



МИНИСТЕРСТВО ОБРАЗОВАНИЯ И НАУКИ РОССИЙСКОЙ ФЕДЕРАЦИИ
федеральное государственное бюджетное образовательное учреждение
высшего образования
«РОССИЙСКИЙ ГОСУДАРСТВЕННЫЙ
ГИДРОМЕТЕОРОЛОГИЧЕСКИЙ УНИВЕРСИТЕТ»

Кафедра гидрологии суши

ВЫПУСКНАЯ КВАЛИФИКАЦИОННАЯ РАБОТА
(бакалаврская работа)

На тему **Исследование процесса снеготаяния
на водосборах малых рек архипелага
Шпицберген.**

Исполнитель _____ Григорьева Валентина Андреевна
(фамилия, имя, отчество)

Руководитель _____ кандидат географических наук
(ученая степень, ученое звание)

_____ Третьяков Михаил Вячеславович
(фамилия, имя, отчество)

«К защите допускаю»
Заведующий кафедрой

(подпись)

_____ (ученая степень, ученое звание)

_____ (фамилия, имя, отчество)

«02» 06 2016 г.

Санкт-Петербург
2016

Содержание	1
Введение	3
Глава 1 Процесс снеготаяния на водосборе р. Альдегонда	5
1.1. Физико-географическая и климатическая характеристика архипелага, района пос. Баренцбург, водосбора р. Альдегонда	5
1.1.1. Физико-географическое положение	5
1.1.2. Климат	6
1.1.3. Геоморфологические и гляциологические условия острова Западный Шпицберген	9
1.1.4. Ледово-гидрологические условия залива Исфьорд и Гренфьорд острова Западный Шпицберген	11
1.1.5. Район исследований. Бассейн реки Альдегонда.	13
1.1.6. Ледово-гидрологические условия пресноводных объектов (реки, озера) острова Западный Шпицберген. Река Альдегонда.	15
1.2. Гидрологическая изученность водосбора р. Альдегонда	18
1.2.1. Летний период	18
1.2.1.1. Методика измерения расхода воды	19
1.2.1.2. Измерение скоростей течения воды	21
1.2.1.3. Измерение мгновенного уклона свободной водной поверхности	21
1.2.2. Зимний период	22
1.2.2.1. Порядок производства работ	24
1.3. Концептуальная модель таяния снега на объекте	27
Глава 2. Метод расчета процесса снеготаяния	28

2.1. Краткий обзор методов	28
2.1.1.Метод П.П.Кузьмина	28
2.1.2.Метод А.Г.Ковзеля	33
2.2. Адаптация метода	41
2.3. Исходные данные	45
2.3.1.Метеоданные	45
2.3.1.1.Измерение характеристик ветра	46
2.3.1.2.Измерение температуры влажности воздуха	47
2.3.1.3.Наблюдения за облаками	48
2.3.1.4.Альбедо снежного покрова	49
2.3.2.Водозапасы	50
Глава 3. Расчеты и обсуждение результатов	53
3.1. Последовательность расчетов и результаты	53
3.2. Анализ результатов	62
3.3. Выводы	63
Заключение	65
Список литературы	66

ВВЕДЕНИЕ

Глобальные климатические изменения, связанные с океанической циркуляцией, в первую очередь проявляются на архипелаге Шпицберген вследствие его географического положения. Поэтому изучение поведения системы «атмосфера-криосфера-гидросфера-биосфера» на архипелаге представляют особый интерес.

В последние десятилетия на архипелаге наблюдается деградация ледников, что говорит о происходящих изменениях в этой системе. Пресные воды, образующиеся в результате таяния ледниковых поверхностей, поступают на водосборы рек, впадающих в фиорды. Увеличение притока пресных и холодных вод, несущих значительное количество взвешенных частиц приводит к значительному изменению свойств верхнего слоя фьордов. Исследования климатических изменений, оледенения и прибрежных районов моря требуют оценки водного баланса ледниковых бассейнов арх. Шпицберген.

Если сведения о метеорологических, гляциологических, океанографических характеристиках могут быть получены методами прямых наблюдений или методами дистанционного зондирования (спутниковая информация) практически в течение всего года, то получение гидрологических характеристик, позволяющих исследовать изменчивость составляющих водного баланса архипелага, в течение всего года, особенно в переходные периоды, в силу многих причин затруднено. Причинами являются значительная удаленность региона, что затрудняет регулярные наблюдения, сложности в доставке оборудования и его установке на исследуемых объектах. Пока не будут решены методические вопросы организации и проведения наблюдений за гидрологическими характеристиками на водосборах в весенний переходный период, для получения этих характеристик необходимо привлекать расчетные методы.

Цель работы: исследовать процесс снеготаяния на архипелаге Шпицберген расчетными методами на основе данных снегомерных съемок и стандартных метеорологических наблюдений.

Объекты и состав исследований. В основу работы легли результаты полевых гидрологических исследований на водосборе реки Альдегонда, проводимых в ходе весенне-летних работ Высокоширотной арктической экспедиции на архипелаге Шпицберген в период с 2003 года по 2016 год. Выбранный объект-водосбор малой реки, состоящий из двух частей: ледниковая часть и морена, наиболее доступный, вследствие простой логистики и наибольшей изученности.

Для достижения поставленной цели потребовалось решить следующие задачи:

- дать физико-географическую, климатическую, гидрологическую характеристику объекта.
- составить концептуальную модель таяния снега на объекте.
- обосновать выбор метода расчета снеготаяния.
- адаптировать метод расчета снеготаяния к данному объекту.
- собрать исходные данные для метода и провести расчеты.
- провести анализ результатов.

Автором составлены графики процесса снеготаяния и водоотдачи, проведен сбор метеорологических и гидрологических данных для исследуемого района, проанализированы полученные результаты. Автор принимал непосредственное участие в проведении снегомерной съемки, а именно измерении толщины и плотности снежного покрова, описании структуры и текстуры снега (наличие прослоек льда, воды и насыщенного водой снега, вид снега), определении характера залегания снежного покрова на маршруте; определении степени покрытия снегом маршрута, определении состоянии поверхности почвы под снегом (мерзлая, талая), отборе проб снега для дальнейшего определения гидрохимических показателей, а также в

работах, выполненных в летний период экспедиции, таких как нивелировка уровнемерного поста на реке Альдегонда, промерные работы, измерение скоростей течения и вычисление расхода воды, отбор проб воды для гидрохимического анализа.

ГЛАВА 1. ПРОЦЕСС СНЕГОТАЯНИЯ НА ВОДОСБОРЕ РЕКИ АЛЬДЕГОНДА.

1.1. Физико-географическая и климатическая характеристика архипелага, района пос. Баренцбург, водосбора р. Альдегонда.

1.1.1. Физико-географическое положение

Шпицберген – это обширный островной полярный архипелаг, который лежит в западной части Северного Ледовитого океана. Архипелаг включает в себя три больших острова— остров Эдж, Северо-Восточная Земля, Западный Шпицберген, семь небольших островов— Конгсёа (Королевский остров), остров Баренца, Земля Принца Карла, Медвежий, Свенскёа (Шведский остров), остров Вильгельма; и маленьких островков и шхер (общей площадью 621 км²).

Остров Западный Шпицберген является крупнейшим островом, входящим в состав архипелага Шпицберген, его площадь составляет 39 044 км². Крайняя северная точка острова – мыс Ферлегенхукен (80°00'с.ш.–16°00'в.д.), южная – мыс Сернесет (76°33,6'с.ш.–16°41'в.д.), западная – мыс Квальрюгпюнтен (79°30'с.ш.–10°30'в.д.), восточная – мыс Пайер (78°40'с.ш.–21°30'в.д.). Общая протяженность острова с севера на юг составляет около 389 км, с запада на восток – 231 км. Остров омывается водами Баренцева, Гренландского, Норвежского морей и Северного Ледовитого океана. Максимальная абсолютная отметка острова Западный Шпицберген и всего архипелага, гора Ньютон, составляет 1 713 м над уровнем моря. [26]



Рис.1 Карта-схема архипелага Шпицберген.

1.1.2. Климат

Арктический тип климата, преобладающий на этих широтах, на территории Шпицбергена явно смягчается действием одного из ответвлений теплого течения Гольфстрим, которое двумя потоками обтекает острова с запада и юга.

Климатические условия острова Западный Шпицберген определяются, прежде всего, его высокоширотным положением, влиянием теплого Западно-Шпицбергенского течения и режимом атмосферной циркуляции, характеризующимся устойчивым западно-восточным переносом воздушных масс вдоль Исландско - Карской ложбины пониженного давления и ее Шпицбергенской ветви, расположенной к западу от острова. Прохождение циклонов южнее архипелага определяет принос воздушных масс с востока и юга, а при движении циклонов через остров Западный Шпицберген или к северу от него – принос воздушных масс с запада и юго-запада.

Температурный фон острова Западный Шпицберген определяется взаимодействием арктического воздуха с воздухом умеренных широт, проникновение которого облегчено специфическими чертами атмосферной циркуляции района. Влияние теплых воздушных адвекций значительно повышает средние температуры воздуха в зимние месяцы, и среднюю годовую температуру.

По данным многолетних наблюдений среднегодовые температуры воздуха на острове Западный Шпицберген составляют: Баренцбург $-6,4$ °С, Пирамида $-5,5$ °С. Температура самого теплого месяца – июля составляет: Баренцбург $+5,5$ °С, Пирамида $+6,8$ °С. Самые холодные месяцы на острове – февраль и март.. В Баренцбурге среднемесячная температура марта составляет $-16,6$ °С, в Пирамиде $-15,8$ °С. Абсолютный максимум температуры, зарегистрированный в Баренцбурге, составил $+15,8$ °С. Абсолютный минимум температуры в Баренцбурге составил $-49,2$ °С.

В годовом ходе температуры воздуха для станции Баренцбург отчетливо проявляется вторичный (и основной) минимум температуры в марте.

Своеобразие зимнего температурного режима острова проявляется в частых резких потеплениях, возможных практически в любой месяц.

Положительные температуры воздуха преобладают на острове Западный Шпицберген в некоторые годы в сентябре, а иногда и в октябре.

Летние температуры воздуха изменяются в меньшем диапазоне, чем зимние. Значения температуры воздуха на уровне моря в летние месяцы, прежде всего, различны между центральной частью острова Западный Шпицберген и его периферией. Летом температура воздуха в центральной части острова в среднем на 2 °С выше, чем на его окраинных частях.

Ветер достигает на острове Западный Шпицбергене значительных скоростей. Средняя многолетняя скорость ветра в Баренцбурге составляет 3,4 м/с, в Пирамиде — 2,9 м/с. Вероятность сильных ветров увеличивается к северу и северо-востоку. Наибольшей силы ветры достигают в первой половине зимы. В это время на острове часто бушуют метели, в Баренцбурге за год бывает до 70 дней с метелями.

Вследствие различной степени нагревания летом и охлаждения зимой суши и моря в прибрежных районах острова Западный Шпицберген наблюдается муссонный ход ветров: зимой преобладают ветры с суши на море, летом — с моря на сушу. Во многих районах острова направление ветров определяется особенностями рельефа. Во фьордах и узких долинах преобладают ветры, совпадающие с направлением их осевых линий. Так, в заливе Гренфьорд в течение большей части года преобладают юго-восточные и южные ветры, а в июле и августе — северные и северо-западные. В районе поселка Пирамида, прикрытого с севера горами, почти не бывает ветров северного направления. В местах распространения обширных ледников на острове наблюдаются ледниковые (катабатические) ветры.

Относительно часто, особенно в январе — феврале и мае — июне, на архипелаге бывают штили. Зимой во время штилей наблюдаются наиболее сильные морозы.

В районе поселков Баренцбург и Пирамида в среднем за год выпадает 400 мм осадков. На западном побережье острова осадков выпадает больше, чем на восточном. Максимальное количество осадков приносят южные и юго-западные ветры. Осадки выпадают в основном в виде слабых, но продолжительных по времени снегопадов. Мощные снегопады и сильные дожди случаются на архипелаге редко. Ежегодно здесь бывает до 240 дней с осадками, в том числе 170 — со снегом и 70 — с дождем, обычно морозящим, нередко с мокрым снегом. Снежный покров устанавливается на острове Западный Шпицберген в октябре. Наряду со снегом и дождем определенная часть влаги оседает на Шпицбергене в виде росы, инея, изморози и наледи. Количество этих осадков (в пересчете на воду) составляет в среднем 150 мм в год. В абсолютном выражении содержание влаги в воздухе на архипелаге невелико, однако вследствие постоянно низких температур здесь в течение всего года повсеместно наблюдается высокая относительная влажность. В Исфьорде она составляет 83% зимой и 87% летом.

Полярная ночь длится на архипелаге с 26 октября по 15 февраля, полярный день стоит с 20 апреля по 23 августа. [27]

1.1.3. Геоморфологические и гляциологические условия острова Западный Шпицберген.

Архипелаг Шпицберген в целом представляет собой крайний северо-западный выступ материковых структур Евразии и является своего рода уникальным естественным обнажением, — здесь на дневную поверхность выходят кристаллические и складчатые породы фундамента и покровные осадочные комплексы. В геологическом строении архипелага принимают участие в разной степени метаморфизованные вулканогенно-осадочные и интрузивные комплексы докембрия и нижнего палеозоя, представленные гранитами, кристаллическими сланцами, гнейсам, мигматитами, филлитами,

мраморами и метавулканитами. Их перекрывают осадочные толщи среднего-верхнего палеозоя, мезозоя и палеогена, представленные красноцветными терригенными толщами, угленосными, карбонатными и кремнисто-карбонатными отложениями и песчаниками, и вмещающие позднемезозойскую трапповую формацию. Завершают разрез полифациальные образования четвертичного возраста.

Остров Западный Шпицберген представляет собой среднегорную страну с абсолютными отметками рельефа около 800–1 300 метров. Рельеф острова Западный Шпицберген приближен к альпийскому типу. Он характеризуется значительной расчлененностью земной поверхности, обусловленной тектоническим строением, чередованием сложной системы хребтов и платообразных возвышенностей, к которым приурочены ледники, глубоко врезаемыми долинами и острыми вершинами гор. Здесь сосредоточены почти все «тысячники» архипелага — 57 вершин, поднимающихся на 1000 и более метров. Горы носят на себе глубокие следы воздействия ледников, водной эрозии и выветривания. Вследствие широкого распространения процессов денудации подножия многих из них окаймлены мощными конусами осыпей и усеяны обломочным материалом. На ряде участков вдоль берегов острова Западный Шпицберген на высоте 20-30 м над уровнем моря отмечаются прибрежные равнины, ширина которых достигает до 10 и более километров. На западном побережье прибрежная равнина образует почти непрерывную низменную полосу, протянувшуюся на многие десятки километров. Обширные равнины расположены вдоль Лифдефьорда, Вудфьорда и Вейдефьорда. Прибрежные равнины сложены галечником, реже — крупно- и разнозернистыми песками. Многие участки прибрежных равнин заболочены. Для северо-западной части острова Западный Шпицберген характерны остроконечные вершины и узкие гребни хребтов, разделенных глубокими продольными и поперечными долинами. Во многие долины

спускаются ледники, большинство из них берет начало на ледниковых плато Исаксена и Хольтедаля.

Архипелаг Шпицберген находится в зоне сплошного развития многолетнемерзлых пород; мерзлота прерывается только под водами морских заливов и, возможно, под дном долин самых крупных рек. Мощность мерзлоты местами достигает 200 м. Летом оттаивает лишь незначительный верхний слой многолетнемерзлых пород – от 0,5 до 2,5 м толщиной.

Низкая средняя годовая температура воздуха (около -6°C), большая продолжительность холодного периода в течение года (более 8 месяцев) и значительное количество выпадающих зимой осадков (на ледниках – более 600 мм) обусловили широкое распространение оледенения на архипелаге. На Шпицбергене насчитывается около 2 128 ледников, площадь которых составляет 60% от общей площади архипелага (Listø1, 1993).

По характеру оледенения вся территория Шпицбергена делится на три крупные области: покровного, горно-покровного и горного (горно-долинного) оледенения. Основная масса ледников архипелага (более 60%) находится на острове Западный Шпицберген. Центральную часть острова Западный Шпицберген занимают горные ледники, к периферии острова приурочена область развития горно-покровного оледенения.

Потепление климата последних лет и рост высоты границы питания на территории острова Западный Шпицберген стали причиной увеличения площади зон абляции на всех ледниках. Это привело к усилению таяния на ледниках и увеличению ледникового стока. Наиболее существенно рост площадей абляции был отмечен на горно-долинных ледниках, для большинства из которых баланс массы которых стал устойчиво отрицательным. Для всех горно-долинных ледников острова в настоящее время характерно сокращение размеров, которое выражается в понижении

поверхностей и отступании краев ледников. Особенно сильно потепление сказалось на ледниках, оказавшихся полностью ниже высоты границы питания: Вёринг, Альдегонда, Линне, Тунге, Ларс, Хорн, Хамберг и другие.[27]

1.1.4. Ледово-гидрологические условия заливов Исфьорд и Гренфьорд острова Западный Шпицберген.

Залив Гренфьорд является южным ответвлением залива Исфьорд – самого крупного на архипелаге Шпицберген. Залив Исфьорд вдаётся в ВСВ направлении в о. Зап. Шпицберген, его площадь порядка 2380 км², ширина между входными мысами 11 миль, длина 55 миль. Залив образует 3 крупных ответвления – Нордфьорд, Биллефьорд и Сассенфьорд. Залив Гренфьорд находится в расстоянии 6 миль от входа в залив Исфьорд на южном его берегу, наибольшая ширина 3 мили, длина 9 миль. Берега обоих заливов приглубы – 10 метровая глубина проходит в 1-2 кабельтовых от берега. Наибольшая глубина Исфьорда 415 м, преобладающие глубины 150-300 м, Гренфьорда 70-160 м.

Гидрологический режим залива Исфьорд и его ответвлений формируется в суровых климатических условиях Арктики и при значительном влиянии Западношпицбергенской ветви Нордкапского течения. Гораздо меньшую роль в формировании режима залива играет пресный сток, выводные ледники, холодное течение Южного мыса.

