Министерство образования и науки Российской Федерации

Сахалинский Государственный Университет

Естественно-научный факультет

Кафедра ботаники и экологии

**РЕФЕРАТ**

на тему:

**«Cнежный покров и метели, их климатическое значение»**

Выполнила:

студентка 211 группы

специальность «экология»

Пенязь С.В.

Проверила:

КБН доцент

Денисова Я.В.

Южно-Сахалинск

2007

**СОДЕРЖАНИЕ**

Введение

1. Снежный покров

2. Радиационные свойства снега

3. Классификация метелей

4. Снежный покров Сахалинской области

5. Климатическое значение снежного покрова

Заключение

Литература

**ВВЕДЕНИЕ**

Снег – один из видов природных льдов Земли. К ним относятся, кроме снега, ледники, ледяной покров озер, рек и морей, шуга, подземные льды, наледи, изморозь, иней, град, ледяные включения в мерзлых грунтах.

Снег – решающий погодный фактор, он оказывает влияние на все отрасли народного хозяйства и особенно в районах сурового климата.

Наука о природных льдах называется ***гляциологией***от латинского слова «гляциес», означающего холод лед. Долгое время гляциология считалась чисто описательной наукой о ледниках, и только о ледниках. В шестидесятых годах среди гляциологов СССР разгорелась дискуссия о том, считать или не считать снег и снежный покров предметом гляциологии (Дюнин, 1983).

В настоящее время снеговедение «вторглось» в гляциологию всерьез и навсегда. Теперь не только в России, но и во всем мире гляциология считается наукой, изучающей все виды природных льдов, в том числе и снега.

Сама гляциология как новая наука превращается из описательно-географической в количественную, физическую науку. Такой же представляется и ее ветвь – снеговедение, или ***хионология***. Снеговедение, бурно развивающееся в СССР и за рубежом, становится серьезной, многосложной современной дисциплиной, общенаучная значимость которой весьма велика. В становление и развитии снеговедения неоценимы заслуги выдающегося физико-геогрофа профессора Гавриила Дмитриевича Рихтера. В 1965 году им опубликован первый в мире «Словарь основных терминов и понятий по снеговедению», где снеговедение понимается как «часть гляциологии, посвященная всестороннему изучению снега и снежного покрова» (Дюнин, 1983).

**Снежный покров**

При устойчивых отрицательных температурах воздуха снег, выпавший на земную поверхность, остается лежать на ней в виде снежного покрова. В высоких полярных широтах (Антарктида, Гренландия, Арктический бассейн) снежный покров сохраняется круглый год. В умеренных и тропических широтах снег удерживается круглый год только на больших высотах в горах. На равнинах умеренных широт снежный покров стаивает весной и устанавливается вновь осенью.

В таянии снежного покрова основную роль играет перенос теплых воздушных масс с температурой выше нуля. Нагревание снега солнечной радиацией имеет второстепенное значение вследствие большого альбедо снега. Только загрязненный снег, например в городах, нагревается солнечными лучами больше и тает быстрее, чем чистый.

В снежном покрове содержится много воздуха, поэтому его плотность небольшая: масса 1 м³ снега равна 20 – 200 кг, т.е. плотность снега составляет всего 0,02 – 0,2 кг/м³ от плотности воды. Такой рыхлый снежный покров обладает наименьшей теплопроводностью. За зиму снежный покров слеживается и уплотняется. Особенно увеличивается его плотность при оттепелях или весенних дождях. В Санкт-Петербурге средняя плотность снежного покрова растет от 0,14 в ноябре до 0,32 в апрели. Если поверхность снега подтаивает, а затем снова подмерзает, образуется твердая ледяная корка – наст (Хромов, Петросянц, 2004).

