной части Восточной Сибири это закономерность нарушается. Центр Восточной Сибири характеризуется сравнительно низкими температурами и резко отличаются от соседних северного и южного районов.

Роль снежного покрова в предохранении почвы от интенсивного охлаждения возрастает с увеличением его мощности, но лишь до определенного предела. В период весеннего таяния снежный покров при определенных условиях может оказать охлаждающее действие на почву, при чем охлаждение будет тем значительные, тем больше мощность покрова. Такое явление в большинстве случаев часто наблюдается в северных районах России, где наростание температуры воздуха весной происходит значительно медленнее чем в южных районах.

Как известно теплопроводность снега почти в 10 раз меньше теплопроводности минеральной почвы. И потому снежный покров является своеобразным термоизолятором. В течении зимы тепловые характеристики снега увеличиваются, достигая наибольщих значений в момент максимальных снегоотложений.

Относительно небольшая теплопроводность снега проводит к значительному ослаблению теплообмена между снежным покровом и атмосферой, в результате чего в снежном покрове не наблюдаются резкие колебания температуры. Малая теплопроводность не позволяет компенсировать отрицательный радиационный баланс на поверхности переносом тепла из нижележащих слоев. Поэтому температура поверхности снега обычно бывает ниже температуры окружающего воздуха и температуры внутри снежного покрова, на глубинах.

В зимние месяцы процесс охлаждения почвы преобладает над приходом тепла. Охлаждение почвы на глубине 30 сантиметров не велико, при чем во второй половине холодного периода (январь - март) благодаря устойчивому снежному покрову оно протекает менее интенсивнее, чем в начале зимы. Связь между глубиной проникновения температуры 0 градусов в почву и высотой снежного покрова довольно сложная. Это обстоятельство указывает на необходимость дифференцированного подхода при оценки роли фактов определяющих тепловой режим почвы в холодный период, в конкретном районе.

Влияние ветра на формирование снежного покрова

Ветер, сопровождающий снегопад, оказывает влияние так же на изменение формы снежинок. Обычно при больших скоростях ветра снежинки разрушаются, измельчаются и, выпадая на поверхность, образуют уплотненный покров. Снежные частицы подвержены воздействию ветра как в момент выпадения осадков, так и на земной поверхности.

Взаимодействие ветра с подстилающей снежной поверхностью обуславливает метели. Результатом метелевого переноса является неравномерное распределение снежного покрова, образование мощных отложений снега у различного вида препятствий и в понижениях рельефа и частичное обнажение, а иногда полное сдувание на открытых участках местности.

Физическая сущность влияния ветра на перенос и отложение снега состоит в турбулентном трении движущегося воздуха о частицы снежного покрова. Трение воздушного потока о подстилающую поверхность и внутреннее трение самого воздуха приводят к завихрениям и превращению поступательного движения потока в вихревое.

Установлено, что перенос снега в большинстве случаев начинается при скоростях ветра от 4 до 10 м/с. Скорость ветра, при котором происходит

отрыв снежных частиц от снежного покрова, называют кристалической скоростью. Различают:

1 Кристалическую скорость ветра, при которой не происходит движение частиц;

2 Предельная скорость, при которой начинается отрыв и перенос отдельных частиц;

3 Верхнюю кристалическую скорость, при которой происходит массовое движение снежных частиц.

На большей части нашей страны метели наблюдаются в период с ноября по март. В ноябре метели в юго - западных и южных районах наблюдаются в отдельные зимы. почти повсеместно максимальное число дней с метелями приходятся на январь и февраль. Несколько реже метели бывают в декабре и марте.

На севере Европейской территории в 75% случаев метели наблюдаются при прохождении северо - западных, и юго - западных циклонов.

В Западной Сибири большие скорости ветра, характерные для холодного периода , благоприятствуют образованию частых метелей. Общие метели зачастую наблюдаются здесь при температуре воздуха от -5 до -10 градусов, а низовые метели и поземок сопровождаются более низкими температурами, иногда до - 40 градусов. По мере продвижения с севера на юг число дней с метелями уменьшается от 100 до 120 в северных районах (Тундра до 30 - 40) в лесной зоне.

На большей части Западной Сибири преобладающими во время метелей являются ветры юго - западного и южного направлений.

С развитием азиатского антициклона на большей части Восточной Сибири устанавливается штилевая погода, среднемесячная скорость ветра не

превосходит 2 м/с. Резко сокращается повторяемость метелей. Зато в северных районах с ноября по апрель почти ежемесячно отмечается 16-18 дней с метелями.

На Дальнем Востоке распределение числа дней с метелями характеризуется большой неравномерностью. На побережье Охотского моря и центральных районах Чукотки отмечается около 60 дней с метелями за холодный период, а на побережье Беренгова моря в отдельные зимы до 90 дней с метелями. В глубь материка в связи с ослаблением скорости ветра число дней с метелями резко уменьшается и не превышает 8. В центральных районах Приамурья и Приморья из - за слабых скоростей ветра число дней с метелями уменьшается до 4 - 6. Средняя продолжительность метелей в день в прибрежных районах достигает 12 - 15 часов, а в континентальных не превышает 3 часов.

В процессе переноса и отложения снега решающая роль принадлежит скорости ветра и турбулентному трению непосредственно у самой снежной поверхности. Это обстоятельство имеет большое практическое значение, так как позволяет искусственно вмешиваться в метелевой перенос с целью регулирования снегонакопления путем изменения скорости ветра в самых нижних слоях атмосферы.

Влияние лесных полезащитных полос на распределение снежного покрова

В практике сельского хозяйства существует целый ряд способов искусственного задержания снега на полях с целью регулирования температурного режима почв и распределение запасов влаги по площади. Одним из наиболее мощных средств задержания снега являются лесные полосы. Они, как показывают данные метеорологических наблюдений, существенно изменяют гидрометеорологических режим на межполосных полях как летом, так и зимой. Путем задержания снега лесными полосами достигает значительное увеличение запасов влаги в почве к весне.

Эффективность лесных полезащитных полос в засушливой зоне Европейской территории не одинакова и находится в тесной зависимости от погодного - климатического условий и конструкций самих полос.

Известно, что на формирование снежного покрова существенное влияние оказывает зимний режим осадков. В холодный период (ноябрь - март) количество твердых осадков в засушливой зоне изменяется от 86 мм в западных районах до 98 мм восточных, в тоже время жидких осадков уменьшается в этом направлении от 70 до 18 мм.

В зимний период (декабрь - февраль) максимум твердых осадков приходится на январь в западных и центральных районах и на декабрь восточных.

Влияние ветра на формирование снежного покрова проявляется через турбулентное трение воздуха о подстилающую поверхность. Над снежным покровом в открытой местности с усилением скорости ветра, турбулентного обмена, а также с увеличением шероховатости турбулентное трение возрастает.

Благоприятное влияние лесных полос сказывается как летом, так и зимой, при чем не только в южных степных районах с недостаточным увлажнением, но и районах осушенных болот, осваемых под сельское хозяйственные угодья.

На межполосном поле урожай трав оказался значительно выше, чем на открытом, важная роль принадлежала снежному покрову, который равномерно залегал мощным слоем у лесных полос и предохранял почву от глубокого промерзания. Здесь весной почва быстрей оттаяла и вегетация трав на началась раньше, чем на открытом поле.

3.2. Оценка достоверности расчета

По ежедневным метеоданным и запасам воды в снеге маршрутных снегосъемок с помощью процедуры «поиск решения» (*MS Excel*) выполнена параметризация модели формирования снегозапасов для периода с 2000 по 2015 гг. на всех 53 станциях. Целевой функцией являлось соотношение S/σ, при минимальных значениях которого получены оптимальные значения параметров модели *kf* и *kt*. Численные значения оптимальных параметров и соответствующие *S*/σ (для расчета) представлены в таблице.

Таблица 3. Параметры модели и оценка достоверности расчета

№	№ ст	Станция	число снего-съемок	S/σ	P, %	kf	kt
1	23256	Тазовское	157	0.91	34	0.39	5.18
2	23330	Салехард	252	0.65	29	0.88	4.83
3	23933	Ханты-Мансийск	213	0.68	31	0.74	1.30
4	23955	Александровское	143	0.34	14	0.98	1.77
5	23966	Ванжиль-Кынак	198	1.15	30	0.73	1.07
6	24382	Усть-Мома	199	0.45	27	0.90	1.30
7	24507	Тура	190	0.39	18	1.11	1.85
8	24606	Кислокан	181	0.63	16	1.02	1.26
9	24671	Томпо	196	0.63	13	1.02	2.77
10	24688	Оймякон	249	0.45	20	0.88	32.29
11	24763	Крест-Хальджай	396	0.39	17	0.94	2.03
12	24944	Олекминск	396	0.40	15	0.88	2.69
13	25563	Анадырь	139	1.02	50	0.25	0.02

14	28367	Тюмень, АМСГ	304	0.32	18	1.00	2.52
15	28493	Тара, ОГМС	221	0.24	16	1.13	3.50
16	28573	Ишим	198	0.34	15	1.05	3.71
17	28698	Омск,ОГМС	203	0.39	22	0.97	6.63
18	28748	Троицк	235	0.30	13	0.93	3.15
19	29313	Пудино	308	0.36	19	0.96	3.52
20	29328	Бакчар	179	0.47	22	1.10	2.78
21	29348	Первомайское	198	0.44	24	0.89	1.12
22	29418	Северное	201	0.32	15	1.18	3.44
23	29430	Томск	185	0.25	19	0.98	2.39
24	29541	Тайга	394	0.54	34	0.77	0.82
25	29557	Тисуль	210	0.68	33	0.78	1.12
26	29570	Красноярск, оп.п.	369	0.48	33	0.56	2.57
27	29594	Тайшет	268	0.46	22	0.70	1.45
28	29605	Татарск	193	0.31	17	0.94	5.03
29	29612	Барабинск	147	0.46	24	1.08	8.23
30	29638	Огурцово	192	0.26	12	1.16	5.00
31	29838	Барнаул	191	0.31	20	0.89	3.62
32	29849	Кузедеево	223	0.71	30	0.94	5.03
33	30745	Сосново-Озерское	239	0.78	42	0.80	0.75
34	30777	Сретенск	214	0.59	33	0.95	9.07
35	30811	Тунка	251	1.02	44	1.02	0.35
36	30823	Улан-Удэ,город	230	0.98	43	0.81	0.01
37	30859	Агинское	206	0.63	26	0.52	0.18
38	30879	Нерчинский з-д	229	0.48	39	0.82	0.25
39	30935	Красный Чикой	173	0.89	45	0.74	0.02

В том же приложении приведены S/σ для оценки согласия измеренных значений снегозапасов и данных спутникового зондирования (для SWE). На рисунке 3.5 представлен пример хронологических графиков с результатами расчета общего запаса воды в снеге ($S_р$) за период с 2000 по 2015 гг. для станции Тара (ОГМС, № 28493), фактического общего запаса воды в снеге по данным маршрутных снегосъемок ($S_ф$) и водного эквивалента снега, *SWE* по данным спутникового зондирования.