Фьорды о. Западный Шпицберген находятся под влиянием различных факторов, формирующих их термохалинную структуру. Океанографические условия в западных фьордах архипелага Шпицберген главным образом связаны с характеристиками потоков, текущих вокруг. Также одним из основных факторов формирующих термохалинную структуру, гидрохимический режим фьордов является речной сток с его физико-химическими свойствами. Климатические изменения в районе архипелага

Шпицберген приводят к деградации ледников, увеличению речного стока и, соответственно, к изменению в термохалинной структуре прибрежных акваторий.[26]

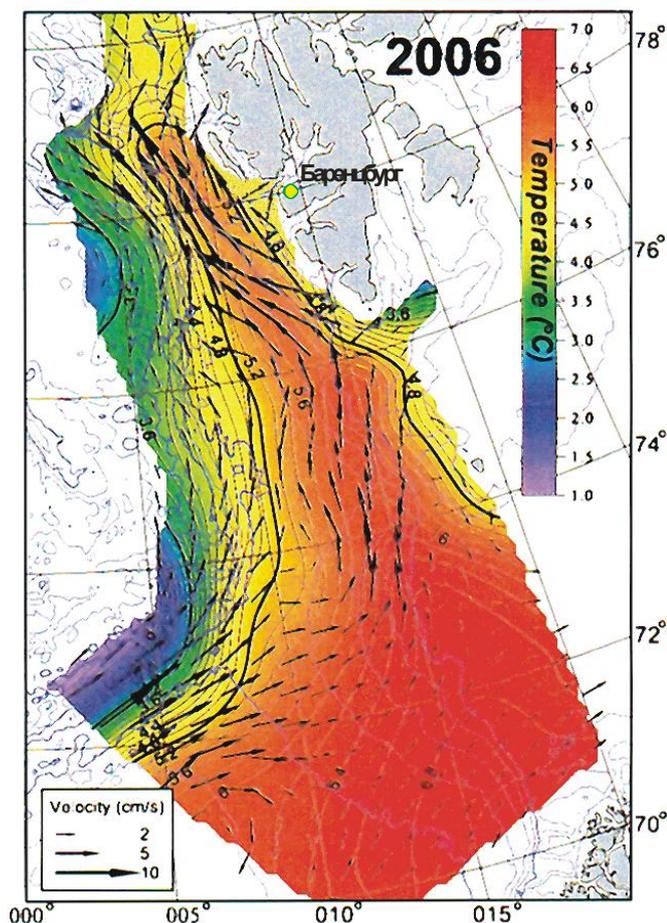


Рис. 2 – Схема циркуляции и максимальная температура вод в регионе архипелага Шпицберген (Walczowski W.,2007)

1.1.5. Район Исследований. Бассейн реки Альдегонда

На противоположной стороне от поселка Баренцбург во внутренней части залива Грэнфьорд расположен бассейн реки Альдегонда-объект наших исследований. Бассейн делится на 2 части моренную и ледниковую. Ознакомимся вначале с ледником Альдегонда. Исследования этого долинного ледника площадью 9,4 км² были начаты в середине 1970-х гг. С

1974 по 1984 гг. здесь были выполнены несколько аэрорадиолокационных измерений толщины льда и определено внутреннее строение.

С 2002 г. на леднике ведутся балансовые наблюдения. Первая наземная площадная радиолокационная съёмка ледника была выполнена в 1999 г, по данным которой был установлен объём ледника (0.56 км³) и выявлено тёплое ледяное ядро на глубине порядка 100 м.

Изменение геометрических параметров ледника за период 1936-2006 и его объёма за 1936-1990 гг. были выявлены из сравнения топографических карт, данных GPS измерений и анализа снимков ASTER. Из результатов исследований следует, что за 54 года ледник в среднем сократился на 33 м, что эквивалентно -0,62 м льда/год, а площадь и длина за 1936-2006 гг. сократились на 40% по сравнению с 1936 г. [28]

Ледник ориентирован с запада на восток, длиной около 3.0 км и шириной 2-2.5 км в самой широкой части. Ледник относится к типу горно - долинных, и также является политермическим. В последние несколько десятилетий ледник быстро деградирует, при этом язык ледника отступил на расстояние порядка 1.5 км. В настоящее время язык ледника расположен на высоте выше 100 м над уровнем моря. Вся ледниковая поверхность расположена в зоне интенсивной абляции.

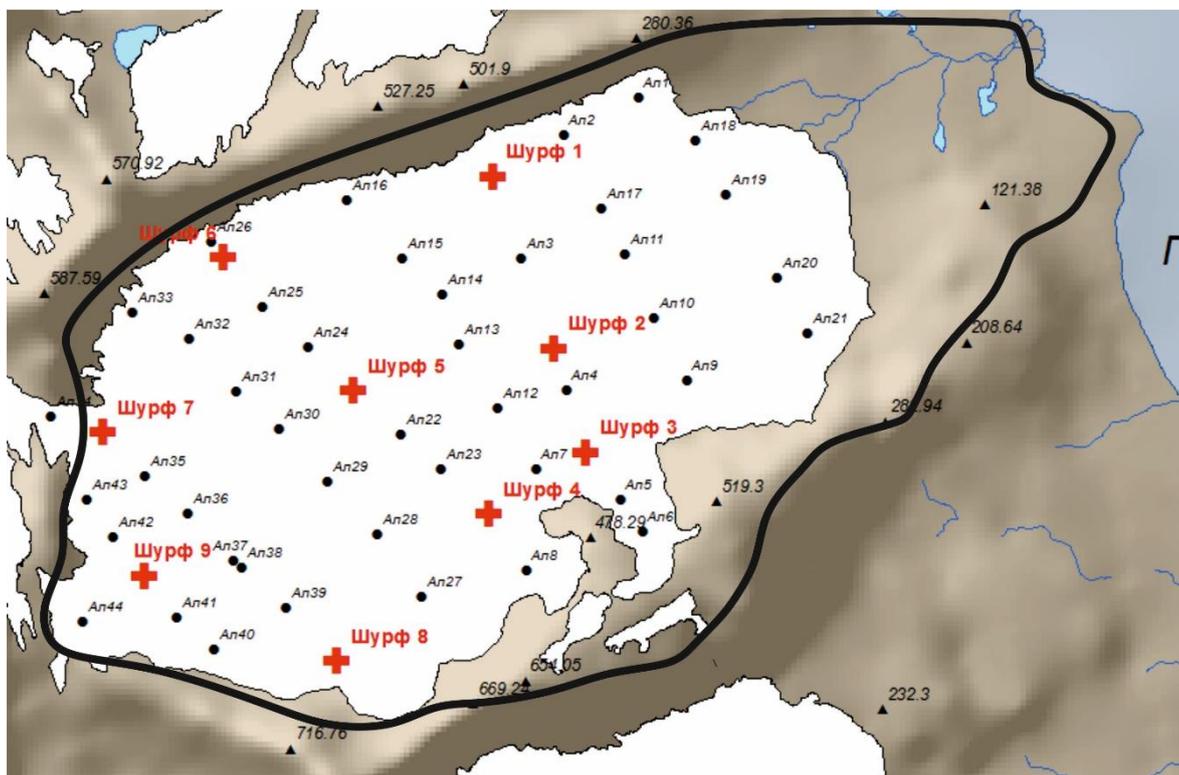


Рис.3.Водосбор реки Альдегонда.

1.1.6.Ледово-гидрологические условия пресноводных объектов (реки, озера) острова Западный Шпицберген. Река Альдегонда.

Речная сеть на архипелаге в целом, развита слабо.Исток реки расположен у ледника Альдегонда, Река имеет некоторое количество притоков, вытекающих из озер, которые расположены на морене ледника Альдегонда. Аллювиальные отложения преимущественно состоят из грубообломочного материала с преобладанием щебня.

Река в длине составляет около 1,3 км (длины рек измерены с использованием векторных карт НПИ масштаба 1:100 000).Во второй половине мая начинается таяние снега. В первые 10-15 дней после перехода средних суточных температур воздуха через 0° в сторону положительных значений они, как правило, остаются близкими к нулю, а расход воды на реке обычно составляют $2-3 \text{ м}^3/\text{с}$. Начало интенсивного снеготаяния, вызванное повышением средних суточных температур воздуха до $+2 - +3^{\circ}$, отмечается в начале июня июня, а его пик в конце июня - начале июля. Это связано с

ростом температур воздуха до максимальных значений за весь теплый период. При этом типе половодья в период формирования максимальных расходов воды на большей части территории бассейнов рек сохраняется снежный покров. После прохождения пика половодья заснеженность территории и расходы воды быстро снижаются. К середине июля снег полностью стает с поверхности водосбора. Это характерная особенность для рек внутренних частей архипелага, снегозапасы в нижних частях бассейнов которых незначительны. Рост температур воздуха в первой половине периода таяния замедлен, часть поверхностей, покрытых снегом, в течение долгого периода остается значимой, половодье растягивается на период близкий к месяцу. Итак, решающее значение в формировании максимальных расходов половодья принимают термические условия в начале периода таяния. Устойчивый переход средних суточных температур воздуха через 0° в сторону положительных значений приносит за собой быстрое увеличение расходов воды на реках. В период, когда наступают ясные, солнечные дни и наблюдаются наиболее высокие температуры, наступает максимальный расход воды. Выпадение жидких осадков в этот период сопровождается некоторым понижением температур воздуха и не приводит к формированию особо высоких расходов воды.

Паводки летом, с расходами, которые превышают максимальные расходы половодья, формируются во второй половине лета при выпадении интенсивных ливневых осадков в дни с высокой температурой воздуха.

Осенние паводки, будучи вызваны адвекцией воздушных масс и выпадением обложных осадков, наиболее характерны для западной части архипелага.

В период с ноября до середины мая поверхностный сток в реках практически отсутствует, хотя может появиться вода на поверхности снега в руслах в любом из этих месяцев, это происходит из-за оттепелей. Когда

происходит переход средних суточных температур сторону отрицательных значений начинается промораживание отложений на пойме, а когда прекращается сток на поверхности, то и в русле рек. Формирование русловых наледей и наледных бугров происходит в основном из-за выдавливания содержащейся в ней воды. Промерзание деятельного слоя четвертичных отложений и рост наледей обычно прекращаются к концу декабря. На водосборных бассейнах, имеющих на своей территории ледники, гидролакколиты и источники, имеющие круглогодичный сток, формирование наледей продолжается в течение всего холодного периода.

На водотоках, водосборные бассейны которых имеют обширную часть ледниковой поверхности, сток летом распределяется более равномерно, основные его объемы проходят с середины июня до середины августа. Доля ледникового стока в бассейнах, имеющих на своей поверхности обширные ледники (50%) превышает 70 %. У бассейнов имеющих небольшое оледенение объемы ледникового стока значительно превышает их относительные площади. В теплые солнечные дни ледниковый сток составляет 50-70% суммарного стока во второй половине лета.

Летом на реках отмечается достаточно видимый внутрисуточный ход уровней воды. Он накладывается колебания уровня с более длительным периодом, связь происходит с изменением синоптических условий и уменьшением заснеженности территории. Жидкие осадки могут оказать существенное влияние на амплитуды уровней и их распределение в течение суток. Однако в целом внутрисуточный режим стока хорошо прослеживается.

При антициклоне внутрисуточный ход уровня соответствует изменению температуры воздуха с учетом среднего времени добегания воды около 3 часов. При циклоне, без выпадения сильных осадков, суточная амплитуда температур воздуха обычно не превышает 2-3° С, но все равно, в

этих условиях колебания уровней воды на реке прослеживаются достаточно четко. Наконец, при прохождении фронтов и выпадении значительного количества осадков дождевой сток определяет ход уровней воды, но полностью не растушевывает их внутрисуточных колебаний.

Длительное выпадение обложных осадков и медленное повышение температуры воздуха нарушает внутрисуточный ход уровня воды в течение лета.

Русла рек изменяются во время существования поверхностного стока. Вода идет сначала по снегу до прохождения пика половодья, а после по слою русловой наледи, которая разрушается в конце июня. В последующий период значительные деформации русла, как правило, его углубление, наблюдаются при прохождении максимальных паводочных расходов воды. Отложение илистых и мелких песчаных наносов происходит после прохождения паводков (период спада) и в период межени.

1.2. Гидрологическая изученность водосбора реки Альдегонда

На водосборе проводятся ежегодные регулярные наблюдения в рамках проведения Высокоширотных арктических экспедиций на архипелаге Шпицберген: в летний период с июля по август, в зимний период с апреля по начало мая.

1.2.1. Летний период

В летний период основными работами на реке Альдегонда являются:

1. Разбивка и уточнение периодического гидрологического створа;
2. Монтаж автоматического регистратора уровня воды, программирование дискретности измерений;

3. Проведение серии измерений стока для получения кривой зависимости расхода от уровня;
 4. Рекогносцировка проектируемых линий нивелирования и закладка рабочих реперов в районе равномерного поста;
 5. Выполнение нивелирования IV класса в районе равномерного поста; определение продольных уклонов свободной поверхности в районе равномерного поста;
 6. Проведение серий измерений стока в рамках ежегодных наблюдений за сезонным стоком крупных рек бассейна залива Гренфиорд;
 7. Отбор проб для определения мутности воды в основные фазы гидрологического режима;
- в период с 2003 по 2005 годы также проводились:
8. Изучение особенностей распределения поверхностных водотоков на ледниках бассейна залива Гренфиорд;
 9. Статистический анализ поверхностных водотоков на ледниках бассейна залива Гренфиорд; [3]
 10. Проведение индикаторного эксперимента на леднике Альдегонда.

Производство работ и обработка полученных полевых материалов производилась в соответствии с Наставлениями метеостанциям и постам. Вып. 6, часть 2.

1.2.1.1. Методика измерения расхода воды

При измерении расходов воды вертушкой применяется основной способ, который предусматривает измерение расхода воды в одной точке, (0,6 глубины) на всех промерных вертикалях. Измеренный расход воды определяется как средний за время измерения объем воды, протекающий

через поперечное сечение потока за одну секунду. Модель измеренного расхода является формой синтеза его измеряемых элементов (глубин, скоростей течения и расстояний) и зависит от методов измерения. На исследуемых объектах определение расходов воды производится методом скорость – площадь. Значения измеренной величины представляется интегралом скоростей потока в точках по площади живого сечения:

$$Q = \int v dF;$$

или по элементарным расходам $q = vh$, при этом их интеграл получает вид:

$$Q = \int v h db;$$

где v – средняя скорость на вертикали глубиной h .

Средняя скорость в отсеке между скоростными вертикалями вычисляется как полусумма полученных на них значений v_i и v_j :

$$v_s = 0.5(v_i + v_j);$$

для прибрежных отсеков водного сечения (от уреза воды и до первой скоростной вертикали, и от последней скоростной вертикали до уреза воды).

Средняя скорость принимается равной средней скорости на ближайшей к берегу скоростной вертикали, умноженной на коэффициент K , значения которого берутся в зависимости от характера берега следующими:

- пологий берег с нулевой глубиной на урезе – 0.7;
- естественный обрывистый берег – 0.8;
- наличие мертвых пространств – 0.5.

Общий расход воды представляется в виде суммы частичных расходов $q_s = v_s f_s$:

$$Q = \sum q_s .$$

Частичные расходы воды приурочены к отсекам живого сечения между скоростными вертикалями f_s , на которых производится измерение средней по глубине скорости потока.

$$f_s = S (h_0+h_1)b_0 + S (h_1+h_2)b_1 + \dots + S (h_n+h_k)b_n,$$

где n - количество промерных вертикалей в отсеке.

1.2.1.2.Измерение скоростей течения воды

Непосредственно перед каждым измерением скоростей производится определение рабочей глубины, относительно которой рассчитывается глубина погружения вертушки. Измерение скорости течения производится сокращенным способом и с учетом того, что глубина почти во всех исследуемых водотоках менее 0,5 м проводится одноточечные измерения скорости течения в точке 0,6 h (рабочая глубина).

Промеры глубин в створе производятся, как правило, в два хода, непосредственно перед измерением скоростей течения воды. Промерные вертикали назначаются через 1 м. Промеры производятся с помощью гидрометрической штанги, точность определения глубин составляет 1 см. Скорость течения измеряется на каждой промерной вертикали. Вычисление расходов воды производится аналитическим способом.

1.2.1.3.Измерение мгновенного уклона свободной водной поверхности

Продольным уклоном водной поверхности называется падение напора в направлении динамической оси потока, отнесенное к расстоянию между пунктами измерений высоты уровня. Продольный уклон свободной поверхности воды в реке определяют в период наиболее устойчивого положения горизонта воды путем нивелирования урезных кольев на точках

характерного изменения уклона водной поверхности (на перекатах, плесовых участках и др.).

Мгновенная связка состоит в одновременном нивелировании верхних срезов урезных кольев по одному берегу по программе нивелирования IV класса. Мгновенный уклон водной поверхности определяют по формуле:

$$i = h/d$$

где $h = H_2 - H_1$ – превышение между двумя соседними урезными кольями, мм;

d – расстояние между ними, м.[2]

1.2.1.4.Методика съемки поверхностных водотоков

По поперечным профилям, которые будут пересекать поверхностные водотоки в пределах языка ледника, его средней части и верховий. На каждом поперечном профиле проводят измерения ширины, глубины и уклона русла, глубины ледяного каньона и скорости течения воды. Измерения параметров водотоков проводят по стандартной методике и стандартными приборами, принятыми в гидрометрии. Эти измерения по профилям повторяются с интервалом 15-20 дней. После чего проводится статистическая обработка полученных натуральных измерений, позволяющая дать как качественную, так и количественную оценку густоты гидрографической сети основных поверхностных водотоков, а также получить величины средневзвешенной частоты водотоков различных порядков. [3]

1.2.2.Зимний период

В районах проведения снегомерных исследований на каждом выбранном маршруте выполнялись следующие виды наблюдений и работ:

1. Измерения толщины снежного покрова;
2. Измерения плотности снежного покрова;

3. Температуры по разрезу;
4. Описание структуры и текстуры снега (наличие прослоек льда, воды и насыщенного водой снега, вид снега);
5. Определение характера залегания снежного покрова на маршруте;
6. Определение степени покрытия снегом маршрута;
7. Определение состояние поверхности почвы под снегом (мерзлая, талая);
8. Отбор проб снега для дальнейшего определения гидрохимических показателей.

Производство работ и обработка полученных полевых материалов производится в соответствии с Наставлением гидрометеорологическим станциям и постам. Вып. 6, часть 2 (Гидрологические наблюдения и работы на малых реках) - изд.: Гидрометеиздат, 1972 и Руководства по снегомерным работам в горах - изд.: Гидрометеиздат, 1958 .

Натурные измерения и количественная оценка снегозапасов в долинах рек острова Западный Шпицберген, в районе п. Баренцбург производятся по репрезентативным линейным маршрутам снегосъемки.

Степень покрытия снегом маршрутов, характер залегания снежного покрова и структура снега оцениваются при визуальном осмотре в соответствии с принятыми шкалами.

Высота снежного покрова определяется на основании измерений расстояния от поверхности земли до поверхности снежного покрова (поверхности раздела снежный покров—атмосфера).

Плотность снега вычисляется как отношение массы вертикального столба снега к объему этого столба. В плотность снега не включается плотность снега, насыщенного водой, плотность воды, находящейся под снегом, и плотность ледяной корки, находящейся на поверхности почвы.

Запас воды в снежном покрове вычисляется по измеренным значениям высоты снежного покрова, значениям плотности снега и принятым средним значениям плотности снега, насыщенного водой, талой воды и ледяной корки.

Степень покрытия снежным покровом оценивается в баллах по 10-балльной шкале (0,1 часть видимой окрестности принимается равной 1 баллу). При отсутствии снега на поверхности почвы степень покрытия не оценивается.

Характер залегания снежного покрова оценивается по наличию сугробов (без сугробов — равномерный, небольшие сугробы — неравномерный, большие сугробы — очень неравномерный) и по состоянию почвы под снежным покровом (замерзшая, талая или состояние неизвестно).

Высота снежного покрова измеряется переносной рейкой. Для определения толщины ледяной корки (в точках определения плотности) используется небольшая линейка, разделенная на миллиметры, пила для пропиливания ледяных прослоек, которые могут наблюдаться как на поверхности, так и в толще снега при измерении плотности. При средней высоте снежного покрова более 30 см дополнительно применяется лопата.