Устойчивый снежный покров не образуется так далеко в низких широтах, как само выпадение снега. В отдельные дни снег может выпадать и в очень низких широтах (до 20-25° с.ш. на суше), но он тут же тает. Выпадение снега в равнинных местностях наблюдается почти по всей Европе, кроме крайнего юго-запада. Например, в Южной Италии за год бывает в среднем один день со снегом и снежный покров не устанавливается. На побережье Северной Африки, в Сирии и Палестине снег выпадает 1 раз в год или еще реже. На территории России снег выпадает повсеместно. В большей части страны снег составляет 25-30% годовой суммы осадков. На Южном берегу Крыма, в низинах Закавказья и на юге Туркменистана в отдельные годы снег не выпадает. Устойчивый снежный покров в этих районах либо не устанавливается вовсе, либо лежит очень не долго. На Мексиканском нагорье он выпадает почти до 19° с.ш., но южная граница снежного покрова и здесь лежит в более высоких широтах.

В России первый снежный покров появляется на Новосибирских островах в среднем в конце августа, на крайнем северо-востоке – в начале октября, в Санкт-Петербурге – в конце октября, в Москве – в начале ноября, а на южном берегу Крыма и в Средней Азии – в первой декаде января. На возвышенностях снежный покров устанавливается раньше, чем на низменностях. Колебания в дате первого появления снежного покрова в отдельных местах возможны от 35 до 85 дней (Хромов, 2004).

Устойчивый снежный покров не устанавливается сразу. Вскоре после появления покров может сойти при оттепелях, затем образуется снова и т.д. устойчивый покров, сохраняющийся до весны, удерживается на почве в среднем от одного месяца на юго-западе Украины до 7 месяцев на северо-востоке европейской части России. На южных островах Северной Земли он удерживается свыше 9 месяцев. На Южном берегу Крыма снег лежит менее 10 дней, на юго-восточном побережье Каспия – менее 4 дней.

Наибольшей высоты снежный покров достигает на юге европейской части России к началу февраля; затем начинается его сход. На крайнем северо-востоке европейской части России наибольшая высота достигается только к апрелю. К концу февраля на Южном берегу Крыма и в Туркменистане снега уже не остается, а на Северной Земле он лежит до начала июля.

Высота снежного покрова тем больше, чем больше осадков выпадает при отрицательных температурах и чем меньше в зимний период оттепелей. В многолетнем среднем очень высокий снежный покров внутри Камчатки (до 100 см) и еще больше на ее юго-восточном побережье (до 150 см в защищенных местах, а в горах и до 300 см ). Так же высок снежный покров и на Сахалине. Снежный покров до 90 см и более наблюдается на Северном Урале и в западных предгорьях Среднесибирского плоскогорья. К югу и западу от этого района высота снежного покрова убывает. В большинстве районов европейской части России она свыше 50 см. В Москве снежный покров достигает к первой декаде марта 60 см, в Санкт-Петербурге – 50 см. К югу высота снежного покрова убывает. На северных берегах Черного, Азовского и Каспийского морей она менее 10 см.

В особенно снежные годы снежный покров на западе страны в 4 раза больше многолетнего среднего, на северо-востоке – в 1,5 – 2 раза.

Распределение снежного покрова в сильной степени зависит от топографии и орографии местности. В низких местах рельефа снежный покров имеет большую высоту, так как снег наносится туда ветром; на возвышенностях снежный покров, наоборот, тоньше из-за ветрового сноса. При переносе снега ветром особенно много его накапливается у препятствий (заборов, лесных посадок и др.), где высота покрова возрастает. На этой закономерности основаны мероприятия по задержанию снега на полях и по защите железных дорог от снега. Очень высок снежный покров на наветренных склонах гор и на перевалах. В районе горы Ачишхо (Закавказье) снежный покров к концу зимы достигает в среднем 4 – 5 м, а в отдельные годы – 7 – 8 м. Нередко снег переносится ветром и накапливается на подветренных склонах гребней горных хребтов, создавая повышенную лавиноопасность (Хромов, 2004).

**Радиационные свойства снега**

Очень своеобразны особенности теплообмена снега с окружающей средой, осуществляемого в форме лучистой энергии.

Снег поглощает и отражает солнечные лучи, то есть прямую солнечную радиацию. Но на поверхность снежного покрова попадает не вся радиация, непосредственно излучаемая Солнцем. Проходя атмосферу, она ослабляется и частично рассеивается капельками воды, пыли, газами воздуха. Некоторая доля рассеянной солнечной радиации возвращается в Космос, но заметная ее часть попадает на земную поверхность. Достигающие снега прямая и рассеянная радиации составляют полную, или суммарную, солнечную радиацию.