Соотношение среднеквадратической погрешности к среднеквадратическому отклонению расчетной величины (S/σ) в работе принимается мерой достоверности полученных расчетов запаса воды в снеге и спутниковых данных. Обобщение информации о степени надежности расчетных значений общего запаса воды в снеге представлено в виде частоты повторений (f) соотношения S/σ. Распределение указанной частоты получено по материалам снегомерных съемок и расчета по модели по данным 117 станций, а данных спутникового зондирования *SWE* – по 84 станциям, и представлено на рисунке 3.6.

Значения S/σ в большинстве своем (93 %) меньше 0,8 для расчетных снегозапасов и лишь в 21 % случаев – для *SWE*. Это говорит о достаточной надежности определения параметров модели формирования снегозапасов. Рассчитанные для многолетнего интервала времени они имеют прогностическую ценность. Данные спутникового зондирования требуют дополнительного исследования для возможного использования их в прогностических целях.

С целью повышения качества моделирования снегозапасов выполнена параметризация модели для отдельных лет за период с 2000 по 2015 гг. для двух станций: а) Мурманск (№ 22113), б) Тазовское (№ 23256). В дополнение к процедуре «поиск решения» выполнена параметризация модели с использованием решения переопределенной системы линейных уравнений (ПСЛУ). ПСЛУ адаптирована для модели формирования снегозапасов в

форме программы на языке *Turbo Pascal*, что позволило значительно ускорить процесс параметризации модели при значительных объемах данных по сравнению расчетами в таблицах *MS Excel*. Численные значения оптимальных параметров и оценка их значимости представлены в таблице 3.1, хронологические графики – на рисунке 3.7 и в приложении З. В таблице 3.1 также приведена оценка согласия данных SWE с данными маршрутных снегосъемок по соотношению S/σ.

Качественный анализ хронологических графиков показывает, что результаты параметризации модели обоими методами имеют схожий результат. Это видно на зависимости параметров представленной на рисунках 3.8*а* и 3.8*б*. Их численные значения имеют физически обоснованный смысл. Параметры модели формирования снегозапасов меняются от года к году. Их хронологическая зависимость с соотношением S/σ представлена на рисунке 3.9.

В целом параметризация модели и расчет общих запасов воды в снеге каждого холодного периода отдельно дает лучшие результаты, чем при параметризации за многолетний период. Это очевидно при учете метеорологических особенностей каждого года. Для расчета ежедневных снегозапасов, при наличии данных снегомерных наблюдений, рекомендуется рассматривать каждый холодный период отдельно. При восстановлении (прогнозе) допустимо использовать осредненные параметры модели для большинства исследованных станций.

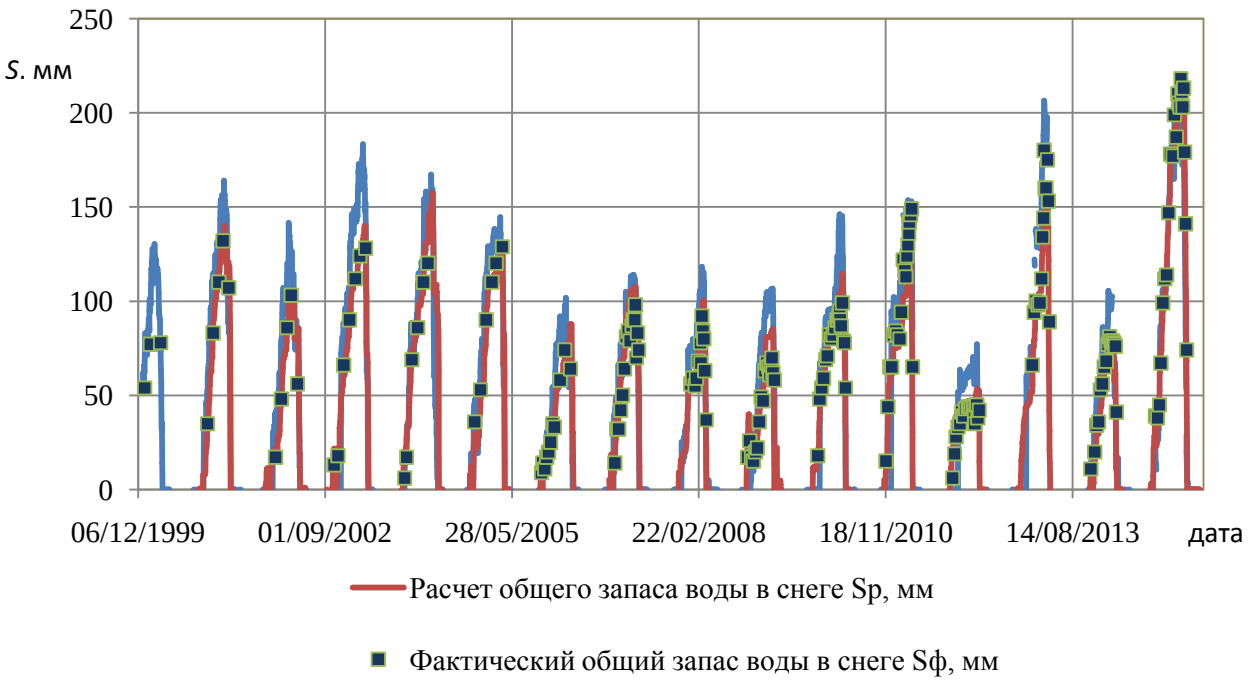

Рисунок 3.5 – Хронологические графики с результатами расчета общего запаса воды в снеге ($S_р$) за период с 2000 по 2015 гг. для станции Тара (ОГМС, № 28493), фактический общий запас воды в снеге по данным маршрутных снегосъемок ($S_ф$)

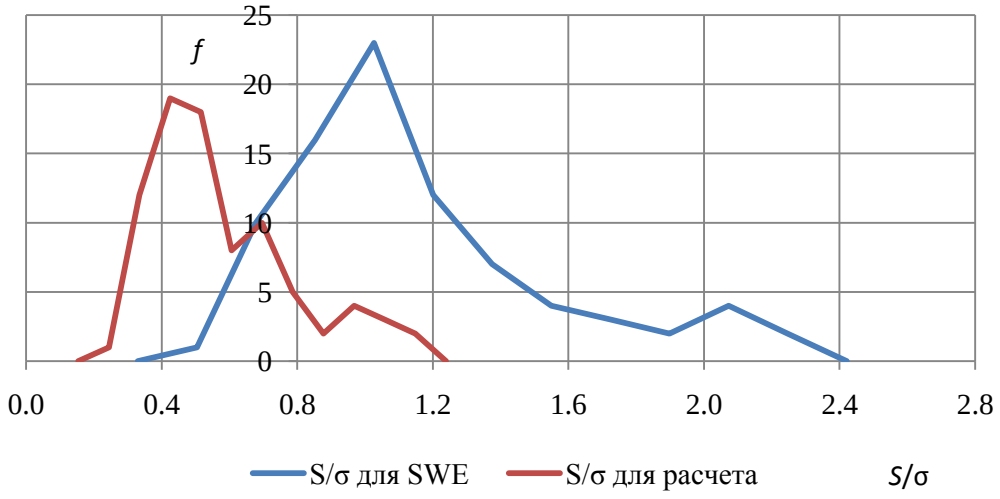

Рисунок 3.6 – Частота повторений соотношения *S*/σ для данных *SWE* и расчета общего запаса воды в снеге по модели формирования снегозапасов по данным 84 станций.