1.2.2.1. Порядок производства работ

Порядок производства работ на полевом маршруте снегосъемки следующий:

— в начале маршрута (первая точка измерения на маршруте) производится измерение высоты снежного покрова с помощью переносной снегомерной рейки. Отсчеты высоты снежного покрова на маршруте производятся с точностью до 1 см.

— далее производятся измерения высоты снежного покрова по маршруту через каждые 20 м.

— по мере движения по маршруту производится определение плотности снега; первое определение плотности производится при первом измерении высоты снежного покрова. В каждой точке определения плотности берется только одна проба. На полевом маршруте выбираются точки для определения плотности снежного покрова через каждые 200 м; Плотность снега определяется весовым снегомером путем взвешивания вырезаемой прибором пробы снега. Объем этой пробы определяется по высоте вырезанного столба снега и площади поперечного сечения цилиндра снегомера. При высоте снежного покрова менее 60 см (меньше высоты цилиндра) плотность снега измеряется путем взятия одной пробы. При высоте снежного покрова более 60 см берется несколько проб таким образом, чтобы высота столба снега для каждой пробы была меньше 60 см.

— в точках, выбранных для определения плотности снега, берется проба снега весовым снегомером, измеряется толщина притертой ледяной корки, а также оценивается состояние почвы под снежным покровом (мерзлая или талая).

— для измерения толщины ледяной корки применяется линейка с миллиметровыми делениями.

— характеристика состояния поверхности почвы под снежным покровом (мерзлая, талая) оценивается визуально в каждой точке определения плотности.

— после прохождения всего маршрута дается характеристика залегания снежного покрова на маршруте.

Запись результатов снегосъемки производится в книжку КМ-5 непосредственно на маршруте.

По результатам снегомерных съемок вычисляются:

- средняя высота снежного покрова без ледяной корки;
- средняя высота снежного покрова с учетом толщины ледяной корки;
- средняя толщина ледяной корки;
- степень покрытия маршрута снегом;
- степень покрытия маршрута ледяной коркой;
- средняя плотность снега;
- запас воды в снеге;
- запас воды в ледяной корке;
- запас воды в слое талой воды и слое снега, насыщенного водой;
- общий запас воды в снежном покрове.

Средняя высота снежного покрова без учета толщины ледяной корки вычисляется по результатам измерения высот во всех точках маршрута (ледяная корка при измерении высоты снега не пробивается рейкой).

Средняя высота снежного покрова без ледяной корки равна сумме высот в точках измерения, деленной на число точек, включая и те точки, где измеренная высота меньше 0,5 см (0 см), а также те, где вообще отсутствует снег.

Средняя толщина ледяной корки вычисляется как сумма всех измеренных толщин ледяной корки, деленная на число точек измерения, включая и те точки, где ледяная корка отсутствовала.

Средняя высота снежного покрова (с учетом ледяной корки) представляет собой сумму средней высоты снежного покрова, вычисленной

по результатам измерения высоты без учета ледяной корки, и средней толщины ледяной корки.

Плотность снега в каждой точке ее определения вычисляется делением массы пробы снега на его объем. Плотность снега вычисляется с точностью до сотых долей г/см³.

Из всего вышперечисленного можно сделать вывод, что проводятся ежегодные регулярные наблюдения на водосборе, к сожалению, ввиду некоторых проблем с логистикой, наблюдения не охватывают весь цикл. В зимний период наблюдения проводятся лишь за максимальными снегозапасами, за снеготаянием не проводятся. Полученные в ходе летнего сезона экспедиции данные о стоке с поверхности водосбора можно применить для достоверности модели снеготаяния.[24]

1.3. Концептуальная модель таяния снега на объекте

Рассмотрим концептуальную модель таяния снега на объекте. Максимальное снегонакопление формируется с конца апреля начала мая. Далее с увеличением потоков солнечной радиации и турбулентных потоков тепла происходит начало интенсивного снеготаяния. Сток реки образован следующими составляющими: таяние снежного покрова, таяние поверхности ледника, внутрiledниковый сток в виде источников, разгружающихся непосредственно в реку, моренный сток и осадки в виде дождя. Изменения этих источников питания и их соотношения формирует характерный для рек Шпицбергена режим стока. Как правило, в зимний период сток отсутствует. На реке Альдегонда сток обычно начинается в конце мая и продолжается до конца сентября.

В период с мая и до конца июня питание реки исключительно снеговое. Интенсивность водоотдачи при снеготаянии во многом определяется параметрами распределения характеристик снежного покрова. Водосборный

бассейн реки Альдегонда по условиям залегания снежного покрова делится на две характерные части: непосредственно ледник и морена. Для ледниковой поверхности характерно относительно равномерное распределение снежного покрова по его площади. После схода снежного покрова питание рек происходит за счет талых ледниковых вод. Поверхность ледника Альдегонда характеризуется небольшими поверхностными скоростями течения льда, что отражается на строении общей дренажной системы ледника. Современная поверхностная дренажная система ледника делится на два примерно равных водосборных бассейна: западный, собирающий воду в колодцы, и восточный с поверхностными водотоками

ГЛАВА 2. МЕТОД РАСЧЕТА ПРОЦЕССА СНЕГОТАНИЯ

2.1. Краткий обзор методов

2.1.1 Метод П.П. Кузьмина

Наиболее точным и научно обоснованным методом расчета интенсивности снеготаяния в настоящее время является метод теплового баланса, разработанный П.П. Кузьминым. Этот метод позволяет рассчитывать интенсивность снеготаяния за любые интервалы, т.е. дает возможность получить ее внутрисуточный ход. При условии использования репрезентативных метеорологических данных метод дает хорошие результаты. На основании анализа общего уравнения теплового баланса снежного покрова П.П. Кузьмин предложил рассчитывать интенсивность снеготаяния по формуле:

$$S = S_{cp} - S_{э.и.} \pm S_{тт}, \quad (7)$$

где S - суммарный приток тепла к снежному покрову (кал); S_{cp} - суммарная солнечная радиация, поглощенная снежным покровом; $S_{э.и.}$ - эффективное излучение, равное разности между излучением поверхности снега и поглощенным встречным излучением атмосферы; $S_{тт}$ - турбулентный

теплообмен с атмосферой с учетом расхода тепла на испарение и конденсацию. Алгебраическая сумма первых двух составляющих показывает радиационный источник тепла, третья составляющая - адвективный.

Наиболее точные расчеты интенсивности снеготаяния могут быть получены при наличии инструментальных измерений, составляющих теплового баланса. В других случаях могут использоваться эмпирические формулы определения составляющих теплового баланса по данным стандартных метеорологических наблюдений. Определение составляющих теплового баланса при отсутствии актинометрических измерений производится следующим образом. Суммарная солнечная радиация, поглощенная снежным покровом, вычисляется по формуле:

$$S_{cp} = (Q+q)o(1-r)(1-0,2N_o-0,47N_n) \quad (8)$$

где $(Q+q)o$ - суммарная солнечная радиация при безоблачном небе, кал/(см² -сут.) (1 кал = 4,19 Дж в системе СИ); Q - прямая солнечная радиация; q - рассеянная радиация; r - альbedo снежного покрова в долях от единицы; N_o и N_n - общая и нижняя облачность в долях от единицы за светлую часть суток. Эффективное излучение определяется по формуле:

$$S_{\text{э.и.}} = \varepsilon\sigma T_{\text{п}} (0,62+0,05\sqrt{e200}) 1+0,12N_o+0,12N_n \varepsilon\sigma T_a \quad (9)$$

где ε — относительная способность длинноволновой радиации поглощаться верхним (деятельным) слоем (для снега $\varepsilon = 0,99$); σ - постоянная Стефана-Больцмана, равная $8,26 \cdot 10^{-11}$ кал/(см²мин К⁴) = $1,188 \cdot 10^7$ кал/(см²мин К⁴) = $5,67 \cdot 10^8$ Дж/(м² с К⁴); $T_{\text{п}} = (273 + t_{\text{п}})$ — абсолютная температура поверхности снега, где $t_{\text{п}}$ - температура поверхности, °С; $T_a = (273 + t_a)$ - абсолютная температура воздуха на высоте 2 м над поверхностью снега; N_o и N_n - общая и нижняя облачность, средняя за рассматриваемый период, в долях от единицы.

Турбулентный обмен с атмосферой, с учетом теплообмена на испарение и конденсацию, рассчитывается по формуле:

$$STT=bc\gamma V_{10}L \quad (10)$$

где $bc = 0,878(1+0,547 V_{10})/(V_{10})$ мм с/(м сут. °С); $y = (t_2 - t_{\Pi}) + 1,75(e_2 - e_{\Pi})$; V_{10} — скорость ветра на высоте флюгера, м/с; e_2 и e_{Π} - упругость водяного пара на высоте 2 м и максимальная упругость водяного пара при температуре поверхности снега, мбар; L - удельная теплота плавления, кал/г.

Подставив (8) и (9) в (10) и разделив на удельную теплоту плавления льда (80 кал/г или в системе СИ $334 \cdot 10^3$ Дж/кг), получим расчетную формулу интенсивности снеготаяния (мм/сут):

$$a=0,125[(Q'+q)_0(1-r)(1-0,20N_0-0,47N_{\Pi})-1440\varepsilon\sigma T_{\Pi}+1440(0,62+0,05\sqrt{e_{200}})1+0,12N_0+0,12N_{\Pi})-\varepsilon\sigma T_a]+ac\gamma u 1000 \quad (11)$$

или в общем виде

$$a=a_{cp}+a_{э.и}+a_{т.а} \quad (12)$$

Для облегчения расчетов по формуле П.П. Кузьминым построены номограммы, по которым можно определить составляющие снеготаяния. Для расчета a_{cp} сначала, используя кривые зависимости, определяется величина $(Q + q)_0$, которая зависит от широты ϕ и календарной даты, для которой производится расчет; величина альbedo снега r , определяемая состоянием снежного покрова, изменяется от 0,9 в начале таяния до 0,3 в конце.

Учитывая, что дифференцированные величины r получить достаточно трудно, при массовых расчетах этот коэффициент принимается средним за весь период весеннего снеготаяния и равным 0,5.

Поправочный коэффициент на облачность $(1-0,20N_0-0,47N_H)$ определяется по номограмме. При этом значения N_0 и N_H находят как средневзвешенное из наблюдений лишь за светлую часть суток в долях от единицы; при четырехсрочных наблюдениях

$$N=(N_7+2N_{13}+N_{19})/4 \quad (13)$$

где индексы 7, 13, 19 обозначают соответствующие сроки наблюдений; Само значение a_{cp} , всегда имеющее положительный знак, определяется по номограмме.

Значение $a_{э.и}$, как правило, имеет отрицательный знак. Для расчета $a_{т.а}$ сначала определяется значение γ по разностям $(t_2 - t_n)$ и $(e_2 - e_n)$, где e_2 и e_n - средние суточные значения соответственно температуры и влажности воздуха по данным наблюдений.

Максимальная упругость пара при температуре поверхности снега e_n определяется по значениям t_n (надо льдом) с помощью психрометрических таблиц. Значение $a_{т.а}$ определяется с помощью номограммы по величине γ и V_{10} . При этом знак γ определяет знак $a_{т.а}$.

В отдельных случаях, когда абсолютные значения γ больше девяти, $a_{т.а}$ следует рассчитывать по формуле (10), исключая при этом составляющую L . Значение суточной интенсивности таяния снега определяется простым алгебраическим суммированием вычисленных составляющих снеготаяния (12). Рассчитанные таким образом суточные интенсивности снеготаяния справедливы только при сплошном залегании снежного покрова и носят название неприведенной суточной интенсивности снеготаяния.

В случае несплошного залегания снежного покрова, что наблюдается во втором и третьем периодах снеготаяния, для определения приведенной суточной интенсивности снеготаяния необходимо значение его неприведенной интенсивности умножить на среднее суточное значение коэффициента покрытости площади снегом S в долях от всей площади (площади бассейна).

Коэффициент покрытости S может быть определен по кривым распределения неравномерности залегания снежного покрова по площади. Эти кривые показывают зависимость изменения относительной мощности снежного покрова от покрытости рассматриваемой территории (бассейна) снегом. Форма этих кривых отражает характер неравномерности залегания снежного покрова и изменяется по географическим зонам.

Суточные значения S определяются по одной из этих кривых по предварительно подсчитанным модульным коэффициентам K , которые представляют собой отношение суммарных неприведенных интенсивностей снеготаяния за те же сутки к среднему запасу воды в снеге на всей рассматриваемой площади $K_a = \Sigma a/h$. Следует отметить, что значения K_a и модульные коэффициенты снегозапасов h_i по площади $K_i = h/h_i$ — равны между собой, так как Σa показывает слой таяния снега на тех участках, где он имеется, и в момент полного стаивания на участках Σa равен снегозапасам h_i на этих же участках. При малых значениях K , меньших или равных наименьшему модульному коэффициенту снегозапасов по площади, значения S принимаются равными единице - в этом случае вся площадь покрыта снегом. Среднее суточное значение S_{cp} определяется как полусумма значений S текущих и предшествующих суток. Произведение неприведенной суточной интенсивности снеготаяния (a_n) на соответствующий средний суточный коэффициент покрытости поверхности снегом (S_{cp}) дает приведенную суточную интенсивность снеготаяния (a_n). Характерными

датами снеготаяния являются: дата начала снеготаяния τ_n , дата начала водоотдачи или появления проталин τ_b , дата схода основной массы снега τ_o и дата конца снеготаяния τ_k . За начало снеготаяния принимаются первые сутки, в которые a составляет не менее 3 мм/сут., и при последовательном алгебраическом суммировании суточных интенсивностей снеготаяния, начиная от этой даты, сумма их не будет равняться нулю или иметь отрицательные значения. В противном случае за дату начала снеготаяния принимаются следующие сутки с $a > 3$ мм/сут. с тем же условием, чтобы последовательная сумма суточных интенсивностей снеготаяния не была равной нулю или отрицательной. Остальные три характерные даты снеготаяния определяются с помощью коэффициента покрытости площади снегом. За даты начала водоотдачи τ_b , схода основной массы снега τ_o , конца снеготаяния τ_k принимаются первые сутки, в которых коэффициенты S соответственно равны или несколько меньше значений 0,975; 0,500; 0,025. Длительность трех периодов снеготаяния определяется по разности между τ_n, τ_o, τ_k е. продолжительность первого периода снеготаяния определяется разностью $\tau_b - \tau_n$ второго периода $\tau_o - \tau_b$, и третьего - $\tau_k - \tau_o$. Продолжительность периода водоотдачи из снега определяется по разности дат конца снеготаяния и начала водоотдачи из снега ($\tau_k - \tau_b$). Среднее значение интенсивности снеготаяния за период водоотдачи из снега (приведенный и неприведенный слои) подсчитывается путем простого осреднения соответствующих Интенсивностей снеготаяния за этот период, а максимальные значения их определяются путем выборки суточных значений неприведенной и приведенной интенсивностей снеготаяния. [13]

2.1.2. Метод А .Г . Ковзеля.

Расчет водоотдачи из снега базируется на теплобалансовом методе расчета интенсивности снеготаяния П.П. Кузьмина. В основу схемы расчета

водоотдачи из снега положен графоаналитический способ учета регулирования талых вод снежным покровом в условиях неравномерного распределения запасов воды в снеге по площади. В случае равномерного распределения запасов воды в снеге по площади и постоянства коэффициента водоудерживающей способности (при отсутствии осадков и испарения) суммарная водоотдача на любой момент снеготаяния может быть определена по уравнению:

$$\Sigma B = \Sigma a - \alpha h + a \Sigma B \quad (1)$$

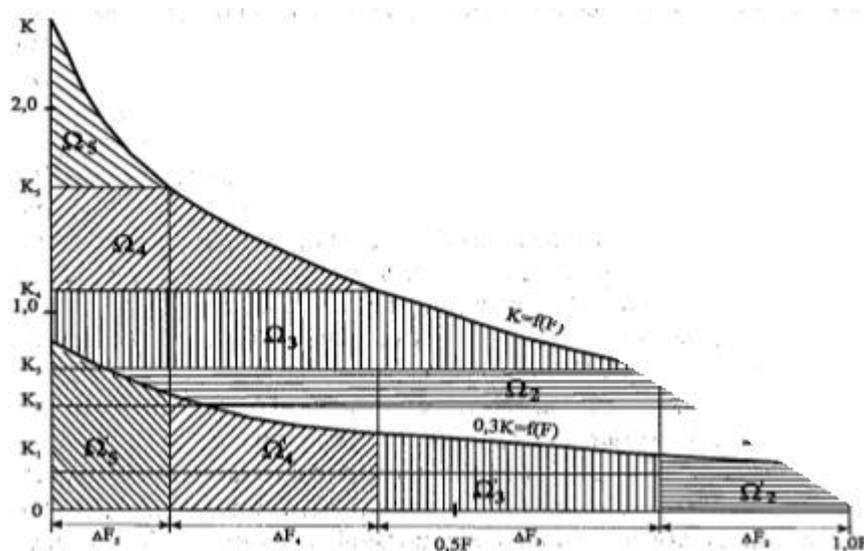
где ΣB - суммарный слой водоотдачи, мм; Σa - суммарный слой воды, образовавшийся за счет снеготаяния, мм; α - коэффициент водоудерживающей способности снега; h — общий запас воды в снеге к началу таяния, мм слоя. При условии полного насыщения снега водой и при $\alpha = 0,3$ из (2.1) следует:

$$\Sigma B = \Sigma a / (1 - 0,3) = 1,43 \Sigma a \quad (2)$$

т.е. суммарная водоотдача из снега (или ее интенсивность) для периода водоотдачи в 1,43 раза больше суммарного слоя таяния (интенсивности) за тот же период. При неравномерном распределении запасов воды в снеге по площади водосбора ход водоотдачи будет весьма пестрым. Сначала талая вода будет удерживаться снежным покровом и водоотдача из снега на тех или иных участках водосбора не наступит до тех пор, пока на них суммарный слой таяния Σa не превысит величину, равную $0,3h$. Чем меньше запас воды в данной точке, тем меньше по абсолютному значению должен быть суммарный слой таяния для того, чтобы произошла водоотдача из снега. Поэтому на участках, где запасы воды в снеге наименьшие, водоотдача наступит раньше, чем на участках, где они больше и где будет происходить только накопление талой воды в результате водоудерживающей способности

снега. По мере увеличения суммарного слоя таяния Σa процесс водоотдачи захватывает все новые площади на рассматриваемом бассейне. Расчет водоотдачи из снега при неравномерном распределении запасов воды в снеге по площади А.Г. Ковзель предложил производить по кривым распределения снеготаяния с предварительным расчетом интенсивности снеготаяния по методу теплового баланса.

Рис 2.1.



На рис. 2.1 представлена одна из кривых. Здесь, помимо $K_a = f(F)$ построена другая кривая зависимости водоудерживающей способности снега от площади бассейна $0,3K = f(F)$

Коэффициент водоудерживающей способности снега принят постоянным и равным 0,3. Значения K - модульные коэффициенты снеготаяния, практически совпадающие с модульными коэффициентами таяния. На рис. 2.1. видно, что при малых значениях K (от 0 до K_1) водоотдачи из снега не будет ни в одной точке в пределах бассейна, так как содержание талой воды нигде не превышает водоудерживающей способности снега (модульный коэффициент снеготаяния K_1 соответствует 0,3 от наименьших запасов воды в снеге в пределах бассейна). При значениях K_a от K_1 до K_2 водоотдача из снега будет происходить только с той части

площади водосбора, на которой $K_a > K_1$ (значение K_2 равно значению K_1 наименьших запасов воды в снеге в пределах бассейна). Модульный коэффициент водоотдачи $K_a = \Sigma B/h$ в этом случае численно равен площади фигуры Ω , ограниченной снизу кривой $0,3K = f(F)$ и сверху - прямой, параллельной оси абсцисс и проходящей через K_2 .