Солнечная радиация имеет широкий диапазон длин волн – от коротковолновых фиолетовых лучей до длинноволновых красных, включая ультрафиолетовую и инфракрасную части спектра.

Излучает не только Солнце, но и сама Земля, и ее атмосфера, подчиняясь общему закону Стефана-Больцмана для изучения любых тел.

Изучение атмосферы и поверхности Земли преимущественно «красное», длинноволновое. Снег поглощает и отражает все перечисленные виды радиации (Дюнин, 1983).

Однако снег не может только поглощать и отражать внешние потоки радиационной энергии, не излучая сам. Он в любых условиях, даже при жесточайших морозах, излучает длинноволновую инфракрасную радиацию, невидимую глазом.

Каков же коэффициент излучательной способности для снега?

Снег излучает почти точно так же, как абсолютно черное тело. Более того, снег в этом смысле наиболее «черен» по сравнению со всеми другими природными образованиями на поверхности Земли.

П.П. Кузьмин объясняет это свойство тем, что поверхность снежного покрова имеет огромное количество пор сложной формы с очень маленькими «выходами» на поверхность. Известно, что можно создать искусственную модель абсолютно черного тела в виде так называемого «черного поглотителя», взяв сосуд с небольшим входным отверстием. Через него лучи проникают и выходят, претерпевая множество отражений, намного ослабляющих их энергию. Например, раскрытые окна домов, малые в сравнении с размерами комнат, извне кажутся черными, независимо от цвета комнатных стен. Поры снежного покрова играют, по-видимому, роль таких черных поглотителей (Дюнин, 1983).

Коэффициент излучательной способности «стареющего» снежного покрова падает, так как уменьшается количество поровых отверстий, выходящих на поверхность. Сами отверстия становятся крупнее за счет укрупнения зерен снега и его фирнизации. Долго пролежавший, тусклый и даже грязный снег оказывается «белее» свежевыпавшим!

Полнота поглощения снегом потоков радиационной энергии зависит от прозрачности снега, от его светопроницаемости. По П.П. Кузьмину, солнечные лучи способны пронизывать снег на глубину до 30 – 70 см в зависимости от его структуры, плотности, влажности и чистоты. Зимой сухой снежный покров глубиной 0,5 м и более можно считать практически непроницаемым для солнечной радиации. Мокрый весенний снег непроницаем для лучей при толщине 10 – 30.

Коэффициент отражения солнечной радиации (альбедо снега), как правило, очень велик. Для плотного чистого снега он колеблется от 0,85 до 0,95, а в Арктике и Антарктике альбедо снега достигает 0,98, т.е. почти вся энергия солнечной радиации, падающая на снег, им отражается и большей частью уходит безвозвратно в Космос. Это приводит к значительному охлаждению территории.

Снег отражает солнечные лучи не как зеркало, расположенное горизонтально, а как матовая поверхность, равномерно рассеивающая свет вовсе стороны. Это объясняется разнообразной ориентировкой множества поверхностных снежинок. Лишь не более 3% всех кристалликов случайно оказываются наклоненными почти горизонтально. Только они отражают лучи зеркально, вызывая всем знакомый эффект искристости снега: видны крупные блестки, отливающие иногда цветами радуги. Искристость снега в лунные ночи создает неизгладимое впечатление (Дюнин, 1983)!

**Классификация метелей**

Любая наука, становясь на ноги, прежде всего, создает свой язык, терминологию, классификацию изучаемых ею фактов. «Метелеведение» практически не имело своего общепризнанного языка, классификаций вплоть до пятидесятых годов нашего столетия.

Метелью называется атмосферное явление, состоящее в переносе снега более или менее сильным ветром.