Таблица 3.1 – Результаты параметризации модели формирования снегозапасов для станции Мурманск (№ 22113)

№	Холодный период		Число расчетных суток	«Поиск решения»			ПСЛУ		*SWE*
	конец	начало		*S*/σ	*kf*	*kt*	*kf*	*kt*	S/σ
1	2000	2001	160	0,24	1,43	1,04	1,70	1,65	0,67
2	2001	2002	203	0,14	1,79	2,28	1,81	2,30	1,02
3	2002	2003	202	0,24	1,78	2,05	1,82	2,04	1,68
4	2003	2004	169	0,22	2,15	2,23	2,16	2,54	1,35
5	2004	2005	198	0,52	1,43	2,06	1,62	2,52	1,31
6	2005	2006	183	0,18	1,84	3,90	1,61	1,63	0,84
7	2006	2007	204	0,34	1,79	2,88	1,75	2,69	1,36
8	2007	2008	185	0,22	1,88	3,89	1,88	3,94	1,16
9	2008	2009	189	0,34	2,17	4,11	2,41	4,49	1,81
10	2009	2010	195	0,22	1,50	3,88	1,70	4,12	1,18
11	2010	2011	185	0,35	1,44	3,86	1,35	3,27	1,75
12	2011	2012	164	0,51	1,48	1,91	1,76	3,75	1,57
13	2012	2013	185	0,19	1,55	4,55	1,53	4,51	3,00
14	2013	2014	198	0,42	1,41	2,91	1,43	3,17	1,73
15	2014	2015	208	0,62	1,57	2,37	1,57	2,16	1,30

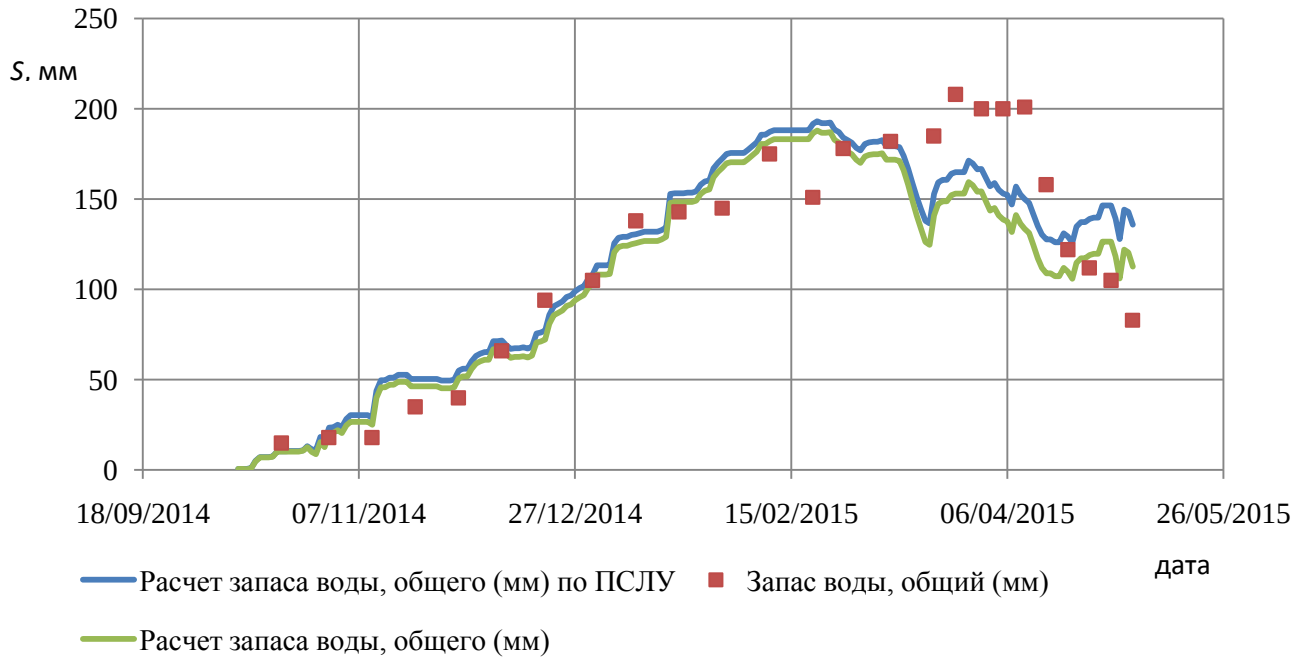

Рисунок 3.7 – Хронологические графики расчетных значений общего запаса воды в снеге при параметризации модели формирования снегозапасов с использованием ПСЛУ и процедуры «поиск решения», фактических данных маршрутных снегосъемок для периода с 2014 по 2015 гг.

а) *б*)

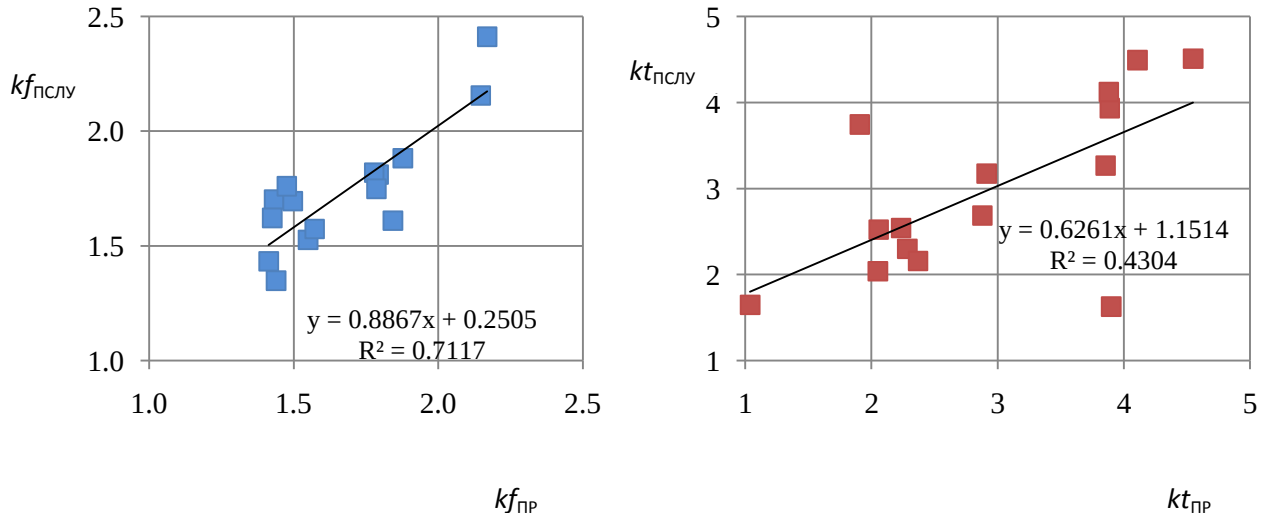

Рисунок 3.8 – Зависимость численных значений параметров *kf* (а)и *kt* (б), полученных при параметризации методом «поиск решения» (ПР) и с использованием решения ПСЛУ.

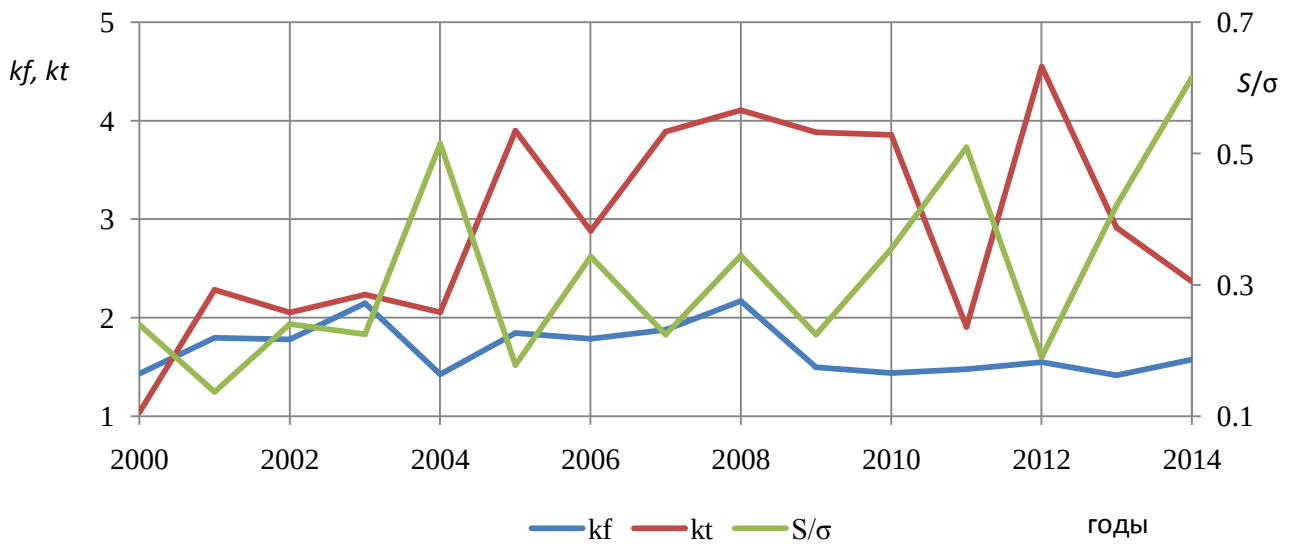

Рисунок 3.9 – Хронологические графики оптимальных параметров модели формирования снегозапасов *kf* и *kt* и соотношения *S*/σ для периода с 2000 по 2015 гг.

Выводы по разделу:

– для всей территории России создана база данных для периода с 2000 по 2015 гг. (16 лет) включающая:

а) ежедневные осадки и температуру на 170 станциях,

б) материалы снегомерных съемок (запас воды в снеге общий в мм) для 170 соответствующих станций с метеонаблюдениями,

– для 117 станций рассчитаны оптимальные значения параметров модели формирования ежедневных снегозапасов для 16-летнего периода (*kt* – коэффициент потерь, *kt* – температурный коэффициент), которые имеют прогностические свойства (*S*/σ меньше 0.8) для большинства станций (93 %);

– для 84 станций выполнено сравнение данных снегосъемок со спутниковой информацией (*SWE*) по тому же соотношению (для большинства станций, составляющих 79 %, соотношение *S*/σ больше 0.8);

– для 2 станций рассчитаны оптимальные параметры модели формирования ежедневных снегозапасов для 15-ти «холодных» периодов отдельно

а) параметризация выполнена двумя процедурами,

б) сделан их сравнительный анализ,

в) для параметризации указанной модели адаптировано решение переопределенной системы линейных уравнений (ПСЛУ);

– рассчитана база данных ежедневная запасов воды в снеге и водоотдачи для 74 станций Азиатской территории России за период с 2000 по 2015 гг.; дана оценка достоверности расчетов по соотношению S/σ.

ВЫВОДЫ

1. Для Азиатской части России создана база данных за 16 лет (с 2000 по 2015 гг.), состоящая из

- материалов снегомерных съемок (запас воды в снеге общий в мм) в среднем 170 съемок за 16-летний период;

- ежедневных осадков и температуры, по которым (по модели формирования снегозапасов) рассчитаны ежедневные значения общего запаса воды в снеге с начала устойчивого перехода температуры к отрицательным значениям до окончания снеготаяния;

2. Рассчитаны оптимальные значения параметров модели за 16-летний период (*kt* - коэффициент потерь, *kt* - температурный коэффициент), которые имеют прогностические свойства (по соотношению S/σ меньше 0.8) для Азиатской территории России на большинства станций (79 %).