В этот период времени, в течение которого модульный коэффициент таяния меняется от K_1 до K_2 , водоотдача из снега определяется лишь разностью $\Sigma a - 0,3h$, так как снег еще полностью покрывает водосборный бассейн. При любых значениях $K_a > K_2$ водоотдача из снега будет уже определяться не только указанной выше разностью, но и высвобождением талой воды, временно задержанной снежным покровом (в результате водоудерживающей способности снега) с той части водосбора, которая уже освободилась от снега, т.е. с той части площади, где $K_a > K_2$. Поэтому модульный коэффициент приращения водоотдачи при изменении K_a от K_2 до K_3 будет численно равен площади фигуры Ω , ограниченной кривыми $K=f(F)$ и $0,3K = f(F)$ и прямыми, параллельными оси абсцисс и проходящими через K_2 и K_3 , плюс численное значение площади фигуры Q'_2 , ограниченной кривой $0,3K = f(F)$ и осью абсцисс в пределах части площади ΔF_2 , освободившейся от снега. Последнюю определяют как абсциссу точки пересечения прямой, параллельной оси абсцисс и проходящей через K_3 , с кривой обеспеченности $K = f(F)$.

Модульный коэффициент приращения водоотдачи для следующего интервала времени, в течение которого модульный коэффициент таяния K_a изменяется от K_3 до K_4 , численно равен сумме двух площадей Ω_3 и Ω'_3 . Численные значения этих площадей подсчитываются аналогично определению Ω_2 и Ω'_2 , изложенному выше, и т.д.

Найденные таким образом значения модульных коэффициентов приращения водоотдачи, умноженные на средние запасы воды в снеге на

водосборе, дают абсолютные значения водоотдачи за соответствующие интервалы времени, т.е. $V = \Delta Kvh$. В результате расчета изложенным выше способом получают приведенные слои водоотдачи, так как они учитывают долю площади водосбора, на которой водоотдача происходит.

Рассмотренный способ расчета водоотдачи из снега достаточно точен, и дает наглядное представление о процессе регулирования талой воды снежным покровом, неравномерно распределенным по площади. Однако применение этого способа в изложенном выше виде для расчета водоотдачи из снега требует всякий раз выполнения некоторых графических построений, планиметрирования площадей, что делает его весьма трудоемким. Поэтому А.Г. Ковзель несколько упростил схему расчета и получил зависимость коэффициента водоотдачи от трех параметров: модульного коэффициента снеготаяния (K_a), водоудерживающей способности снега (α) и вида (номера) кривой распределения снега, представленной на рис. 3.8, т.е. от значения C_v . При этом переменной является величина K_a . Значения же α и выбранный вид кривой приняты постоянными и определенными для начальных условий и в процессе снеготаяния не корректируются. Соотношение между искомыми величинами K_v и рассчитанными K_a для трех видов кривых распределения снега при $\alpha = 0,3$ приведены в табл. 3.6. При расчете водоотдачи из снега по рассматриваемой упрощенной схеме с помощью табл. 3.6 определяются по суточным значениям неприведенных интенсивностей снеготаяния суммарные слои стаивания на каждые сутки Σa путем последовательного алгебраического суммирования суточных значений a (от начала до конца снеготаяния). Затем подсчитываются модульные коэффициенты суммарных неприведенных интенсивностей снеготаяния на каждые сутки

$$K_a = \Sigma a / h_{cp} \quad (3)$$

h_{cp} - средние запасы воды в снеге на K рассматриваемой площади перед началом таяния, которые обычно определяются достаточно надежно по

материалам сплошных или ландшафтных снегомерных съемок (в зависимости от размера водосбора). При отсутствии данных снегомерных съемок средние запасы воды в снеге для водосборов приблизительно могут быть определены по картам изолиний запасов воды в снеге перед началом таяния по методике, аналогичной определению средних осадков для бассейна способом изогьет.

a	Кр			a	Кр		
	1	2	3		1	2	3
0,0	0,000	0,000	0,000	0,7			0,899
0,1	0,000	0,000	0,008	0,8			0,909
0,2	0,000	0,013	0,036	0,9			0,918
0,3	0,037	0,055	0,079	1,0			0,926
0,4	0,126	0,124	0,130	1,1			0,933
0,5	0,235	0,213	0,186	1,2			0,939
0,6	0,355	0,313	0,244	1,3			0,945
0,7	0,480	0,410	0,310	1,4			0,950

,7	,465	,404	,300	,4			951
0	0	0	0	3			0,
,8	,577	,436	,354	,5			956
0	0	0	0	3			0,
,9	,685	,581	,406	,6			961
1	0	0	0	3			0,
,0	,783	,660	,456	,7			966
1	0	0	0	3			0,
,1	,860	,730	,504	,8			970
1	0	0	0	3			0,
,2	,916	,790	,549	,9			974
1	0	0	0	4			0,
,3	,958	,839	,591	,0			978
1	0	0	0	4			0,
,4	,981	,879	,630	,1			981
1	0	0	0	4			0,
,5	,993	,911	,665	,2			984
1	0	0	0	4			0,
,6	,997	,936	,696	,3			987
1	1	0	0	4			0,
,7	,000	,957	,724	,4			990
1		0	0	4			0,
,8		,970	,749	,5			992

1 ,9	0 ,980	0 ,771	4 ,6		0, 994
2 ,0	0 ,987	0 ,792	4 ,7		0, 995
2 ,1	0 ,992	0 ,812	4 ,8		0, 996
2 ,2	0 ,995	0 ,830	4 ,9		0, 997
2 ,3	0 ,997	0 ,847	5 ,0		0, 998
2 ,4	0 ,998	0 ,862	5 ,1		0, 999
2 ,5	0 ,999	0 ,876	5 ,2		1, 000
2 ,6	1 ,000	0 ,888			

Табл. 1. Значения модульных коэффициентов водоотдачи из снега, при $\alpha=3$

При значительных похолоданиях в период снеготаяния, когда непрерывно нарастающая сумма отрицательных суточных значений достигает величины, эквивалентной замерзанию слоя воды, равного 0,2-0,3 и более оставшихся снеготаяния, последовательное алгебраическое суммирование суточных значений следует прервать с момента, когда они стали отрицательными. За начало нового этапа последовательного

суммирования значений а после похолодания следует принять первые сутки с положительным значением интенсивности снеготаяния, равным или большим 3 мм/сут. При этом для получения интегральной суммы таяния для всего периода снеготаяния необходимо все последующие суточные значения а прибавить к суммарной неприведенной интенсивности снеготаяния последних суток перед похолоданием. При незначительных похолоданиях для тех суток, где а имеет отрицательный знак, значения Кв не подсчитываются. Вид кривой $K_a=f(F)$ выбирается по данным о неравномерности залегания снега на водосборе. При отсутствии данных снегосъемок номер кривой назначается, исходя из местоположения исследуемого бассейна. Начальные значения коэффициента водоудерживающей способности снега α наиболее надежно рассчитываются по начальной плотности сухого снега перед таянием как для открытой, так и для облесенной местности (под пологом леса) по методике, подробно изложенной в Трудах ГГИ, вып. 99, 1962, или приближенно:

$$\alpha=0,11/\rho_n-0,11 \quad (4)$$

где ρ_n - плотность снега перед началом таяния, г/см³. Для расчета водоотдачи из снега по начальным значениям коэффициента водоудерживающей способности снега выбирается соответствующая таблица суммарных значений модульных коэффициентов водоотдачи (табл. 2.1 при $a = 0,3$). По суточным значениям K_a и номеру выбранной кривой распределения путем интерполяции определяются суммарные значения модульных коэффициентов водоотдачи из снега за каждые сутки (K_v). Разность значений текущих и предшествующих суток представляет собой модульный коэффициент приращения водоотдачи за сутки (ΔK_v). Отсюда абсолютное суточное значение водоотдачи из снега (приведенный слой) составит

$$V=\Delta K_v h.[13]$$

2.2. Адаптация метода

Водосбор реки Альдегонда состоит из ледника и морены. Морена находится на высоте порядка 80 метров над уровнем моря. Самая высокая точка ледника находится на высоте 600 метров над уровнем моря. В связи с этим была предложена адаптация модели к данному региону, путем деления водосбора на высотные зоны. Такая методика применима для горных регионов, так как присутствует существенная разница температур. В среднем значение температуры понижается каждые 100 метров примерно на 0,6 °С. Деление водосбора на высотные зоны позволяет произвести расчет снеготаяния и водоотдачи отдельно для каждой зоны.

Табл.1 Деление водосбора на высотные зоны.

Н, в м	Зона
0-80	Морена
80-200	Зона1
200-300	Зона2
300-400	Зона3
400-600	Зона4

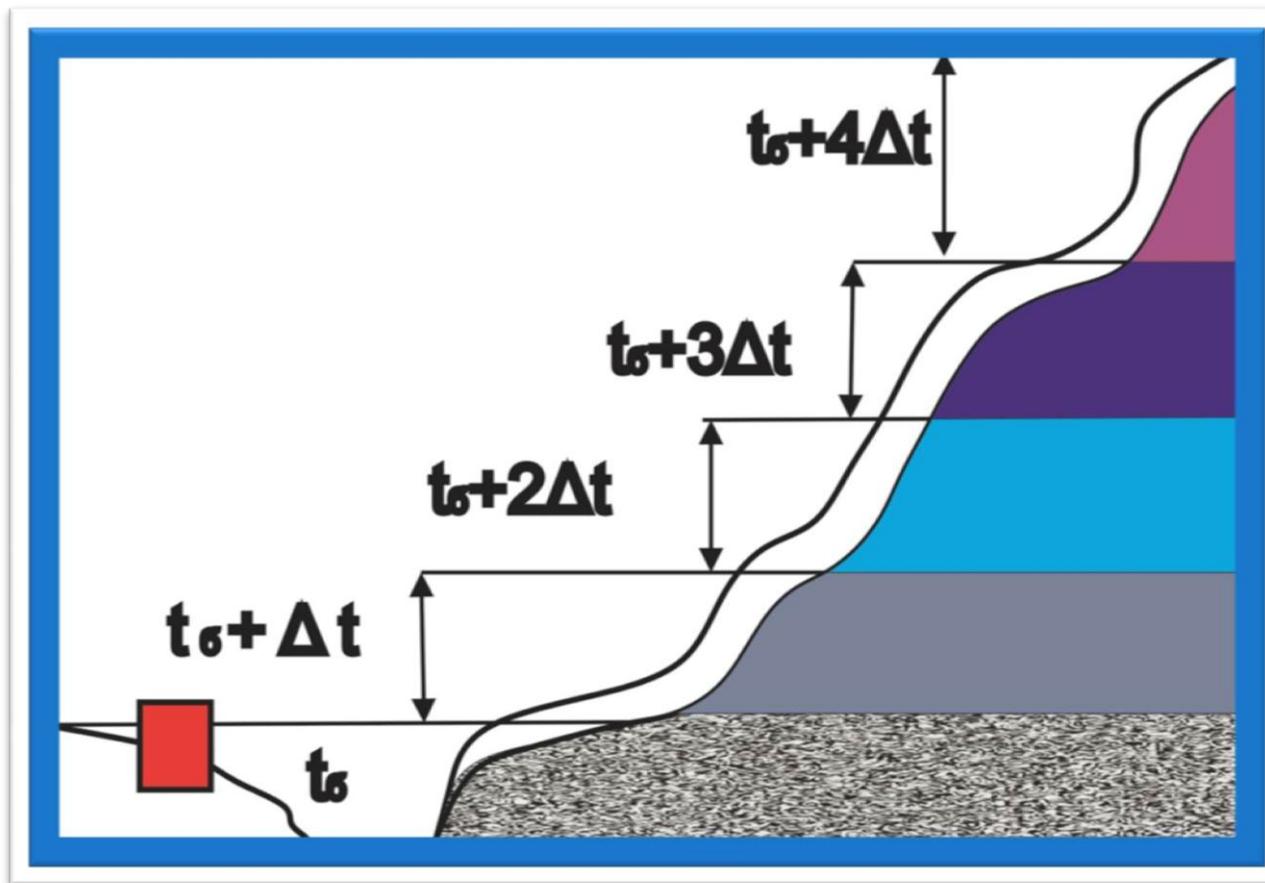


Рис.1 Схема высотных зон водосбора реки Альдегонда.

 Метеостанция поселка Баренцбург, 75 метров над уровнем моря.

Δt 0,6 °C

 Морена 80 метров над уровнем моря.

 Зона 1, 80-200 метров над уровнем моря

 Зона 2, 200-300 метров над уровнем моря

 Зона 3, 300-400 метров над уровнем моря

 Зона 4, 400-600 метров над уровнем моря

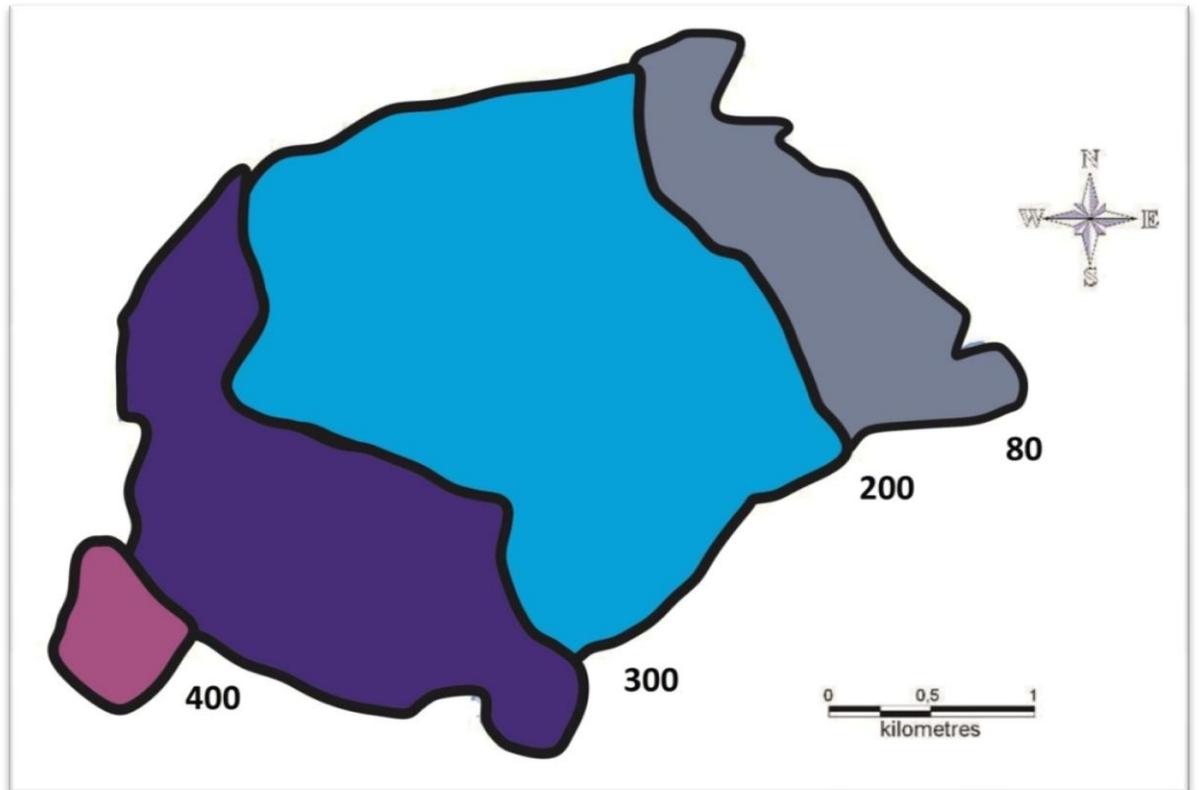


Рис.2 Схема высотных зон ледника Альдегонда.

Чтобы нагляднее представить изменение температуры в зависимости от высоты зоны, представлен график среднесуточных температур для высотных зон водосбора реки Альдегонда.(Рис.3)

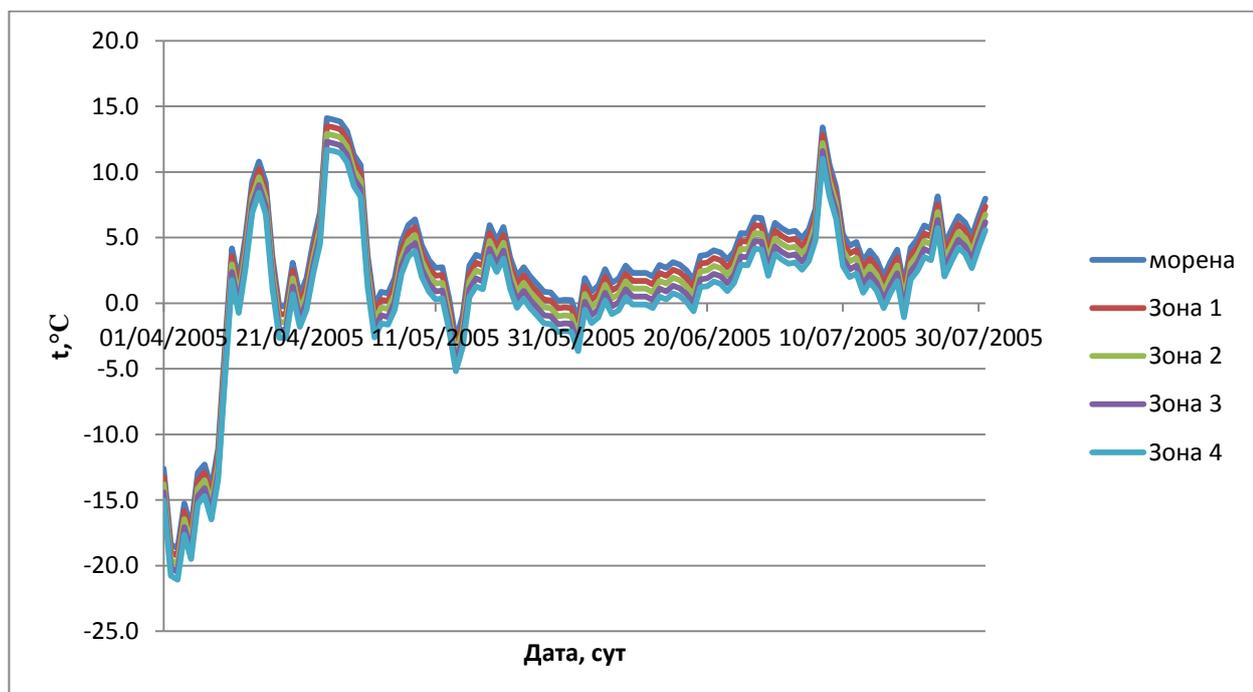


Рис. 3 График среднесуточных температур для высотных зон

2.3. Исходные данные

Для расчета процессов снеготаяния и водоотдачи необходимы исходные данные, включающие в себя метеоданные и характеристики водозапасаов.