Метель – очень сложное природное явление. Ветровой поток с включением снега ведет себя иначе, чем чистый ветер, так как метелевые снежинки влияют на скорость и турбулентность ветра. В метели принимают участие как снег, отложенный на поверхности земли, так и зародившийся в облаках и еще не достигший земли. Проведение и закономерности метелей существенно зависят от рельефа (орографии) местности. Наконец, действие метели определяется силой ветра, массой поднятого им снега и характером движения метелевых снежинок. Поэтому метели в настоящее время классифицируются по нескольким признакам (Дюнин, 1983).

По признаку источника появления несомых ветром снежинок различают:

1. ***верховую метел*ь** – снегопад при ветре до приземления атмосферных снежинок, после чего они становятся уже частицами снежного покрова. В верховой метели участвуют только атмосферные снежинки. Верховая метель в чистом виде наблюдается, например, если снег выпадает при ветре над кустарником, лесом, незамерзшим водоемом. Верховая метель условно отличается от спокойного снегопада по скорости ветра. Снегопад считается спокойным, если скорость ветра на высоте 10 м (примерная высота флюгеров метеорологических станций) не превышает 3 м/с;
2. ***низовую метель***, при которой снег поднимается ветром с поверхности снежного покрова. Если перенос снега ветром ограничивается самым нижним слоем атмосферы, непосредственно над снежным покровом (несколько сантиметров или дециметров), явление называют поземкой.
3. ***общую метель***, когда снег выпадает при достаточно сильном ветре и практически нельзя различить, в какой мере ветер переносит выпадающий снег, а в какой мере он срывает снег с поверхности снежного покрова (Хромов, 2004).

Метели могут приводить к перераспределению снежного покрова в горизонтальном направлении, к накапливанию сугробов снега у препятствий, к снежным заносам на дорогах и др. Особенно сильны они в России (пурга, буран), в Северной Америке (где сильные метели носят название близзардов), в Арктике и Антарктике. На окраинах Антарктического материка, где скорость ветра очень велика и снежный покров зимой сухой и рыхлый, метели достигают особенно большой силы.

Для низовой метели помимо скорости ветра важно состояние снежного покрова. Если температуры близки к нулю и снежный покров, слежавшийся и влажный, срыв снега ветром с поверхности покрова затруднен или невозможен. Особенно неблагоприятно для развития метели образование наста на поверхности снежного покрова. Таким образом, низовая метель наиболее вероятна при свежевыпавшем снеге и довольно низких температурах воздуха.

Для общей метели нужно сочетание достаточно сильного ветра со снегопадом, в особенности обложным. При ливневом снеге метель может быть сильной, но непродолжительной (Хромов, Петросянц, 2004).

По признаку рельефа подстилающей поверхности различают: 1) метели на равнинной и слабо пересеченной местности и 2) горные метели.

По признаку силы ветра, скорость которого измеряется на высоте флюгера метеорологических станций, выделяются следующие виды метелей: 1) слабые при скорости ветра менее 10 м/с; 2) обычные при скорости ветра от 10 до 20 м/с; 3)сильные при скорости ветра от 20 до 30 м/с; 4) очень сильные при скорости ветра от30 до 40 м/с и 5)сверхсильные при скорости ветра свыше 40 м/с.

Метели двух последних категорий можно назвать катастрофическими, так как они сопровождаются колоссальными заносами и нередкими разрушениями строений.

По насыщенности снегом различаются: 1) насыщенные метели, когда ветровой поток переносит количество снега, соответствующее его максимальной транспортирующей способности. «Грузоподъемность» низовой метели, как будет показано ниже, имеет предел, зависящий главным образом от скорости ветра; 2) ненасыщенные метели, когда вес снега, переносимого ветром, меньше максимума, насыщающего ветровой поток. Обе группы относятся только к низовым метелям.

Известны следующие способы движения метелевых частиц:

при верховой метели 1) падение атмосферных снежинок;

при низовой метели 2) влечение вдоль поверхности снежного покрова или земли; 3) сальтация, или прыжки, когда снежинки подскакивают сперва почти вертикально вверх, а затем снижаются по отлогой кривой; 4) витание, или диффузия, когда снежинки, сорванные со снежного покрова, поднимаются ветром и витают высоко над поверхностью земли.