Литература

1. Аполлов Б.А., Калинин Г.П., Комаров В.Д. Курс гидрологических прогнозов. Л,: Гидрометеоиздат, 1974, -4 1 9 с.

2. Бережных Т.В., Резников А.П. Фоновое прогнозирование речного стока иа основе его пространственно-временных закономерностей. - География и природные ресурсы, 1996, № 4, с. 17-24.

3. Боровикова J1.Н. и др. Статистические методы прогноза стока горных рек. - Труды САРНИГМИ, 1977, вып. 51 (132). - 86 с.

4. Бураков ДА., Авдеева Ю.В. Технология оперативных прогнозов ежедневных расходов (уровней) воды на основе спутниковой информации о заснеженности (на примере р. Нижней Тунгуски). - Метеорология и гидрология, 1996, Не 10, с. 75-87.

5. Гайдукова Е.В., Хаустов В.А., Дехтярев А.А., Голованова Е.Ю., Куасси М. Оценка долгосрочных изменений вероятностных характеристик максимального стока // // ученые записки ргг му. – 2013, №16. – с. 60-64.

6. Георгиевский Ю.М., Шаночкин С.В. Гидрологические прогнозы // РГГМУ. – 2007. – С. 435с

7. Игловская Н.В., Нарожный Ю.К..//Определение снегозапасов Алтая с использованием спутниковой информации // Науки о Земле - 2010, № 334 – Томск. 160-165.

8. Земцов А.А., Мизеров Б.В., Николаев В.А. и др. Рельеф Западно Сибирской равнины Новосибирск: Наука. Сиб. Отд-ние, 1988. 192с.

9. Карлин Л.Н., Ефимова Ю.В., Никифоров А.В. Некоторые климатические характеристики Санкт- Петербурга в эпоху глобального потепления // Ученые записки РГГМУ. – 2005, № 1. – С. 22–29.

10.Коваленко В.В. Моделирование гидрологических процессов. - СПб.: Гидрометеоиздат, 1993. - 256 с.50

11.Коваленко В.В., Викторова Н.В., Гайдукова Е.В. Моделирование

гидрологических процессов: учеб. -изд. 2-е, испр. и доп. -СПб.: изд. РГГМУ, 2006. -559 с.

12.Кузьмин П.П. Процесс таяния снежного покрова // Гидрометеоиздат –1961. – Л. 344с

13.Ларин С.И. Физико-географические условия формирования качества поверхностных вод западной Сибири //Вестник Тюменского государственного университета - 2011,№ 12 – Тюмень. 70-77.

ПРИЛОЖЕНИЯ

Пример расчета запасов воды в снеге

Таблица Ж3.1 – Исходные данные для параметризации модели формирования снегозапасов и результаты расчетов для зимнего периода конца 2014 и начала 2015 гг.

Файл с результатами вычислений: *kf* = 1.574

Файл с исходными данными: *kt* = -2.157

год	месяц	день	*t*	*X*	*S*ф	*S*р
2014	10	10	-2.0	0.6	7777	0.6
2014	10	11	-0.7	0.0	7777	0.6
2014	10	12	0.4	0.5	7777	0.5
2014	10	13	0.1	0.5	7777	1.1
2014	10	14	-1.0	2.4	7777	4.8
2014	10	15	-2.4	1.4	7777	7.0
2014	10	16	-2.6	0.0	7777	7.0
2014	10	17	-1.2	0.0	7777	7.0
2014	10	18	-0.7	0.2	7777	7.3
2014	10	19	-0.4	1.8	7777	10.2
2014	10	20	-3.5	0.0	15	10.2
2014	10	21	-8.0	0.0	7777	10.2
2014	10	22	-11.9	0.1	7777	10.3
2014	10	23	-8.9	0.0	7777	10.3
2014	10	24	-6.0	0.0	7777	10.3
2014	10	25	-0.9	0.3	7777	10.8

2014	10	26	1.3	3.2	7777		13.1
2014	10	27	4.8	5.5	7777		11.4
2014	10	28	3.5	4.5	7777		10.9
2014	10	29	2.4	7.9	7777		18.2
2014	10	30	1.2	0.0	7777		15.6
2014	10	31	-1.4	4.9	18		23.3
2014	11	1	-4.4	0.2	7777		23.6
2014	11	2	-3.7	0.9	7777		25.1
2014	11	3	1.4	1.1	7777		23.8
2014	11	4	1.5	4.9	7777		28.2
2014	11	5	-5.1	1.3	7777		30.3
2014	11	6	-8.2	0.0	7777		30.3
2014	11	7	-6.9	0.0	7777		30.3
2014	11	8	-4.2	0.0	7777		30.3
2014	11	9	-2.6	0.0	7777		30.3
2014	11	10	0.7	0.0	18		28.8
2014	11	11	-0.4	9.5	7777		43.7
2014	11	12	-4.5	3.7	7777		49.6
2014	11	13	-7.2	0.0	7777		49.6
2014	11	14	-4.6	0.9	7777		51.0
2014	11	15	-10.8	0.0	7777		51.0
2014	11	16	-5.2	1.1	7777		52.7
2014	11	17	-3.2	0.0	7777		52.7
2014	11	18	-1.6	0.0	7777		52.7

2014	11	19	1.1	0.0	7777		50.3
2014	11	20	-0.6	0.0	35		50.3
2014	11	21	-3.8	0.0	7777		50.3
2014	11	22	-2.8	0.0	7777		50.3
2014	11	23	-2.4	0.0	7777		50.3
2014	11	24	-2.7	0.0	7777		50.3
2014	11	25	-1.3	0.0	7777		50.3
2014	11	26	0.4	0.0	7777		49.4
2014	11	27	-2.5	0.0	7777		49.4
2014	11	28	-4.1	0.0	7777		49.4
2014	11	29	-3.5	0.3	7777		49.9
2014	11	30	-1.9	3.2	40		54.9
2014	12	1	-8.9	0.6	7777		55.9
2014	12	2	-11	0.0	7777		55.9
2014	12	3	-7.3	2.6	7777		60.0
2014	12	4	-7.4	1.9	7777		63.0
2014	12	5	-9.4	0.8	7777		64.2
2014	12	6	0.0	0.6	7777		65.2
2014	12	7	-2	0.0	7777		65.2
2014	12	8	0.8	4.9	7777		71.2
2014	12	9	-1.1	0.0	7777		71.2
2014	12	10	-2.9	0.3	66		71.6
2014	12	11	1.2	0.0	7777		69.0
2014	12	12	1.0	0.0	7777		66.9

2014	12	13	-1.9	0.3	7777		67.4
2014	12	14	-4.6	0.0	7777		67.4
2014	12	15	-3.5	0.3	7777		67.8
2014	12	16	0.3	0.0	7777		67.2
2014	12	17	-1.4	0.6	7777		68.1
2014	12	18	-1.6	4.6	7777		75.4
2014	12	19	-6.4	0.4	7777		76.0
2014	12	20	-8.5	0.7	94		77.1
2014	12	21	-2.0	5.5	7777		85.8
2014	12	22	-7.2	3.0	7777		90.5
2014	12	23	-16.1	0.8	7777		91.7
2014	12	24	-15.7	0.9	7777		93.2
2014	12	25	-14.7	1.6	7777		95.7
2014	12	26	-22.5	0.6	7777		96.6
2014	12	27	-19.1	1.4	7777		98.8
2014	12	28	-17.5	1.1	7777		100.1
2014	12	29	-19.6	0.7	7777		101.7
2014	12	30	-9.9	2.6	7777		105.8
2014	12	31	-4.9	1.4	105		108.0
2015	1	1	-2.0	3.3	7777		113.2
2015	1	2	-0.7	0.0	7777		113.2
2015	1	3	-5.9	0.0	7777		113.2
2015	1	4	-8.1	0.2	7777		113.5
2015	1	5	-12.1	7.6	7777		125.4

2015	1	6	-15.3	1.9	7777		128.4
2015	1	7	-9.3	0.4	7777		129.1
2015	1	8	-7.9	0.0	7777		129.1
2015	1	9	-12.8	0.6	7777		130.0
2015	1	10	-17.0	0.3	138		130.5
2015	1	11	-23.1	0.4	7777		131.1
2015	1	12	-27.5	0.4	7777		131.7
2015	1	13	-27.2	0.0	7777		131.7
2015	1	14	-20.4	0.0	7777		131.7
2015	1	15	-17.0	0.0	7777		131.7
2015	1	16	-8.1	0.6	7777		132.7
2015	1	17	-5.7	0.9	7777		134.1
2015	1	18	-5.1	11.9	7777		152.8
2015	1	19	-5.2	0.2	7777		153.1
2015	1	20	-10.7	0.0	143		153.1
2015	1	21	-13.3	0.0	7777		153.1
2015	1	22	-12.5	0.2	7777		153.5
2015	1	23	-17.3	0.0	7777		153.5
2015	1	24	-16.9	0.4	7777		154.1
2015	1	25	-12.8	2.4	7777		157.9
2015	1	26	-10.4	1.1	7777		159.6
2015	1	27	-2.6	0.4	7777		160.2
2015	1	28	-5.2	4.3	7777		167.0
2015	1	29	-9.7	1.9	7777		170.0

2015	1	30	-12.8	1.4	145		172.2
2015	1	31	-12.2	1.7	7777		174.9
2015	2	1	-12.2	0.3	7777		175.3
2015	2	2	-11.5	0.0	7777		175.3
2015	2	3	-12.3	0.0	7777		175.3
2015	2	4	-17.9	0.0	7777		175.3
2015	2	5	-17.1	1.2	7777		177.2
2015	2	6	-7.2	1.3	7777		179.3
2015	2	7	-5.6	1.3	7777		181.3
2015	2	8	-5.8	2.7	7777		185.6
2015	2	9	-11.5	0.0	7777		185.6
2015	2	10	-2.3	1.0	175		187.1
2015	2	11	-5.4	0.6	7777		188.1
2015	2	12	-4.3	0.0	7777		188.1
2015	2	13	-7.1	0.0	7777		188.1
2015	2	14	-11.1	0.0	7777		188.1
2015	2	15	-10.2	0.0	7777		188.1
2015	2	16	-6.1	0.0	7777		188.1
2015	2	17	-2.4	0.0	7777		188.1
2015	2	18	-1.2	0.0	7777		188.1
2015	2	19	-5.2	0.0	7777		188.1
2015	2	20	-2.8	2.2	151		191.6
2015	2	21	-0.9	0.9	7777		193.0
2015	2	22	0.5	0.0	7777		191.9