2.3.1. Метеоданные

Метеорологические наблюдения проводит Зональная гидрометеорологическая обсерватория (ЗГМО) «Баренцбург»

В настоящее время Зональная гидрометеорологическая обсерватория (ЗГМО) «Баренцбург» проводит обширный комплекс наблюдений за состоянием атмосферы, водных объектов, ионосферы, морские наблюдения, осуществляет контроль за загрязнением природной среды архипелага. Полученные данные необходимы для эффективного гидрометеорологического обеспечения хозяйственной деятельности российских организаций на архипелаге Шпицберген, развития научных исследований по изучению климатических изменений Арктического бассейна, сохранения постоянного российского присутствия на архипелаге.

Выполнение комплекса наблюдений и работ осуществляется на базе современной измерительной и вычислительной техники. С сентября 2009 года в здании лабораторного корпуса успешно работает «Автоматизированная система экологического мониторинга», обеспечивающая сбор информации о загрязнениях атмосферного воздуха (показания газоанализаторов), ее первичную обработку с помощью промышленного компьютера, передачу обработанной информации на локальный сервер хранения, а также автоматическую передачу данных в МТ АСКРО. В 2011 году введен в эксплуатацию «Автоматизированный метеорологический комплекс». Геофизические наблюдения проводятся с помощью полностью модернизированного комплекса геофизической

аппаратуры, позволяющего в режиме он-лайн передавать магнитную и тригонометрическую информацию ЗГМО «Баренцбург» для дальнейшего ее использования гелиогеофизической службой Росгидромета в оценки условий радиосвязи в Арктическом регионе.[4]

2.3.1.1. Измерение характеристик ветра.

При наблюдениях на метеорологических станциях под ветром понимают только горизонтальную составляющую вектора скорости ветра, а при определении средних значений осредняют отдельно скорость и направление (угол относительно географического меридиана, откуда направлен вектор). Настоящая методика регламентирует определение следующей характеристики ветра: — средней скорости ветра (м/с).

Измерение скорости ветра на станциях основано на применении вращающегося анемометра с автоматическим определением средней и максимальной скорости ветра; измерение направления ветра определяется по положению флюгарки, устанавливающейся в потоке под действием самого потока воздуха. На отдельных станциях допускается для измерения скорости ветра применять флюгер с плоской пластиной — доской, отклоняющейся под влиянием потока на угол, пропорциональный скорости потока (пластина ориентируется в потоке с помощью флюгарки). При производстве измерений характеристик ветра используется анеморумбометр М-63М-1 (или его модификации), который обеспечивает автоматическое измерение средней скорости ветра за 10 мин с заблаговременностью включения не менее 10 мин до начала измерений. Прибор должен обеспечивать измерение средней скорости ветра (с осреднением за 10-минутный интервал) в диапазоне 1—40 м/с с погрешностью $\pm(0,5 + 0,03 j)$ М/с > максимальной скорости (до 60 м/с) с погрешностью $\pm(1,0 + 0,05 V)$ и направления с погрешностью до 10°. При отсутствии на станции сетевого питания измерение скорости и направления ветра производится по комплекту флюгеров: флюгер с легкой доской

применяется для измерения скорости ветра от 0 до 10 м/с, флюгер с тяжелой доской — от 10 до 40 м/с. Флюгер может применяться на станции также в качестве запасного прибора и по нему могут производиться измерения при выходе из строя анеморумбометра М-63М-1. Какой из флюгеров (с легкой или тяжелой доской) устанавливается на станции в качестве запасного, определяет УГКС в зависимости от ветрового режима на станции. [24]

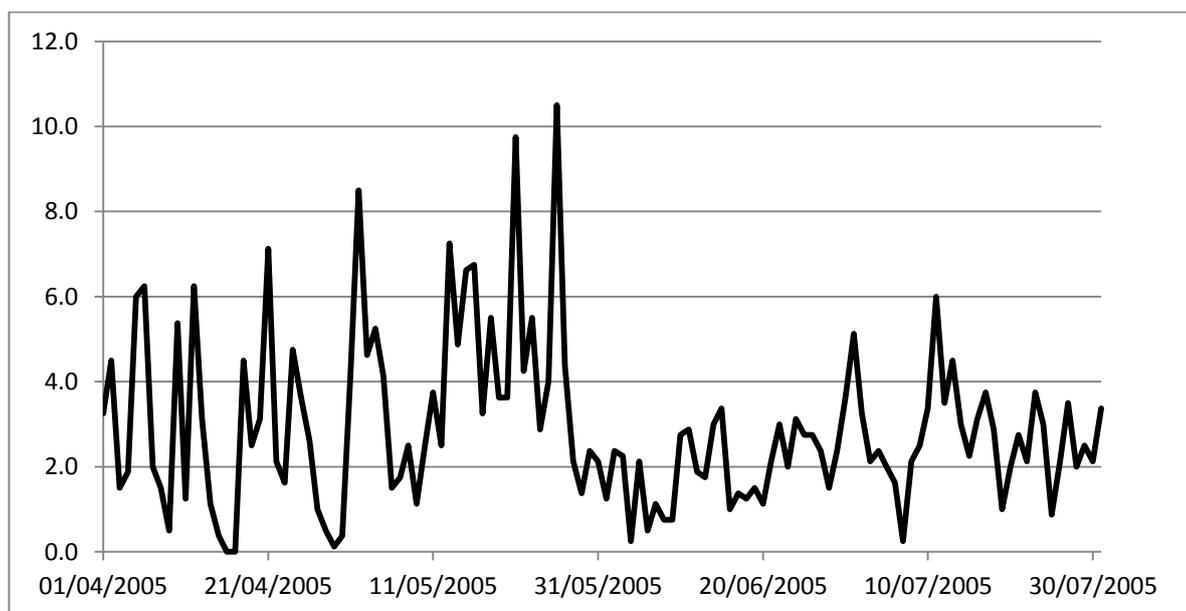


Рис.1.График суточного хода скорости ветра за период от 01.04.05-30.07.05

2.3.1.2.Измерение температуры влажности воздуха.

Метод измерения температуры воздуха основан на использовании термометров, которые постоянно установлены в психрометрической будке на высоте 2 м, чем обеспечивается равенство температур воздуха и термометра. Влияние радиации на температурный режим термометра исключается радиационной защитой (будкой). Температура термометра определяется по изменению одного из термометрических свойств чувствительного, элемента. Основным методом для определения влажности воздуха является психрометрический, который основан на измерении температуры воздуха и температуры смоченного водой термометра — температуры термодинамического равновесия между затратами тепла на испарение со

смоченной поверхности и притоком тепла к термометру от окружающей среды. Дополнительным методом определения влажности воздуха является сорбционный, основанный на изменении длины чувствительного элемента (обезжиренного волоса) при изменении влажности воздуха. [24]

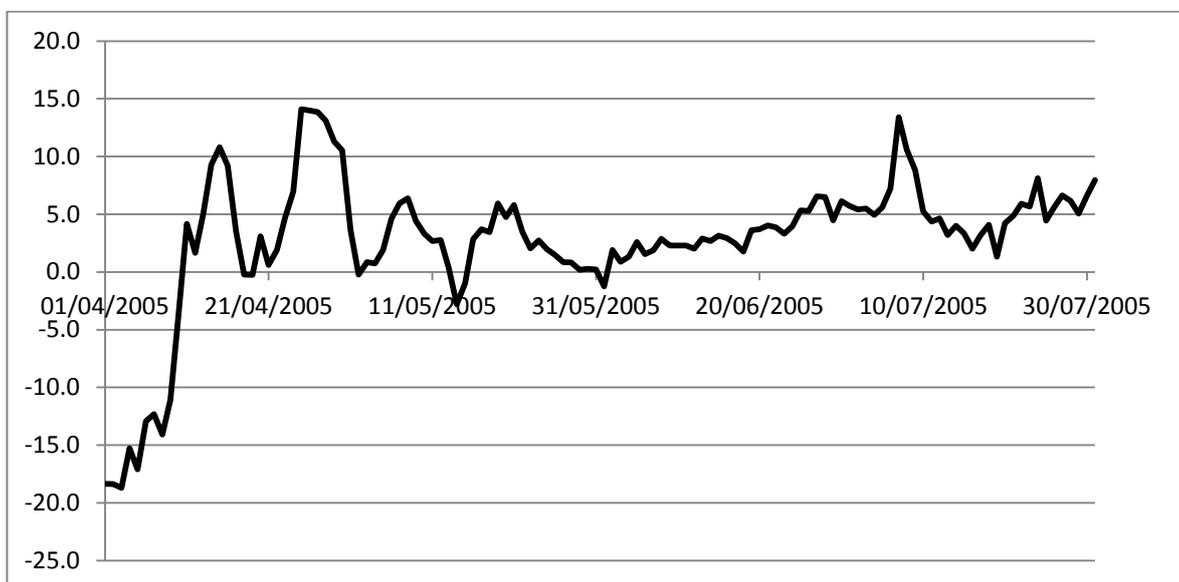


Рис.2. График суточного хода температуры воздуха за период от 01.04.05-30.07.05

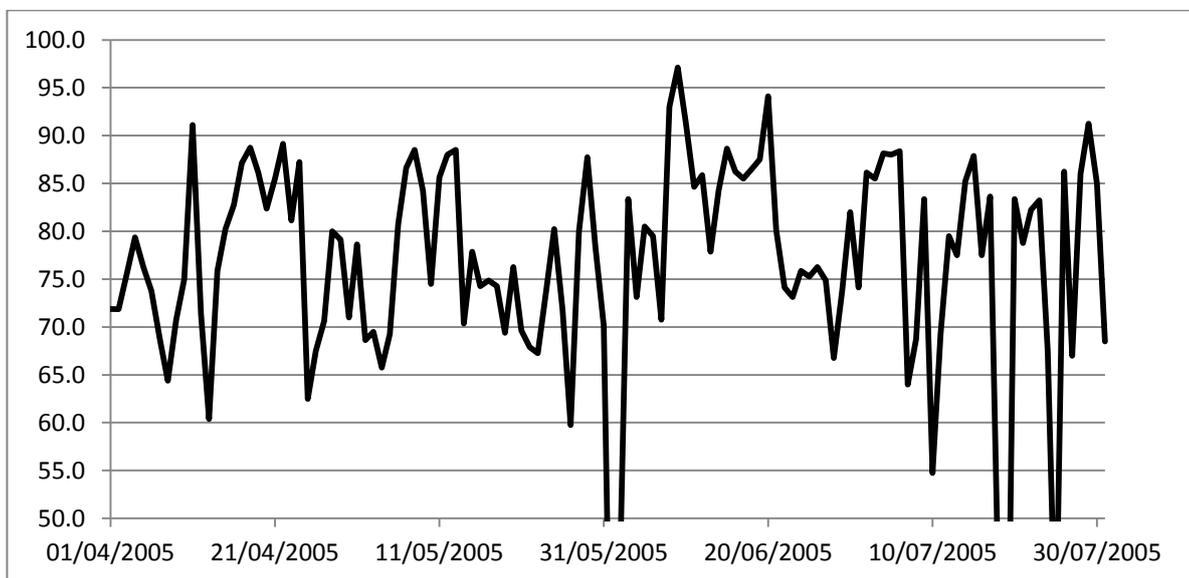


Рис.3. График суточного хода относительной влажности воздуха за период от 01.04.05-30.07.05

2.3.1.3. Наблюдения за облаками

Облака представляют собой системы взвешенных в атмосфере частиц воды в жидкокапельном и/или твердом (кристаллическом) состоянии, которые являются продуктами конденсации водяного пара.

Внешний вид облаков определяется характером и интенсивностью процессов облакообразования, а также зависит от интенсивности освещения облаков. При наблюдениях за облаками определяют: — количество облаков (облачность); — формы облаков; — высоту нижней границы облаков. Количество облаков (облачность) определяется суммарной долей небосвода, которая закрывается облаками, от всей видимой поверхности небосвода. Количество облаков (облачность) оценивается в баллах; 1 балл составляет 0,1 часть всего небосвода. Формы облаков определяются по внешнему виду в соответствии с принятой классификацией облаков. Типичные виды форм, их названия и цифры кода для их кодирования даны в Атласе облаков. Там же приведена классификация облаков, а также описание основных форм, видов и разновидностей их. Высота нижней границы облаков измеряется как расстояние от поверхности земли до основания облака. Измерение высоты нижней границы облаков производится, если облака (их нижние основания) расположены не выше 2500 м над уровнем моря. Если облака расположены на разных уровнях и высоту самых низких облаков не удалось измерить инструментально, необходимо дополнительно оценить ее визуально. На ряде станций высота нижней границы облаков оценивается только визуально. [24]

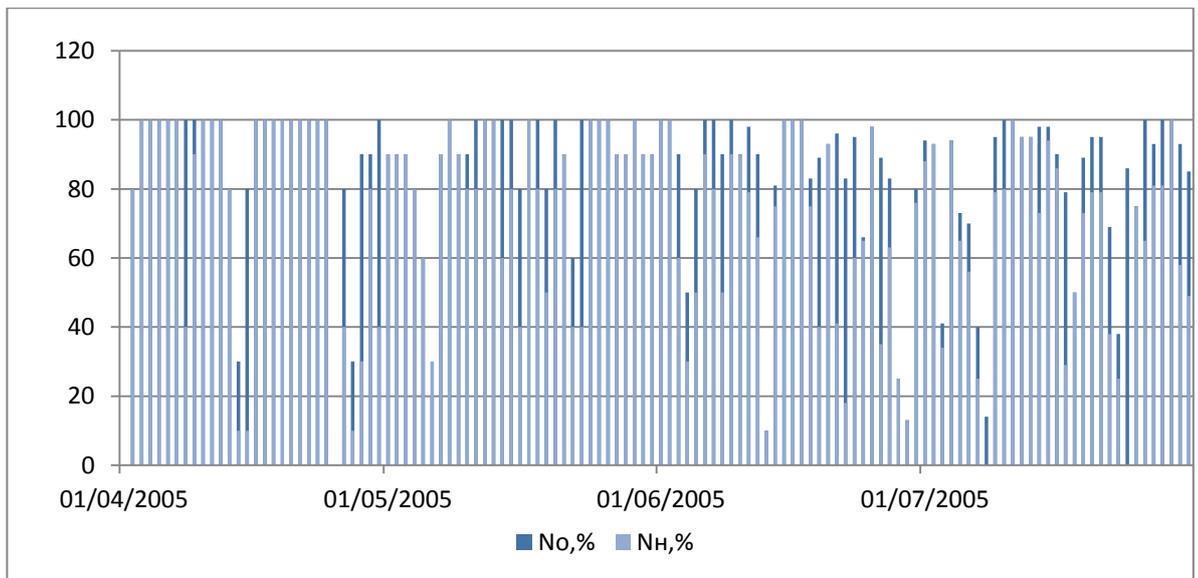


Рис.4. График суточного хода облачности (общей и нижней) за период от 01.04.05-30.07.05

2.3.1.4.Альbedo снежного покрова

Актинометрические наблюдения предусматривают измерение солнечной радиации на перпендикулярную поверхность (S) с помощью термоэлектрического актинометра, рассеянной радиации (D) небесного свода и суммарной радиации (Q) на горизонтальную поверхность с помощью термоэлектрического пиранометра.

Для производства наблюдений используются приборы, установленные на актинометрической вышке, высота которой от земли составляет 18 метров. В процессе снеготаяния значения альbedo изменяются от 0,8 до 0,5.

2.3.2.Водозапасы

Общий запас воды в снежном покрове вычисляется в ходе обработки результатов снегомерной съемки.

Запас воды в слое снега вычисляется по формуле

$$Q_c = 10g[ft_c - (z_{CB} + z_B)] \quad (1)$$

где g — средняя плотность снега, h_c — средняя высота снежного покрова без ледяной корки, $z_{св}, z_v$ — средние толщины слоя снега, насыщенного водой, и слоя талой воды, вычисленные по измерениям в точках определения плотности снежного покрова, 10 — коэффициент для перевода высоты слоя воды в миллиметры.

Общий запас воды в снежном покрове вычисляется сложением

$$Q = Q_c + Q_{св} + Q_v + Q_k \quad (2)$$

Q_c — запас воды в слое снега, $Q_{св}$ — запас воды в слое снега, насыщенного водой, Q_v — запас воды в слое талой воды, Q_k — запас воды в ледяной корке.

Для того чтобы, составить представление о наличии или отсутствии вышеприведенных слоев приводят описание структуры снега. Для примера приведена структура снега на водосборе р.Альдегонда.

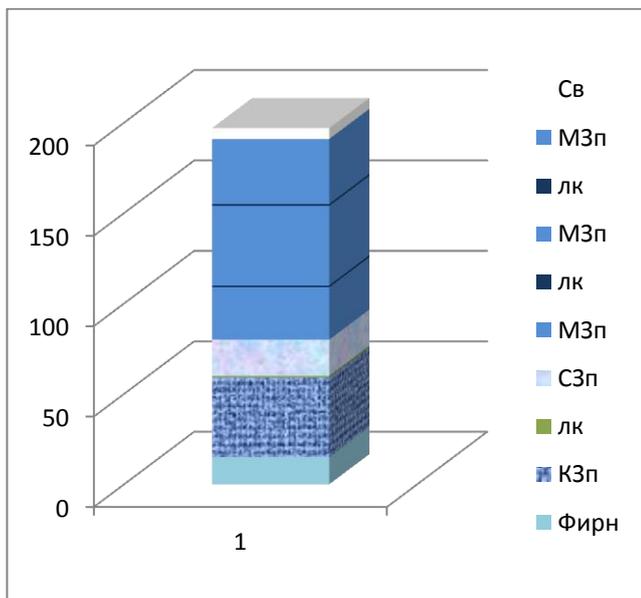


Рис.1. Описание структуры снега. Шурф 7. Высота 197 см.

г	л	с	м	с
од	едник	в	орена	в
2	4	0	3	0

003	92	,14	04	,47
2	4	0	2	0
004	64	,19	92	,55
2	6	0	2	0
005	68	,17	34	,35
2	7	0		
006	15	,16		
2	6	0		
007	72	,13		
2	7	0		
008	80	,15		
2	6	0		
009	99	,14		
2				
010				
2				
011				
2				
012				
2				
014				
2	7	0		
015	60	,24		
2	4	0	2	0
016	95	,36	13	,41

Табл.1. Максимальные водозапасы за период с 2003 по 2016 год

ГЛАВА 3. РАСЧЕТЫ И АНАЛИЗ РЕЗУЛЬТАТОВ

3.1. Последовательность расчетов и результаты.

Расчеты производились в соответствии с методикой П. П. Кузьмина и методикой А. Г. Ковзеля.

строки	Исходные данные и элементы расчета	Даты				
		01.0 4.2005	02.0 4.2005	03.0 4.2005	04.0 4.2005	05.04 .2005
	2	3	4	5	6	7
	$(Q+q)_o$, кал	325	332	339	346	355
	N_o	0.9	0.1	0.9	0.6	0.9
	N_H	0.9	0.1	0.5	0.1	0.7
	$1-0,2N_o-$ $0,47N_H$	0.39 7	0.93 3	0.58 5	0.83 3	0.491
	a_{cp} , мм	8.06	19.3 6	12.3 9	18.0 1	10.89
	e_2 , мбар	1.67	0.88	0.89	1.29	1.04
	N'_o	0.9	0.1	0.9	0.6	0.9
	N'_H	0.9	0.1	0.5	0.1	0.7
	$N'_o+N'_H$	1.8	0.2	1.4	0.7	1.6
0	t_2 , °C	- 12.6	- 18.4	- 18.7	- 15.3	- -17.1
1	a' э.и., мм	- 11.0	- 18.5	- 11.2	- 17.9	- -12.1
2	$t_{п}$, °C	- 14.3	- 22.1	- 22.8	- -17	- -19.3
3	Δ , мм	16.1 7	24	24.6	18.9	21.14
4	a э.и., мм	5.1	5.5	13.4	1.0	9.1
5	$e_{п}$, мбар	1.8	0.05	0.05	1.39	1.12
6	$t_2-t_{п}$, °C	1.7	3.7	4.1	1.7	2.2
7	$e_2-e_{п}$, мбар	- 0.13	0.83	0.84	- 0.10	- -0.08
8	γ	1.46	5.17	5.59	1.57	2.07

9	V10	2.43	4.5	1.5	1.9	6.0
0	a т.а.	3.0	15.7	8.9	2.8	7.8
1	a мм	0.02	16.5 7	10.1 6	2.90	6.61
2	Σa мм	0.02	16.5 9	26.7 6	29.6 6	36.26
3	$Ka = \Sigma a / h_{cp м}$	0.00	0.07	0.11	0.13	0.15
4	S	0.00	141 2.37	813. 53	367. 36	709.1 6
5	S ср	0.00	154. 9	99.2	144. 1	87.2
9	$Ka = \Sigma a / h_{cp м}$	0.00	0.07	0.11	0.13	0.15
1	S и.э	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01
3	S т.т.	239. 70	125 7.51	714. 38	223. 26	622.0 2
5	BC	0.84	0.68	1.07	0.95	0.63

Табл.1 Фрагмент таблицы для расчета интенсивности снеготаяния по методу теплового баланса (методика П. П. Кузьмина)

Аналогичные расчеты произведены для всех высотных зон, на основе расчетов построены графики.

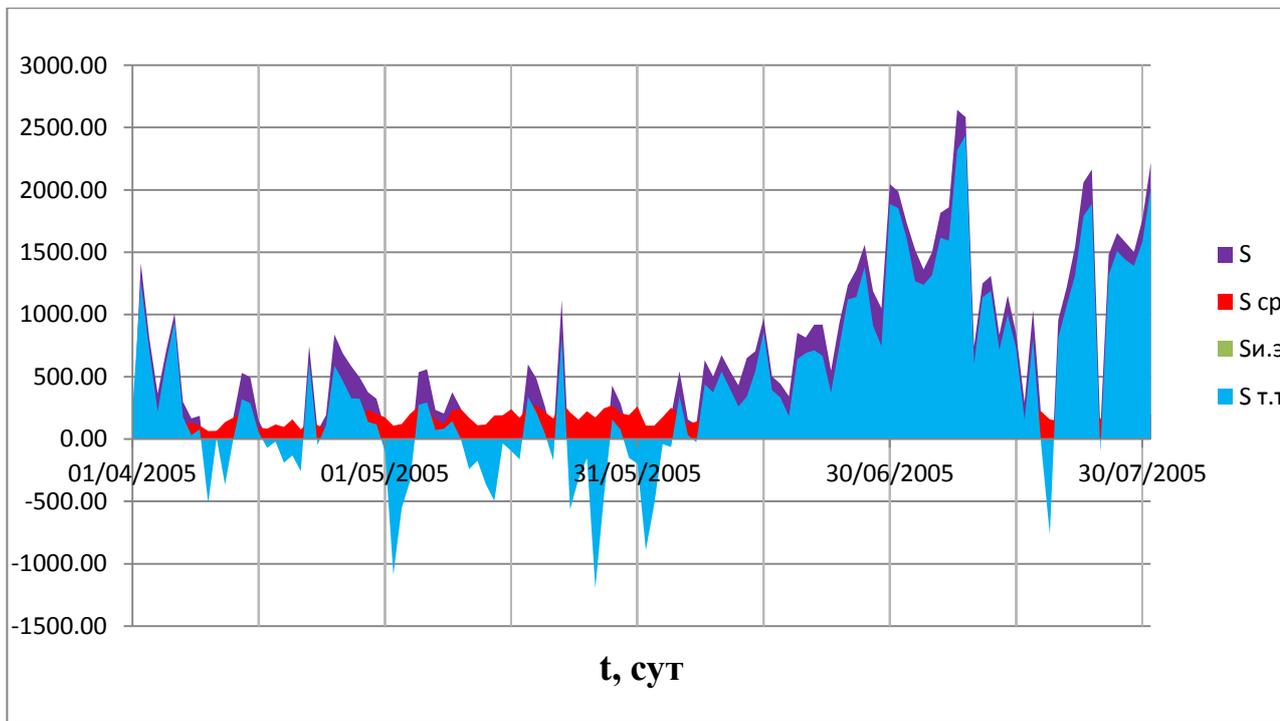


Рис.1 График зависимости составляющих теплового баланса от времени (для морены).

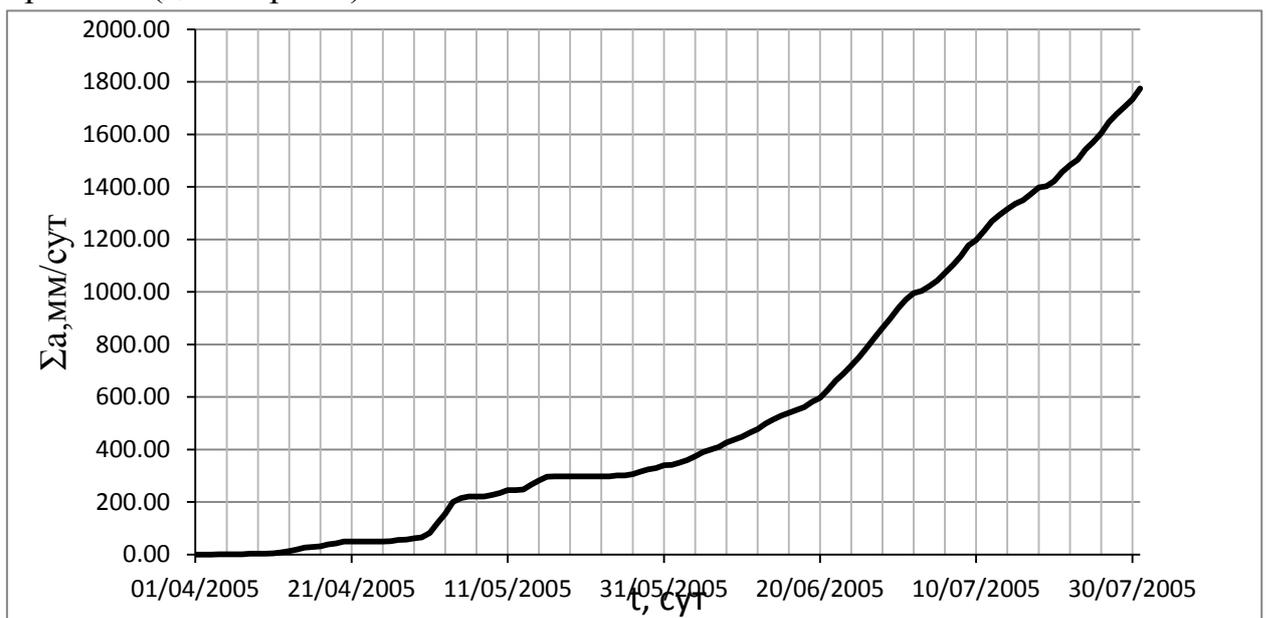


Рис.2.График зависимости суммарного слоя воды, образовавшейся под действием снеготаяния от времени (для морены).

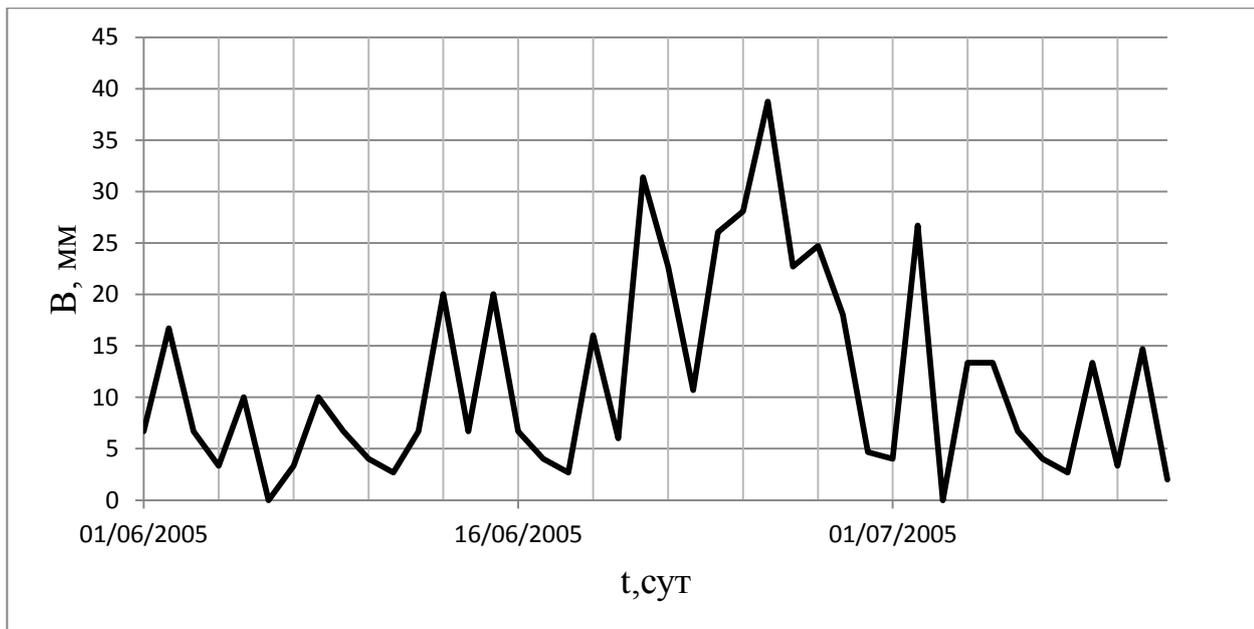


Рис.3 График суточных значений водоотдачи из снега.

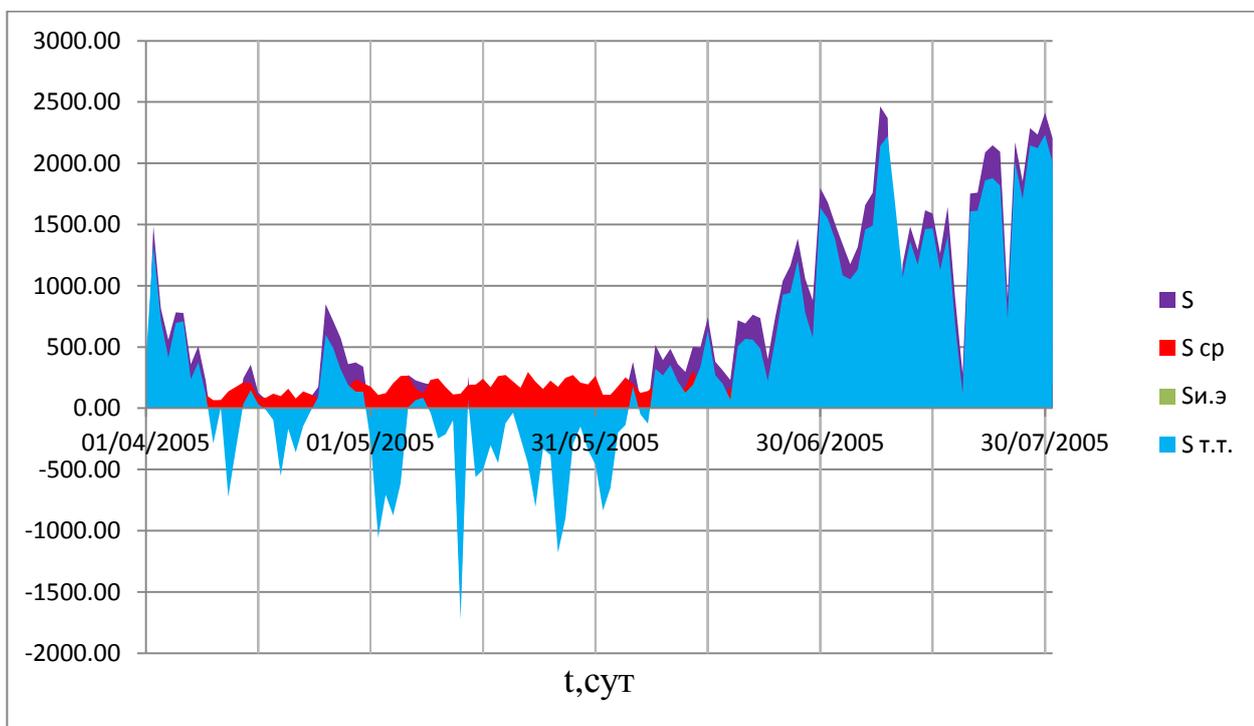


Рис.4 График зависимости составляющих теплового баланса от времени (для зоны 1).

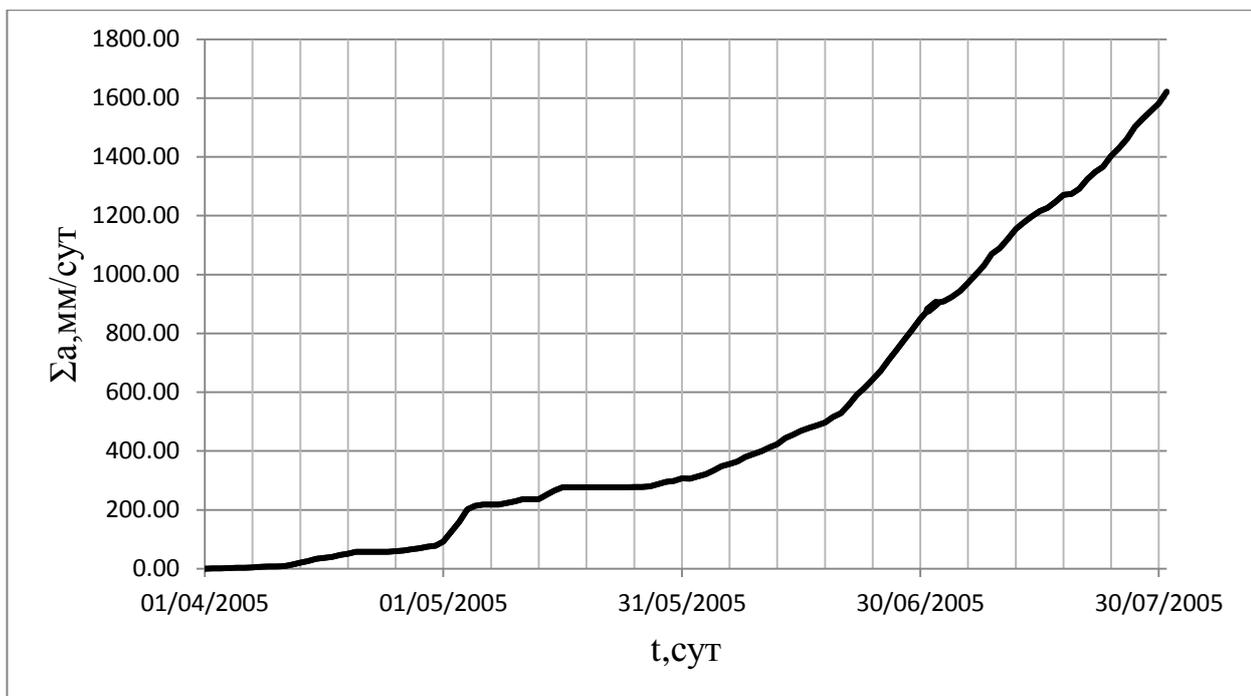


Рис.5 График зависимости суммарного слоя воды ,образовавшейся под действием снеготаяния от времени (для зоны 1).

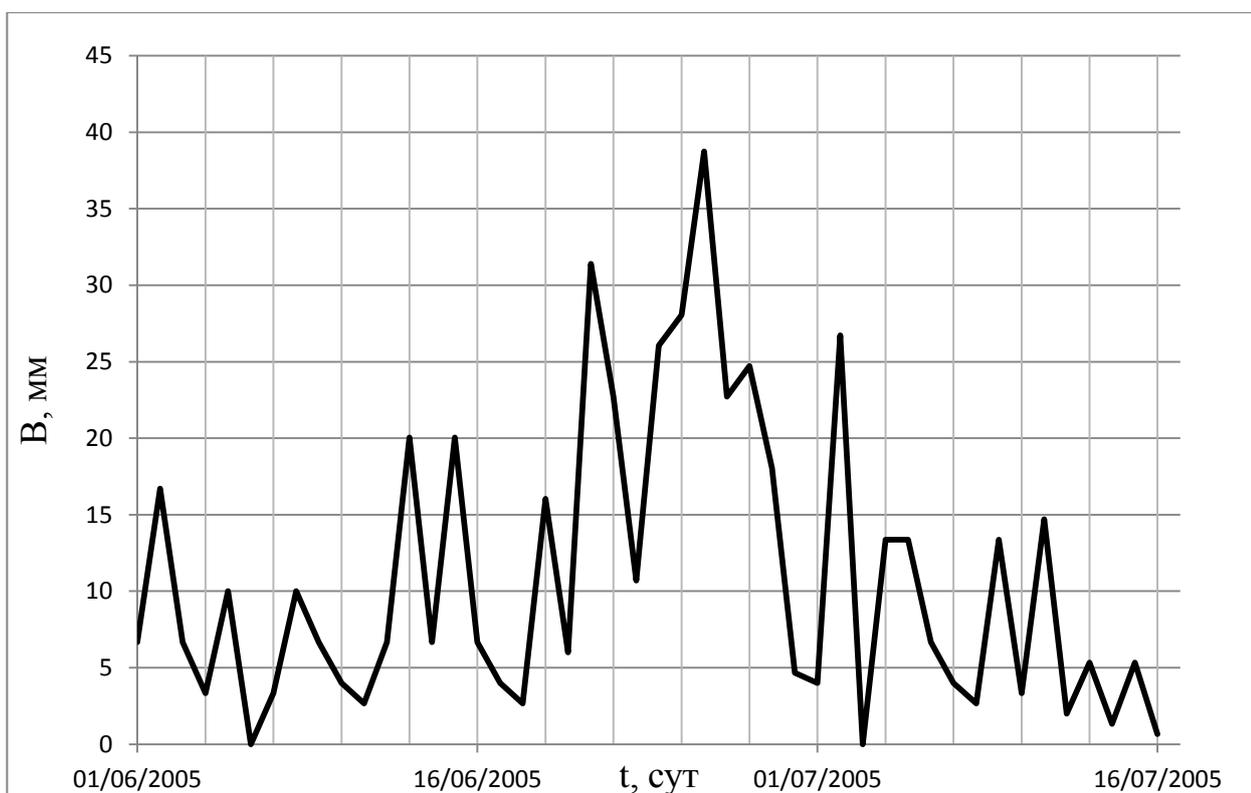


Рис.6 График суточных значений водоотдачи из снега(для зоны 1)