2015	2	23	-2.3	0.0	7777		191.9
2015	2	24	-3.6	0.2	7777		192.2
2015	2	25	1.8	0.0	7777		188.3
2015	2	26	1.0	0.5	7777		187.0
2015	2	27	1.4	0.0	178		183.9
2015	2	28	0.7	0.0	7777		182.4
2015	3	1	0.6	0.0	7777		181.1
2015	3	2	1.3	0.0	7777		178.3
2015	3	3	0.9	0.3	7777		176.9
2015	3	4	-0.7	2.2	7777		180.3
2015	3	5	-0.5	0.6	7777		181.3
2015	3	6	-1.6	0.2	7777		181.6
2015	3	7	-0.2	0.0	7777		181.6
2015	3	8	1.5	2.6	7777		182.4
2015	3	9	1.5	0.0	7777		179.2
2015	3	10	-0.5	0.0	182		179.2
2015	3	11	-1.9	0.0	7777		179.2
2015	3	12	0.3	0.0	7777		178.6
2015	3	13	2.2	0.0	7777		173.8
2015	3	14	3.3	0.0	7777		166.7
2015	3	15	3.6	0.0	7777		158.9
2015	3	16	3.7	0.0	7777		151.0
2015	3	17	3.0	0.0	7777		144.5
2015	3	18	3.1	0.0	7777		137.8

2015	3	19	1.1	0.6	7777		136.4
2015	3	20	-3.4	10.4	185		152.8
2015	3	21	-7	4.0	7777		159.0
2015	3	22	-8.5	0.9	7777		160.5
2015	3	23	-8.2	0.0	7777		160.5
2015	3	24	-7.5	2.2	7777		163.9
2015	3	25	-6.1	0.5	208		164.7
2015	3	26	-5.5	0.0	7777		164.7
2015	3	27	-2.7	0.0	7777		164.7
2015	3	28	-1.5	4.1	7777		171.2
2015	3	29	1.0	0.4	7777		169.6
2015	3	30	1.5	0.0	7777		166.4
2015	3	31	0.4	0.7	200		166.6
2015	4	1	2.3	0.0	7777		161.7
2015	4	2	2.2	0.0	7777		156.9
2015	4	3	1.5	3.2	7777		158.7
2015	4	4	2.2	0.7	7777		155.1
2015	4	5	1.0	0.0	200		152.9
2015	4	6	1.2	1.2	7777		152.2
2015	4	7	2.5	0.0	7777		146.9
2015	4	8	2.2	9.3	7777		156.8
2015	4	9	2.0	0.0	7777		152.4
2015	4	10	1.2	0.0	201		149.9
2015	4	11	1.0	0.0	7777		147.7

2015	4	12	2.8	0.0	7777		141.7
2015	4	13	3.1	0.0	7777		135.0
2015	4	14	2.9	1.0	7777		130.3
2015	4	15	1.3	0.0	158		127.5
2015	4	16	0.0	0.0	7777		127.5
2015	4	17	0.7	0.0	7777		126.0
2015	4	18	-0.3	0.0	7777		126.0
2015	4	19	1.5	5.2	7777		130.9
2015	4	20	1.7	1.2	122		129.2
2015	4	21	2.1	0.7	7777		125.7
2015	4	22	-0.1	5.7	7777		134.7
2015	4	23	-0.8	1.5	7777		137.1
2015	4	24	-2.3	0.0	7777		137.1
2015	4	25	-0.7	1.2	112		139.0
2015	4	26	-0.3	0.4	7777		139.6
2015	4	27	0.0	0.0	7777		139.6
2015	4	28	-1.1	4.3	7777		146.4
2015	4	29	-1.3	0.0	7777		146.4
2015	4	30	-0.8	0.0	105		146.4
2015	5	1	3.4	0.0	7777		139.0
2015	5	2	5.2	0.0	7777		127.8
2015	5	3	0.8	11.4	7777		144.0
2015	5	4	2.1	2.1	7777		142.8
2015	5	5	3.3	0.0	83		135.7

Здесь t – температура воздуха, X – ежедневные осадки, Sф – фактический запас воды в снеге по данным маршрутных снегосъемок, 7777 – пропуск данных в файле, Sр – расчетные значения запасов воды в снеге по оптимальным параметрам модели kf и kt

Таблица Ж3.2 – Матрицы A и B для решения переопределенной системы линейных уравнений

A	
Сумма осадков, $\sum X$, мм	Сумма положительных температур, $\sum t^{+}$ °С
7.4	0.5
33.8	13.7
42.2	17.3
57.4	18.4
60.9	18.8
72.6	19.6
79.5	22.1
99.1	22.1
113.4	22.1
127.8	22.1
139.9	22.1
149.4	22.1
152.2	22.1
153.8	26.8
159.7	33.3

B
Фактический запас воды в снеге, Sф
15
18
18
35
40
66
94
105
138
143
145
175
151
178
182

170.7	53.6
178.3	53.6
183.5	56.5
187.4	65.7
197.9	74.8
198.9	85.9
205.3	89.8
214.4	91.9
219.1	91.9
232.6	106.7

185
208
200
200
201
158
122
112
105
83

ПРИЛОЖЕНИЕ З

Хронологические графики расчетных значений общего запаса воды в снеге при параметризации с использованием ПСЛУ и процедуры «поиск решения», фактических данных маршрутных снегосъемок и данных SWE для периода с 2000 по 2015 гг.

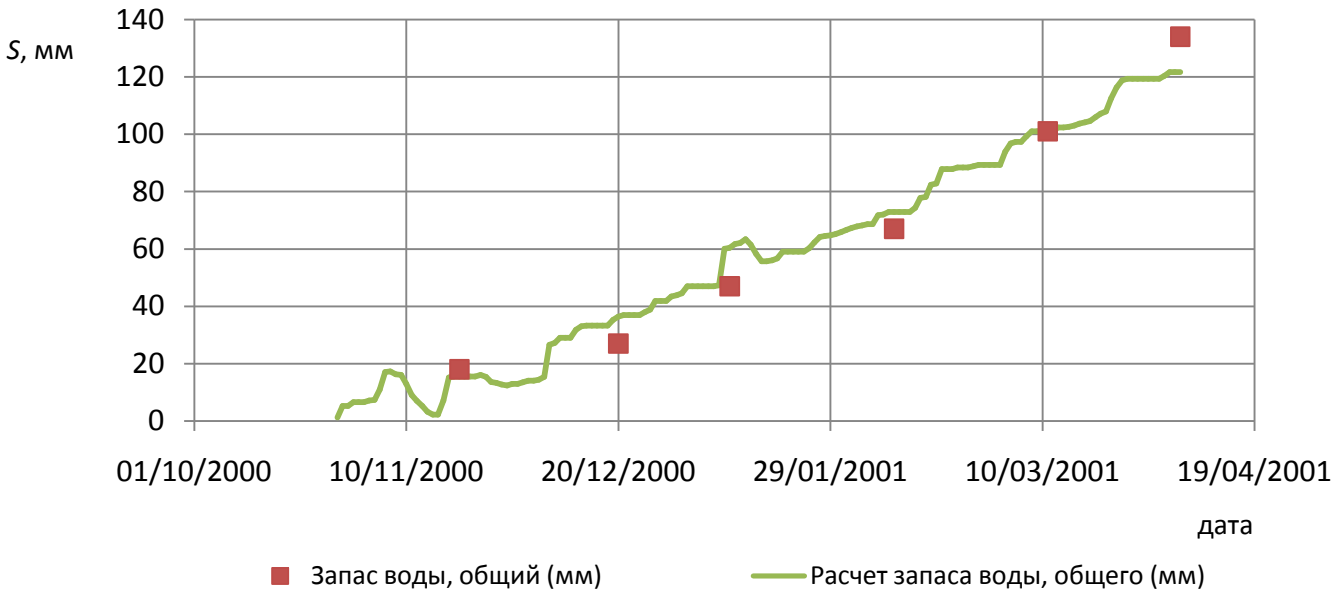

Рисунок З3.1 – Период снегонакопления окончания 2000 и начала 2001 гг.