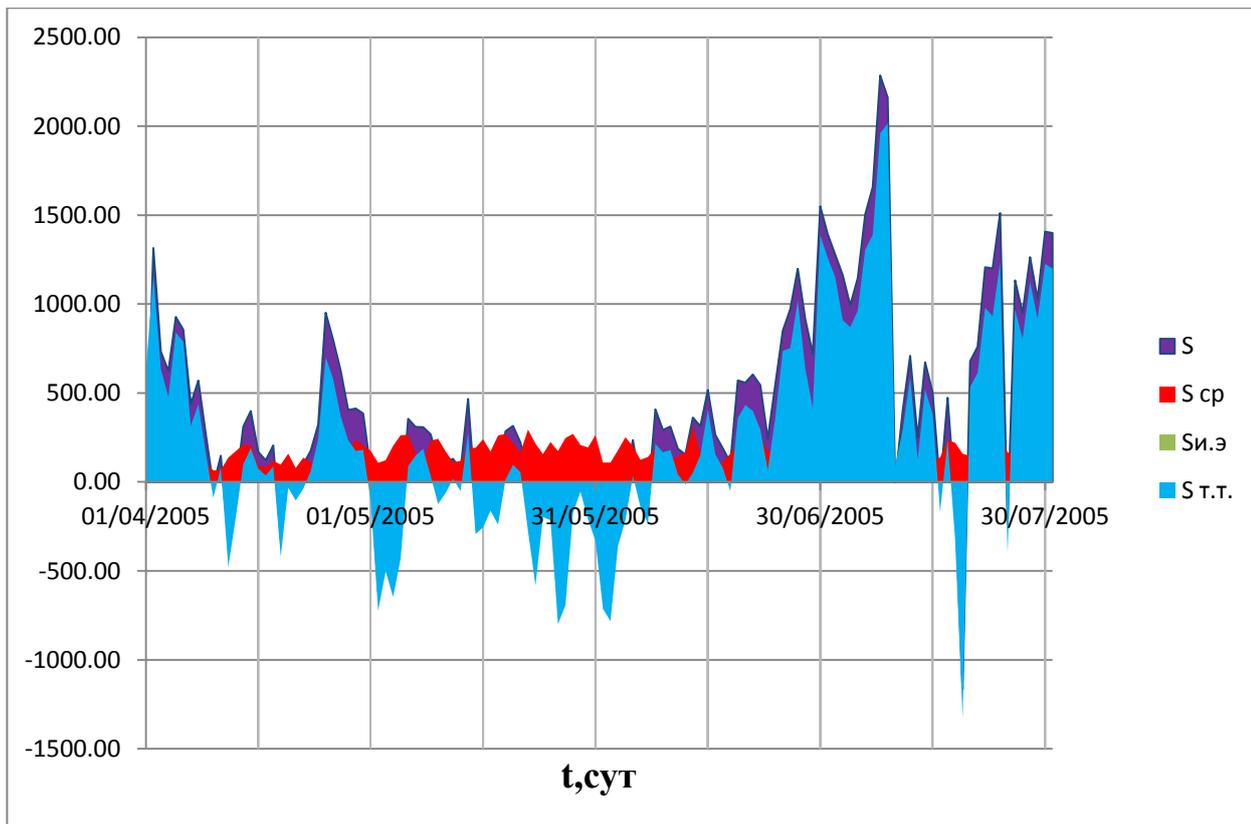


Рис.7 График зависимости составляющих теплового баланса от времени (для зоны 2)

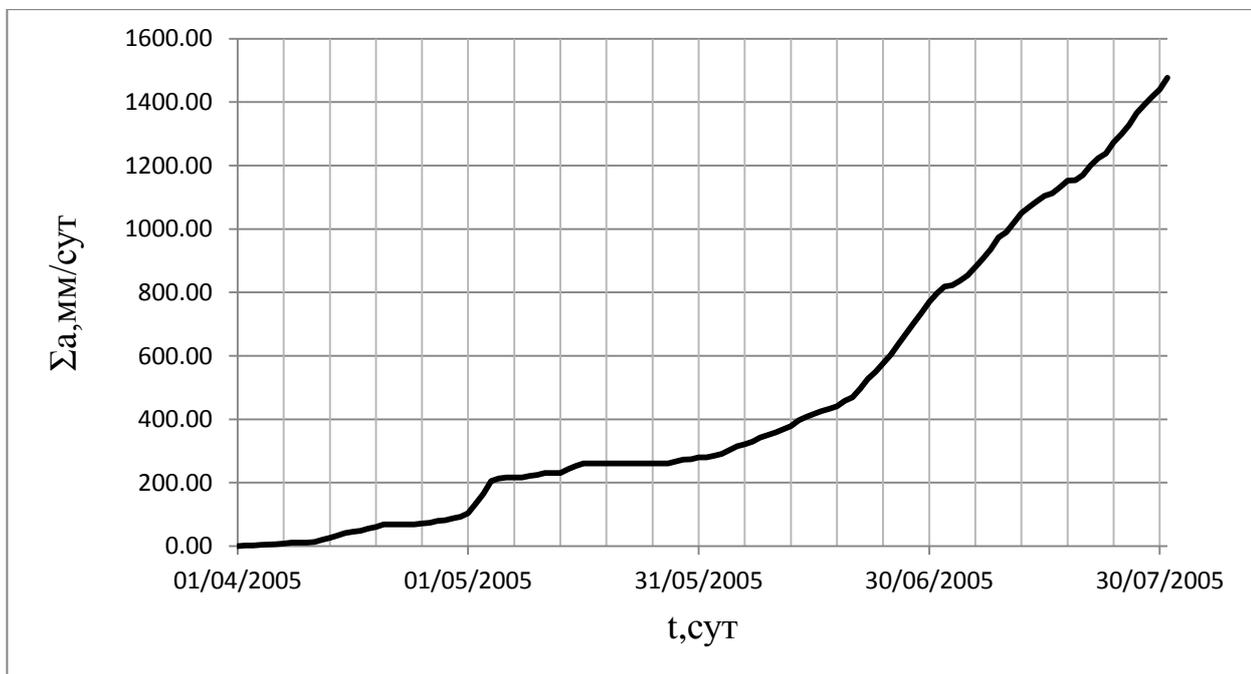


Рис.8 График зависимости суммарного слоя воды ,образовавшейся под действием снеготаяния от времени (для зоны 2).

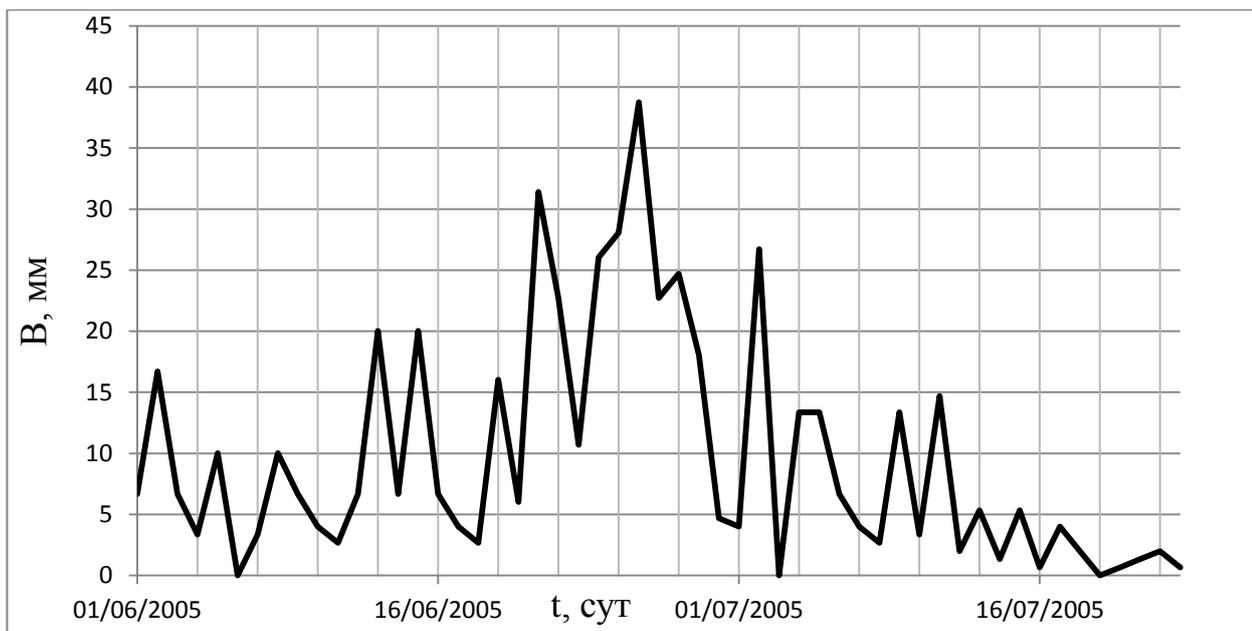


Рис.9 График суточных значений водоотдачи из снега.

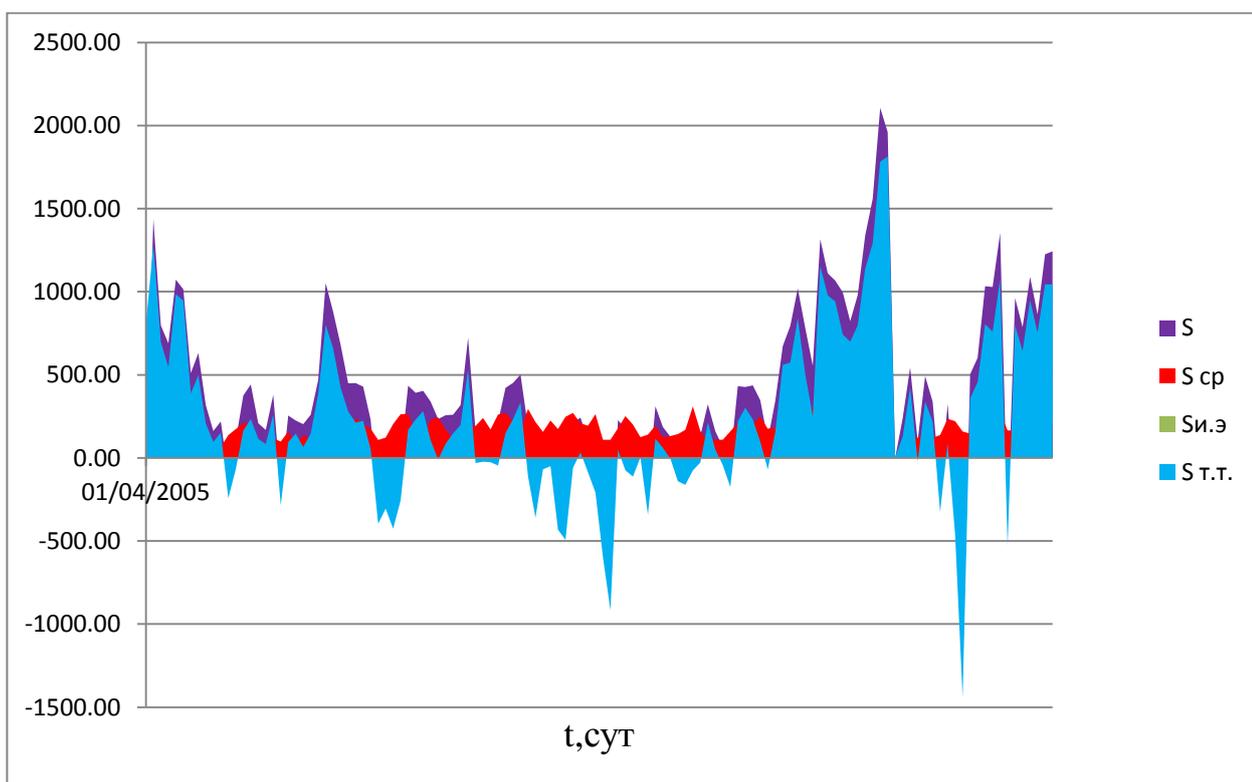


Рис. 10 График зависимости составляющих теплового баланса от времени (для зоны 3).

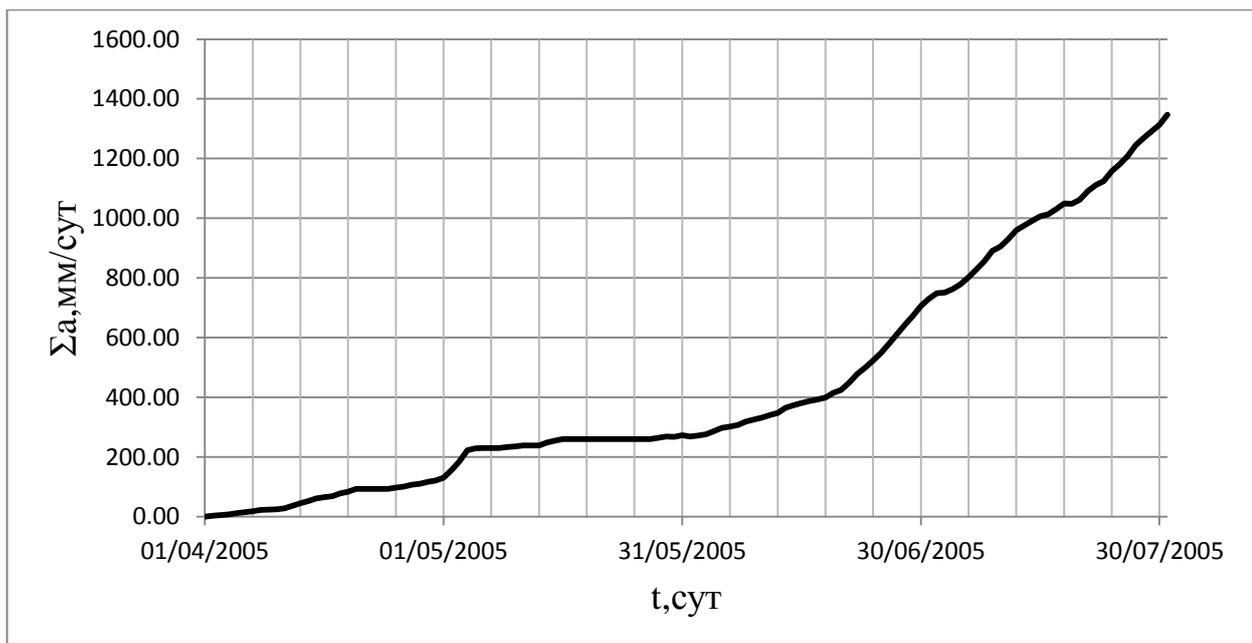


Рис.11 График зависимости суммарного слоя воды ,образовавшейся под действием снеготаяния от времени (для зоны 3).

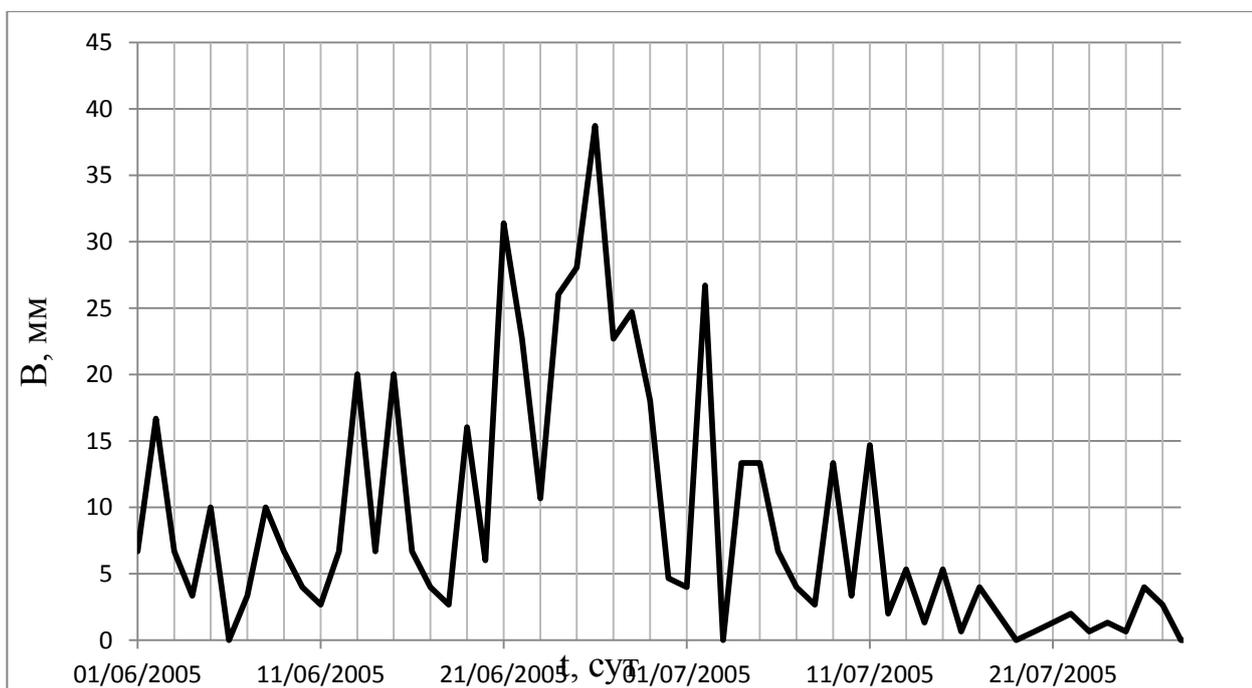


Рис.12 График суточных значений водоотдачи из снега (для зоны 3)

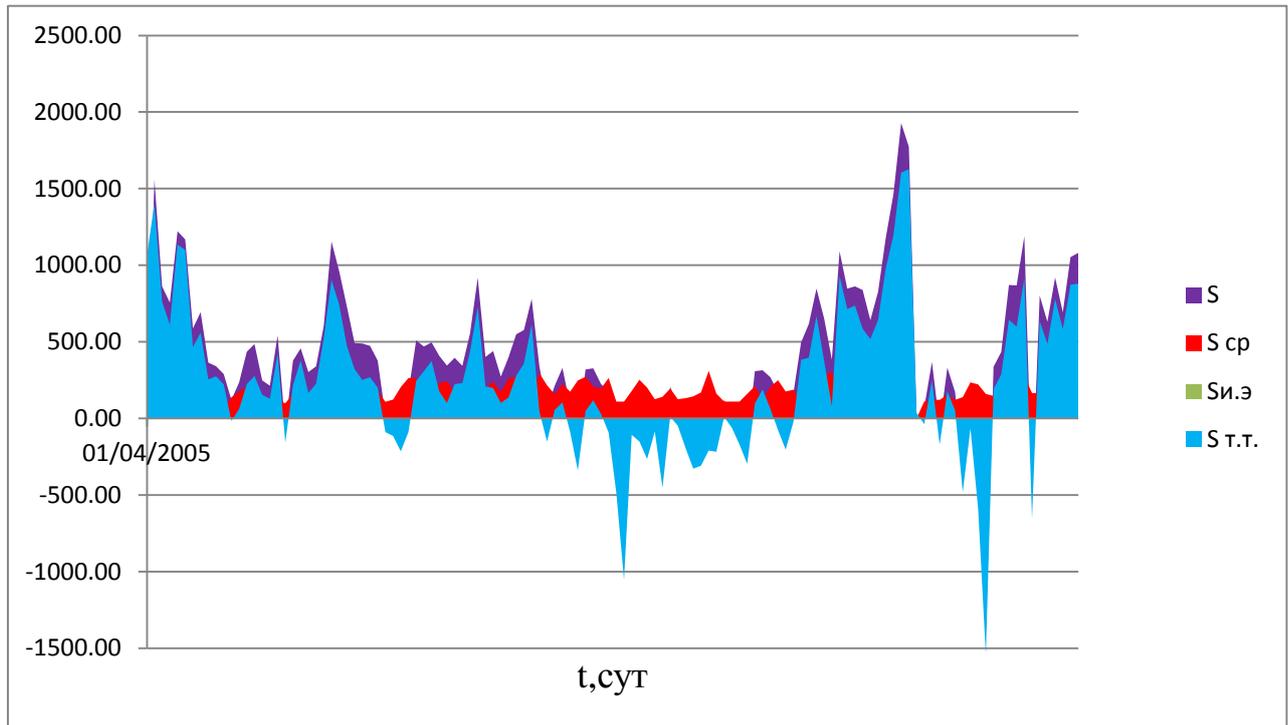


Рис.13 График зависимости составляющих теплового баланса от времени (для зоны 4)