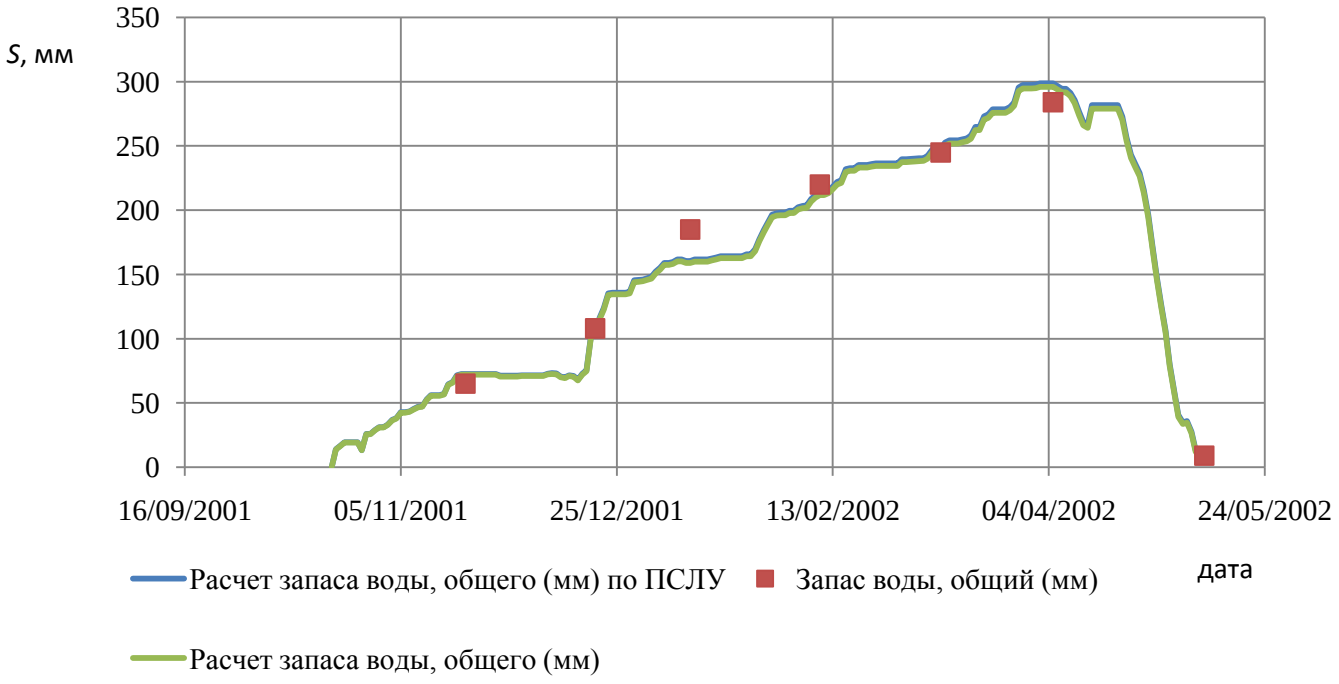

Рисунок З3.2 – Период снегонакопления окончания 2001 и начала 2002 гг.

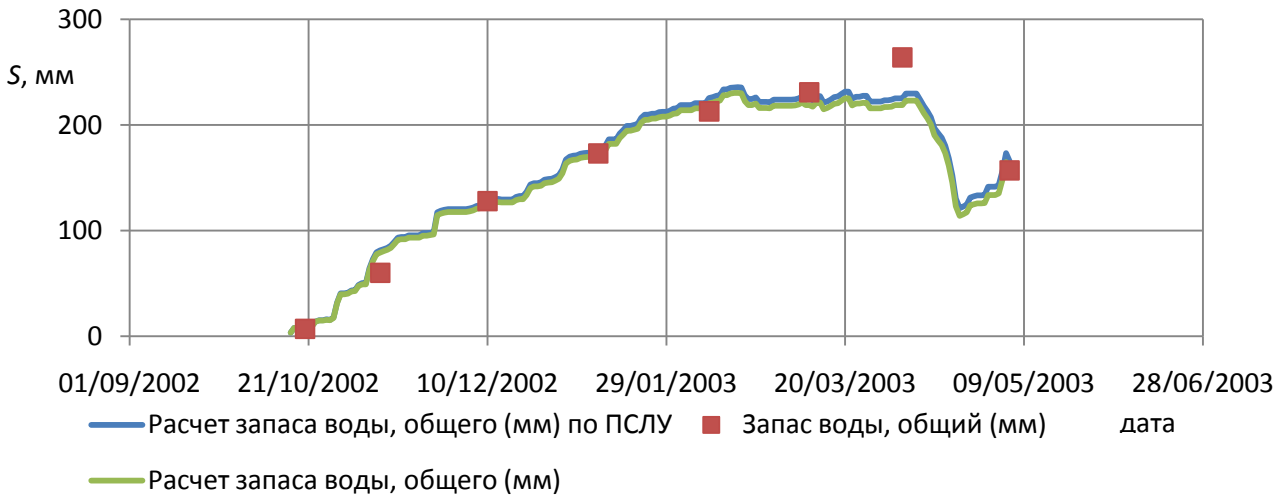

Рисунок 33.3 – Период снегонакопления окончания 2002 и начала 2003 гг.

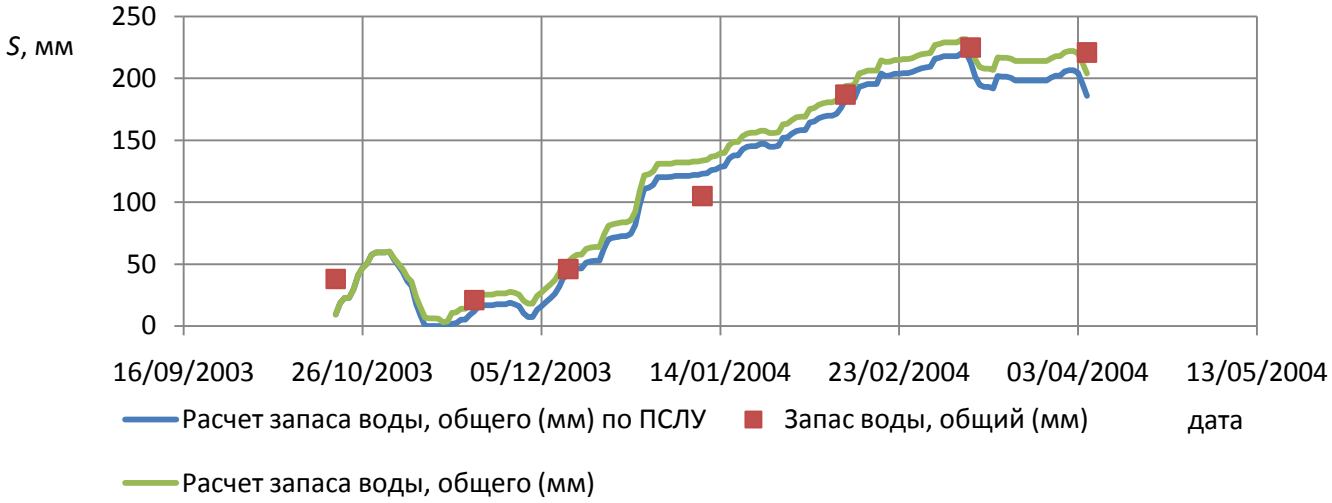

Рисунок 33.4 – Период снегонакопления окончания 2003 и начала 2004 гг.

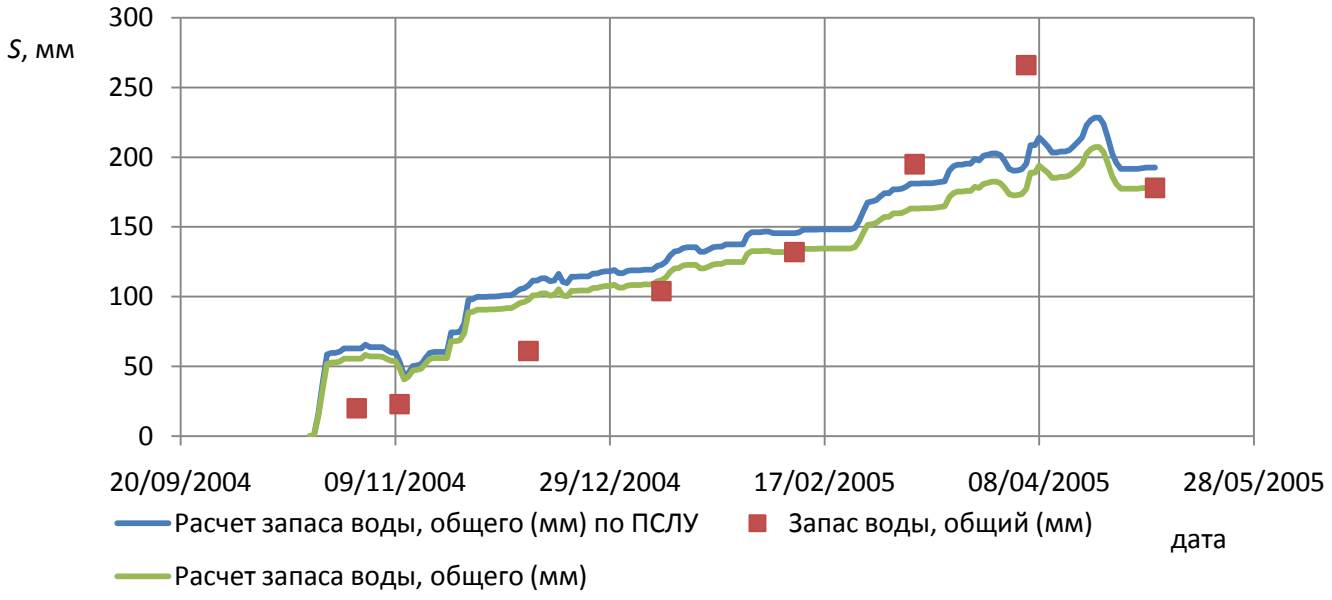

Рисунок 33.5 – Период снегонакопления окончания 2004 и начала 2005 гг.

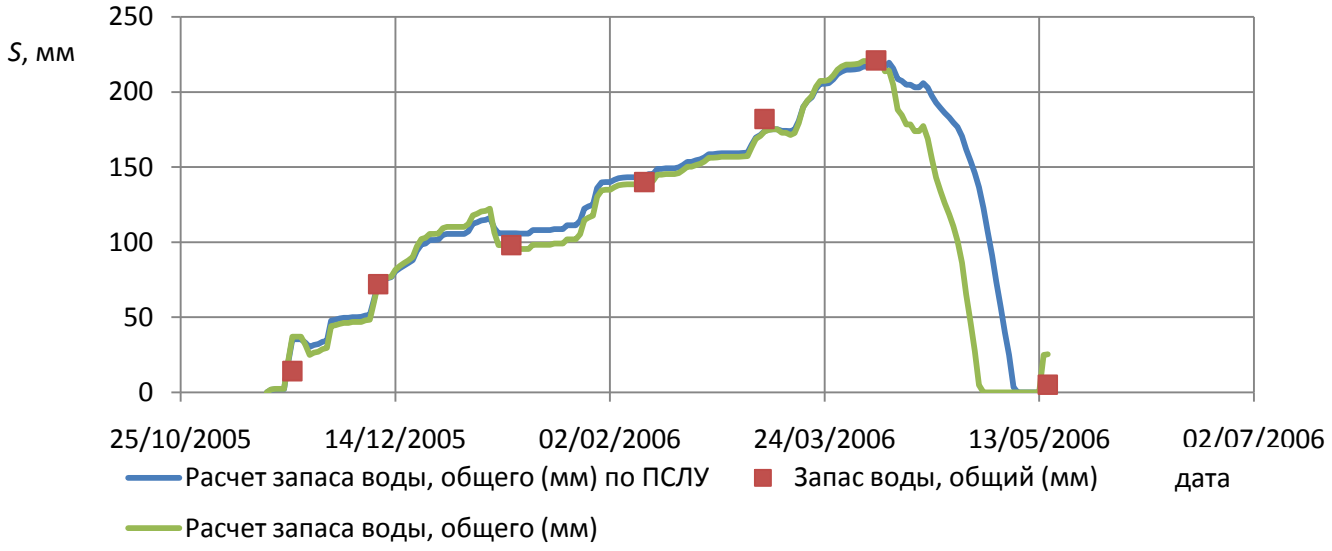

Рисунок 33.6 – Период снегонакопления окончания 2005 и начала 2006 гг.

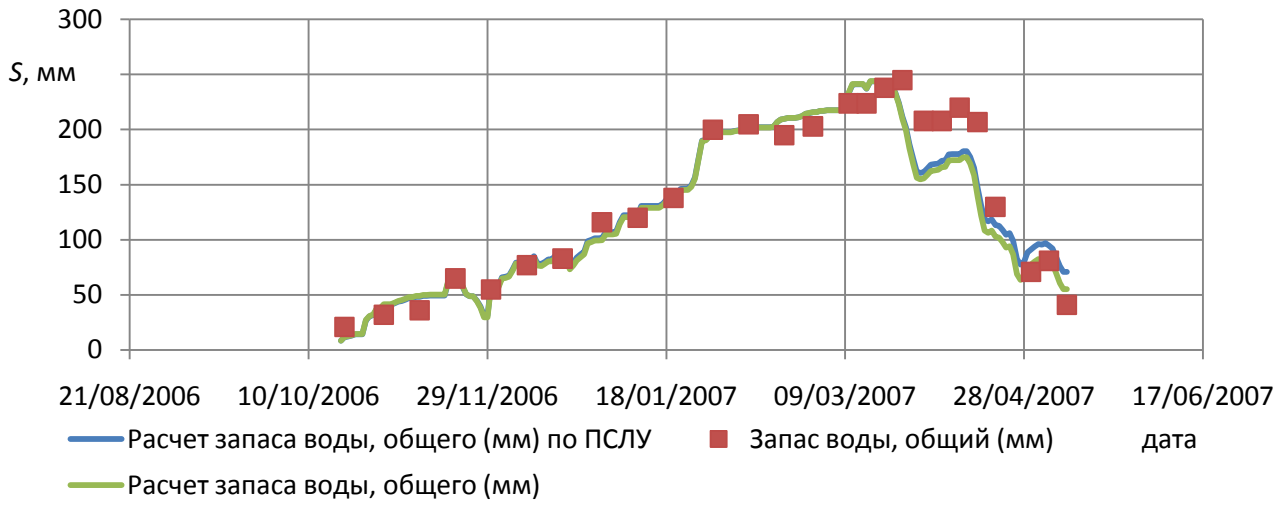

Рисунок 33.7 – Период снегонакопления окончания 2006 и начала 2007 гг.

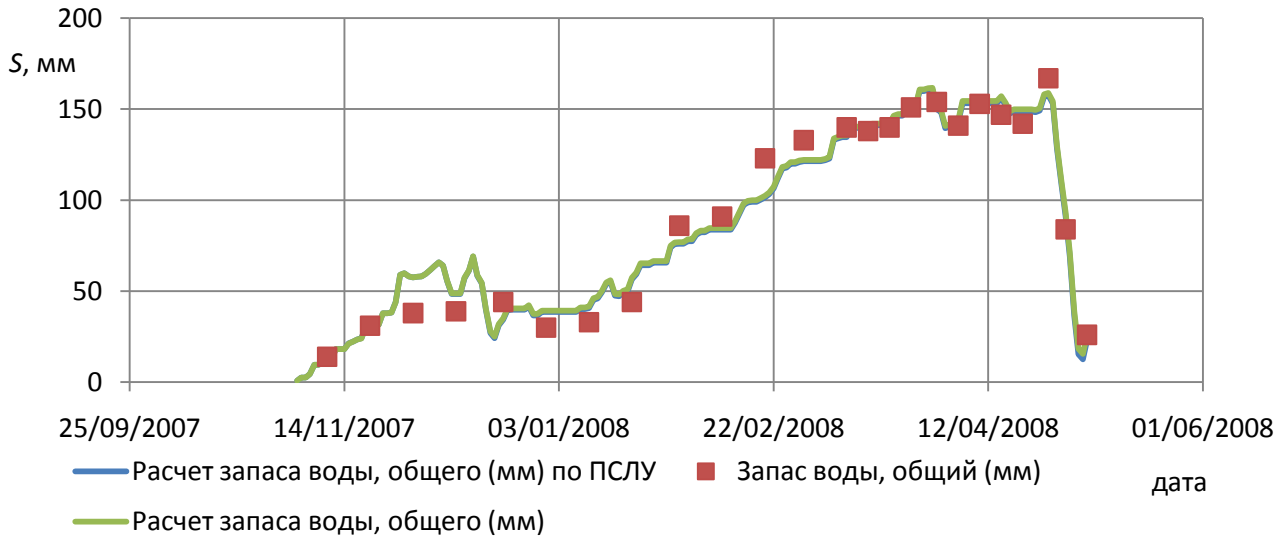

Рисунок 33.8 – Период снегонакопления окончания 2007 и начала 2008 гг.

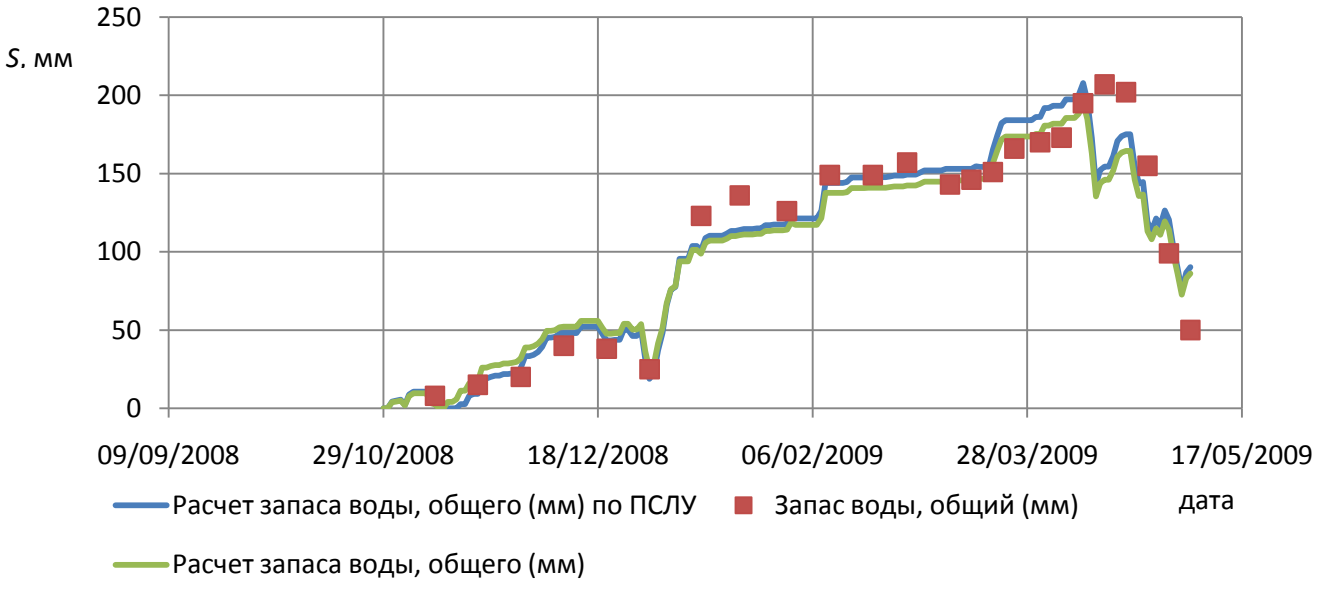

Рисунок 33.9 – Период снегонакопления окончания 2008 и начала 2009 гг.

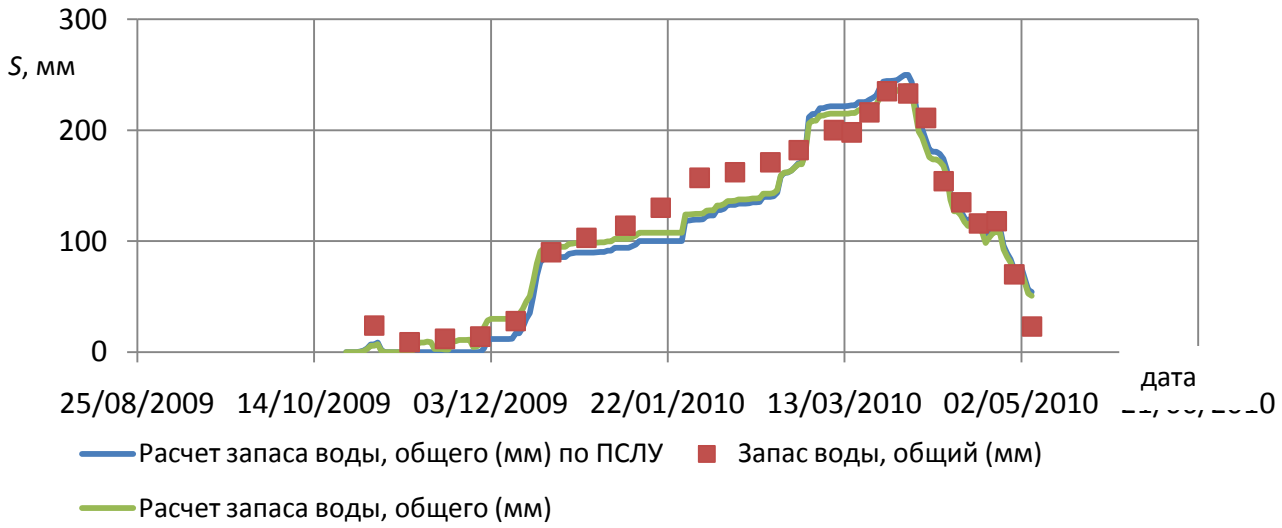

Рисунок 33.10 – Период снегонакопления окончания 2009 и начала 2010 гг.