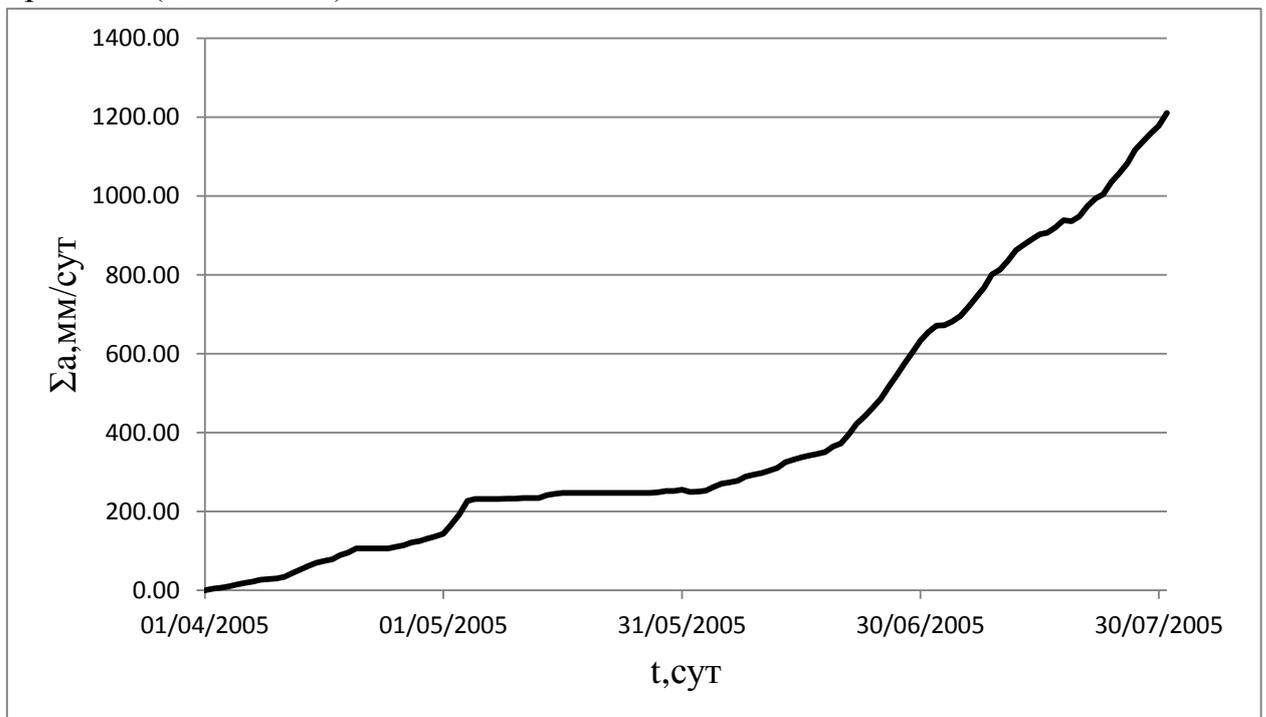


Рис.14.График зависимости суммарного слоя воды , образовавшейся под действием снеготаяния от времени (для зоны 4).

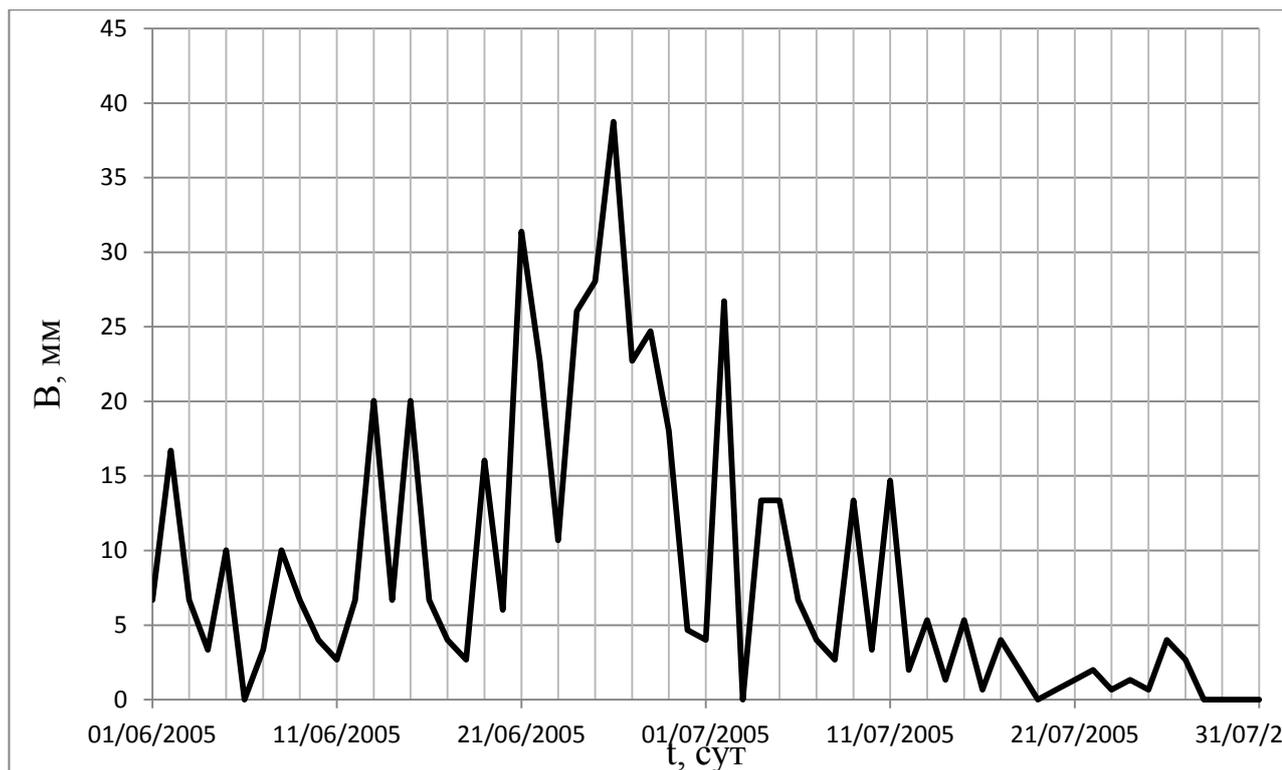


Рис.15 График суточных значений водоотдачи из снега (для зоны 4).

3.2. Анализ результатов

На представленных графиках мы видим изменчивость составляющих теплового баланса в течение периода таяния, наибольший вклад в расчет притока тепла оказывает турбулентный теплообмен т.е. процесс переноса тепла из одной среды в другую, возникающий при различии температур верхнего слоя воды и приводного слоя воздуха. Обращают на себя внимание также отрицательные значения турбулентного теплообмена, что можно объяснить резкими скачками температуры воздуха (09.04.2005 - 12°C, 10.04.2005 -3.5°C). Эффективное излучение ($S_{э.и}$) практически не оказывает влияние на значения суммарного притока тепла к снежному покрову, на протяжении всего периода снеготаяния с апреля по август значения колеблются в пределах от 0.015 до 0 кал. Значения суммарной солнечной радиации, поглощенной снежным покровом, изменяется в пределах от 310 до 66 кал.

За дату начала снеготаяния принимаются первые сутки, в которые а составляет не менее 3 мм/сут., следовательно 02.04. ,однако в период с апреля по июнь наблюдаются отрицательные значения слоя талой воды, образовавшееся под действием радиационной и адвективной составляющей, поэтому за начало интенсивного снеготаяния берется дата, после которой отрицательные значения не наблюдаются. В среднем по зонам это начало июня, примерно 01.06..Водоотдача из снежного покрова началась в тот же день, что и интенсивное снеготаяние, что мы можем наблюдать на приведенных графиках. Пик водоотдачи приходится на конец июня, в период с 21.06. по 01.07.Расчет водоотдачи заканчивается при нулевых значениях W . Для морены расчет заканчивается 12.07, для зоны 1 -16.07, зоны 2-23.07, зоны 3-27.07, зоны 4 -31.07.Для убедительности, в том, что расчет произведен верно, сравним фактические данные, а именно запас воды в снежном покрове перед началом таяния (h_{cp}) и суммарную интенсивность водоотдачи ΣW . В нашем случае для морены $h_{cp}=234$ мм, для ледника $h_{cp}=668$ мм. Интенсивность водоотдачи для морены и ледника равна 233,6 мм и 665 мм соответственно, что говорит о полном стаивании снежного покрова с поверхности водосбора. Следовательно, также и о полном отсутствии условий для накопления снега, что подтверждают натурные гляциологические наблюдения за состоянием ледника Альдегонда.

Рассчитаны значения суммарных слоев стаивания на каждые сутки (Σa) для каждой зоны. Для морены, зоны 1,2,3,4 на леднике значения равны соответственно 1774 мм/сут,1621 мм/сут,1477 мм/сут,1347 мм/сут,1210 мм/сут.

3.3. Выводы.

Выполненный расчет полностью соответствует заявленной концептуальной модели. Расчет по эмпирическим формулам определения составляющих теплового баланса по данным стандартных

метеорологических наблюдений с использованием данных метеостанции в пос. Баренцбург показал, что максимальное снеготаяние происходит в начале июня, а к середине июля снег успевает стаять со всей территории водосборного бассейна, не создавая условий для положительного баланса массы ледника. Дальнейшее формирование стока реки Альдегонда происходит за счет таяния ледника, поэтому планируется привлекать модель таяния ледника и получать расход воды на замыкающем створе. Ввиду того, что на реке Альдегонда проводятся наблюдения за стоком, можно провести сравнение фактических и измеренных расходов воды.

Так как приведенный расчет полностью зависит от метеорологических данных, необходимо тщательное изучение метеорологических условий в районе ледника Альдегонда. Точность дальнейших расчетов может быть скорректирована путем установки дополнительного оборудования, а именно метеостанции НОВОУ30, установленной на ригеле ледника Альдегонда в 2015 году.

Необходимо увеличить период наблюдения за стоком реки Альдегонда. Экспедиция проводится с начала июля по август, в результате чего, большой период стока не охватывается для дальнейшего изучения.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В последние годы Арктический регион обнаруживает наибольшие уровни проявления признаков потепления. Сокращаются территории распространения ледников на суше, что ставит перед нами огромное количество нерешенных задач. Изучение интенсивности снеготаяния и водоотдачи всегда актуально, поскольку помогает произвести оценку стока с данной территории. Изменение данных составляющих водного баланса могут служить своеобразным индикатором, происходящих климатических и антропогенных изменений природной среды.

В данной работе собраны экспедиционные материалы исследований водосборных бассейнов рек Шпицбергена, в основном бассейна реки Альдегонда. Произведен расчет снеготаяния на водосборе реки Альдегондарасчетными методами на основе данных снегомерных съемок и стандартных метеорологических наблюдений. Создана подробная методика о процессе снегонакопления и водоотдачи на водосборе реки Альдегонда, которая может быть перенесена на любой подобный водосбор.

Создание подобной расчетной методики, адаптированной к водосборам, расположенным в разных высотных зонах, позволяет найти подход к решению актуальных в настоящее время проблем. Например, позволяют ли снеготаяния на леднике Веринг обеспечить водой озеро Биенда-Стемме которое является источником водоснабжения питьевой водой пос.Баренцбург? Ежегодное сокращение площади ледника, плохая изученность хода таяния ставят под угрозу регулярные поставки питьевой воды. Для изучения данной проблемы необходимы натурные исследования на леднике Веринг, а также Альдегонда в весенний период.С помощью методики будет получена полная информация о ходе таяния ледника и решен главный вопрос «Стоит ли под угрозой водоснабжение питьевой водой пос.Баренцбург?»

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Изучение метеорологического режима и климатических изменений в районе архипелага Шпицберген. Экспедиция «Шпицберген-2003». Отчет о НИР. Рук. С. М. Прямиков, ААНИИ, Спб, 2003, Фонды ААНИИ инв. №Р-5513, 214 с.
2. Изучение метеорологического режима и климатических изменений в районе архипелага Шпицберген. Экспедиция «Шпицберген-2004». Отчет о НИР. Рук. С. М. Прямиков, ААНИИ, Спб, 2004, Фонды ААНИИ инв. №Р-5514, 157 с.
3. Изучение метеорологического режима и климатических изменений в районе архипелага Шпицберген. Экспедиция «Шпицберген-2005». Отчет о НИР. Рук. С. М. Прямиков, ААНИИ, Спб, 2005, Фонды ААНИИ инв. №Р-5547, 214 с.
4. Изучение метеорологического режима и климатических изменений в районе архипелага Шпицберген. Экспедиция «Шпицберген-2006». Отчет о НИР. Рук. С. М. Прямиков, ААНИИ, Спб, 2007, Фонды ААНИИ инв. №Р-5607, 210 с.
5. Изучение метеорологического режима и климатических изменений в районе архипелага Шпицберген. Экспедиция «Шпицберген-2007». Отчет о НИР. Рук. С. М. Прямиков, ААНИИ, Спб, 2007, Фонды ААНИИ инв. №Р-5637, 164 с.
5. Изучение метеорологического режима и климатических изменений в районе архипелага Шпицберген. Экспедиция «Шпицберген-2008». Отчет о НИР. Рук. С. М. Прямиков, ААНИИ, Спб, 2008, Фонды ААНИИ инв. №Р-5731, 191 с.
6. Изучение метеорологического режима и климатических изменений в районе архипелага Шпицберген. Экспедиция «Шпицберген-2009». Отчет о

НИР. Рук. С. М. Прямиков, ААНИИ,Спб,2009,Фонды ААНИИ инв.№Р-5833,237 с.

7.Изучение метеорологического режима и климатических изменений в районе архипелага Шпицберген. Экспедиция «Шпицберген-2010».Отчет о НИР. Рук. С. М. Прямиков, ААНИИ,Спб,2010,Фонды ААНИИ инв.№Р-6004,157 с.

8.Изучение метеорологического режима и климатических изменений в районе архипелага Шпицберген. Экспедиция «Шпицберген-2011».Отчет о НИР. Рук. Л. М.Саватюгин, ААНИИ,Спб,2011,Фонды ААНИИ инв.№Р-6005,202 с.

9.Изучение метеорологического режима и климатических изменений в районе архипелага Шпицберген. Экспедиция «Шпицберген-2012».Отчет о НИР. Рук. Л. М.Саватюгин, ААНИИ,Спб,2012,Фонды ААНИИ инв.№Р-6059,157 с.

10.Изучение метеорологического режима и климатических изменений в районе архипелага Шпицберген. Экспедиция «Шпицберген-2013».Отчет о НИР. Рук. Л. М.Саватюгин, ААНИИ,Спб,2013,Фонды ААНИИ инв.№Р-6137,202 с.

11.Изучение метеорологического режима и климатических изменений в районе архипелага Шпицберген. Экспедиция «Шпицберген-2014».Отчет о НИР. Рук. Л. М.Саватюгин, ААНИИ,Спб,2014,Фонды ААНИИ инв.№Р-202 с.

12.Изучение метеорологического режима и климатических изменений в районе архипелага Шпицберген. Экспедиция «Шпицберген-2015».Отчет о НИР. Рук. Л. М.Саватюгин, ААНИИ,Спб,2015,Фонды ААНИИ инв.№О-3900,204 с.

13. А.М.Догановский, В.Г.Орлов Сборник практических задач по определению основных характеристик водных объектов суши (практикум по гидрологии),Санкт-Петербург,2011,313с.

14..Бельчиков В.А. Расчет гидрографа половодья с учетом динамики потерь стока. – Труды ГМЦ , 1969,вып. 72, с. 23-33.

15.Бельчиков В.А.Корень В.И.,Кучмент Л.С. Математическое моделирование процессов формирования стока на водосборе . – Труды ГМЦ,1972,вып. 81,с. 3-32.

- 16.Боровикова Л.Н. Математическое моделирование формирования снежного покрова и расчет поступления воды на поверхность горного бассейна.- Тр.САНИГМИ,1968, вып. 39 (54) ,с. 37-43.
- 17.Грушевский М.С.О математическом моделировании процесса формирования речного стока.
- 18.Денисов Ю.М Модель формирования снежного покрова в горных бассейнах-Метеорология и гидрология,1967,№ 5, с. 75-81.
- 19.Ковзель А.Г. Упрощенная схема расчета водоотдачи из снега. – Труды ГГИ, 1962, вып.99,с. 141-176.
- 20.Комаров В.Д., Макарова Т.Т.,Синегуб Е.С. Расчет гидрографа половодья небольших равнинных рек на основе данных об интенсивности снеготаяния.. – Труды ГМЦ,1964,вып.37 с. 3-30.
- 21.Корень В.И.. Бельчиков В.А. Учет динамики потерь при расчете гидрографа весеннего половодья – Метеорология и гидрология, 1970 ,№ 11 с. 65-69.
- 22.Кузьмин П.П. Процесс таяния снежного покрова. – Л.,Гидрометеиздат,1961, с.345
- 23.Шикломанов И.А.Об использовании электромоделирующего устройства для расчета гидрографов паводков. – Труды ЛЛГМИ,1964,вып.26, с.3-16.
24. Наставления гидрометеорологическим станциям и постам-вып. 6, ч. II., Л.: Гидрометеиздат, 1972. — 266 с.
- 25.В.С.Корякин Маршрутами гляциолога.- М.: Мысль, 1981. — 128 с., 8 л. Ил
26. Лалетин Н.А. Пути поступления, миграция и накопление стойких органических загрязнителей в компонентах природной среды архипелага Шпицберген.-Санкт-Петербург,2013г
- 27.Демешкин А.С Геоэкологическая оценка состояния природной среды в районе расположения Российского угледобывающего рудника Баренцбург на архипелаге Шпицберген.-РГГМУ,Санкт-Петербург,
- 28.Лаврентьев И.И. Строение и режим ледников Земли Норденшельда по данным дистанционных исследований.-Москва,2008.

Интернет-ресурсы

http://rp5.ru/Погода_в_Баренцбурге