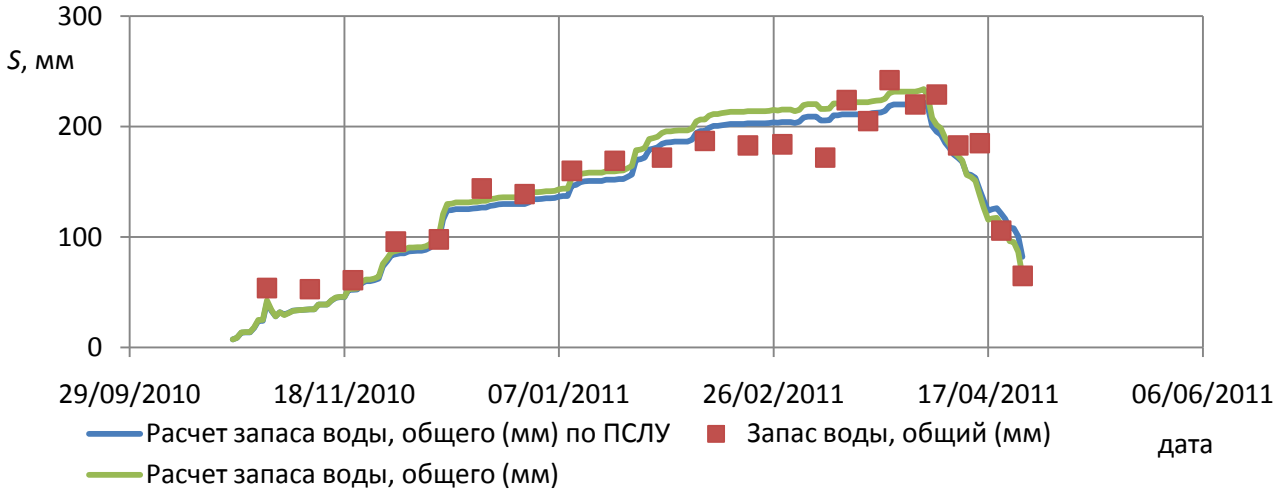

Рисунок 33.11 – Период снегонакопления окончания 2010 и начала 2011 гг.

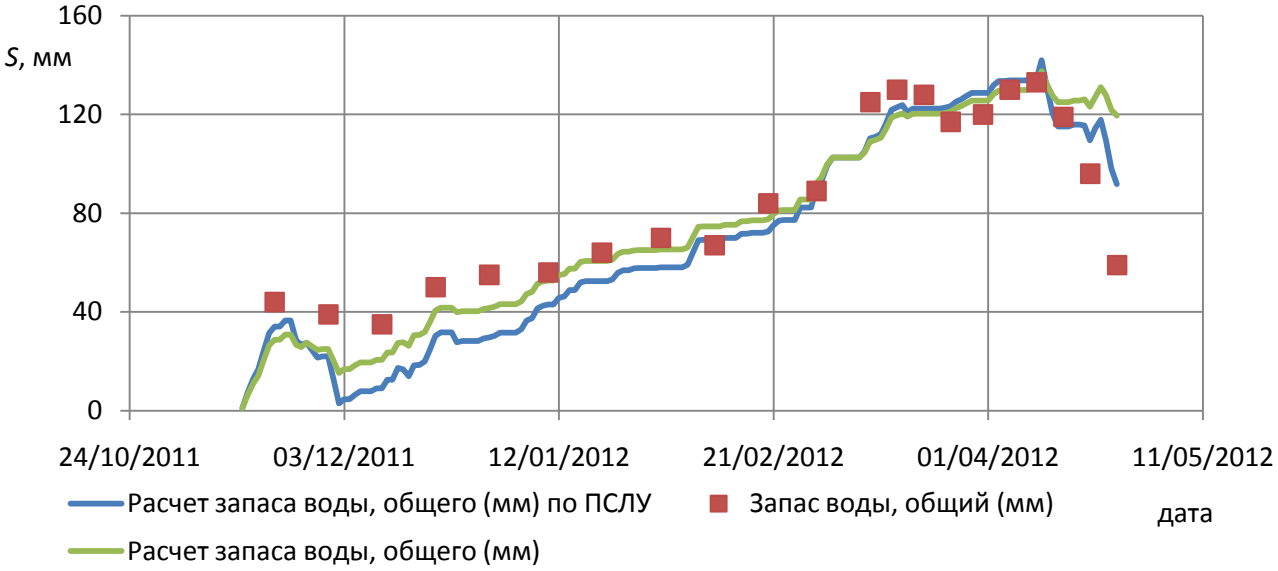

Рисунок 33.12 – Период снегонакопления окончания 2011 и начала 2012 гг.

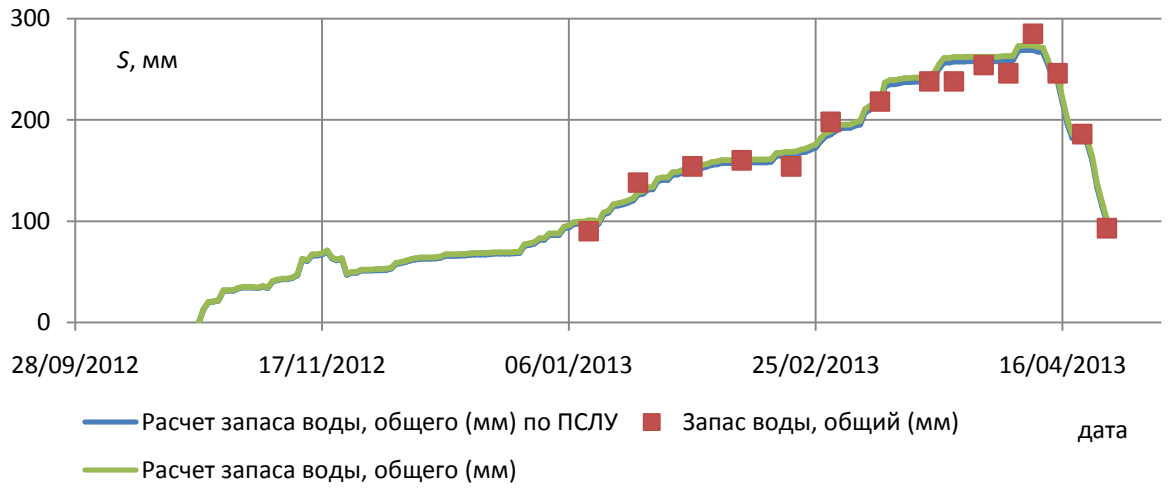

Рисунок 33.13 – Период снегонакопления окончания 2012 и начала 2013 гг.

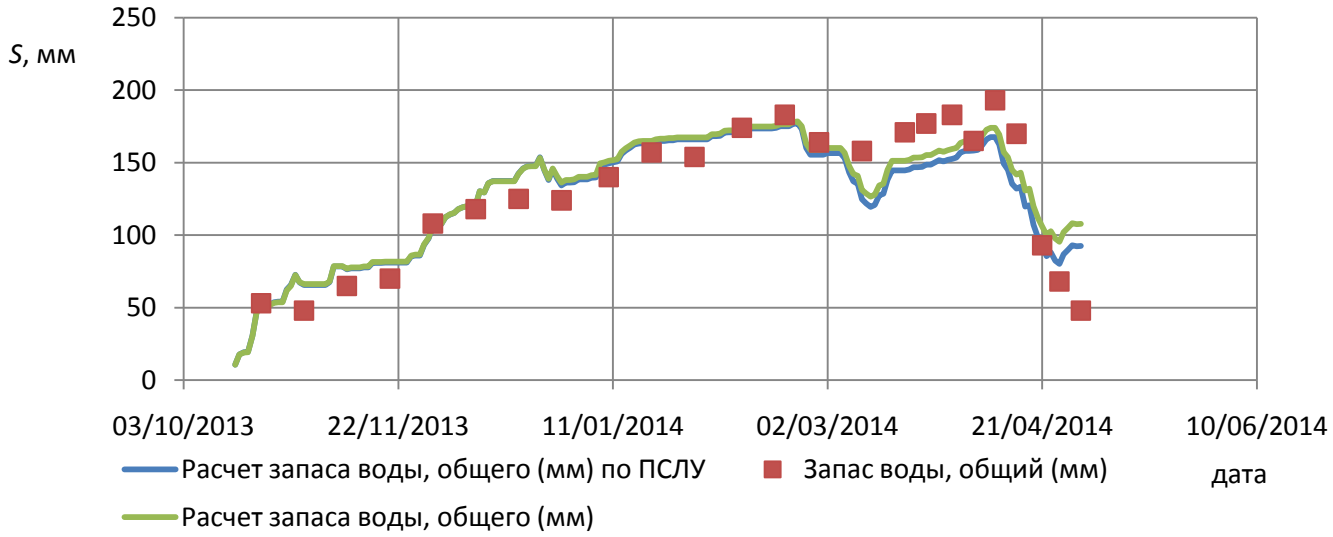

Рисунок 33.14 –Период снегонакопления окончания 2013 и начала 2014 гг.