Метель, как пылевая буря, способна формировать рельеф снежного покрова, вдоль которого она мчится. При малых скоростях ветра на поверхности снега отчетливо виден тонкий вибрирующий слой влекомых снежинок, постепенно создающих правильную рябь, похожую на рябь пустынных барханов и на подводную рябь песчаных пляжей. При усилении ветра на поверхности снега появляются своеобразные волны барханчики, медленно перемещающиеся в направление ветра. Эти и другие формы рельефа, образующиеся в результате метели, сами оказывают влияние на структуру метелевого потока (Дюнин, 1983).

**Снежный покров Сахалинской области**

Осадки, выпадающие в холодный период, образуют устойчивый снежный покров в течение всей зимы. Снежный покров появляется 16 – 31 октября в северной и средней частях и 1 – 15 ноября на юге. Устойчивый снежный покров формируется в течение ноября (с 1 ноября на севере до 5 декабря на юге). К третьей декаде ноября он в большинстве районов достигает высоты 15 – 30 см, которая является достаточной для предохранения посевов и многолетних трав от вымерзания. К концу зимы высота снежного покрова на открытых для ветра полях достигает 30 – 70 см, на закрытых участках (полянах, в лесу под кронами деревьев) она местами бывает более 1 м. Особенно глубокий снег наблюдается в понижениях рельефа: в долинах рек, распадках, ущельях и пр. Например, на метеорологической станции Краснополье, расположенной в хорошо защищенной горами долине, высота снежного покрова достигает 90 см, в то время как совсем рядом на побережье (ст. Углегорск) она не составляет и 25 см (Земцова, 1968). Для построения карты высот снежного покрова использованы многолетние данные стационарных наблюдений на защищенных от ветра участках. Общий характер распределения снежного покрова по территории острова мало чем отличается от характера распределения осадков. Наибольшей высоты (более 1 м) он достигает на юго-востоке Восточно-Сахалинского хребта. Здесь даже на побережье средняя высота снега достигает 110 см (ст. Усть-Мелкая). Почти такая же высота снежного покрова наблюдается на юго-восточных склонах средней части Западно-Сахалинского хребта (особенно на участке от ст. Матросово до ст. Восточный), а также в Южно-Камышовых и Сусунайских горах. Наименьшая высота снежного покрова (менее 70 см) отмечается на западном побережье горной части Сахалина и у юго-западного подножия Восточно-Сахалинского хребта. Таким образом, карта распределения снежного покрова позволяет сделать вывод о том, что в зимнее время года основным поставщиком влаги являются восточные и юго-восточные потоки морского воздуха. Высокий снежный покров в условиях сурового климата Сахалина является одним из основных факторов, определяющих существование на Сахалине представителей субтропической и широколиственной флоры (Земцова, 1968).

Продолжительность залегания снежного покрова изменяется от 250 дней на вершинах Восточно-Сахалинского хребта до 140 дней и менее на юге.

Разрушение устойчивого снежного покрова на юге и в средней части происходит в апреле (5 – 26 апреля), на севере и в горах – в мае (2 – 15 мая). Сход снежного покрова начинается на юге в конце апреля и заканчивается на севере к двадцатым числам мая, т.е. примерно через неделю после перехода средней суточной температуры воздуха через 0°. В отдельные годы могут быть значительные отклонения от указанных дат, т.е. снежный покров может устанавливаться или сходить на 10 – 15 дней раньше или позже средних сроков. В горных районах снежный покров обычно сходит намного позже. Даже в южной части Сахалина в ущельях среди гор снег часто удерживается до конца июня, на Восточно-Сахалинском хребте – до средины августа, а в отдельных местах среди гор сохраняется все лето (Земцова, 1968).

**Метели.** Выпадение снега часто сопровождается метелями. Больше всего метелей наблюдается на севере: от 40 до 57 дней за зиму. Они часто отмечаются на западном побережье, особенно в районе Углегорска – 53 дня за зиму. Меньше всего метелей бывает в долине р. Поронай – 19 метелей за зиму. В долине р. Тымь они возникают гораздо чаще – до 33 за зиму. На юго-востоке Сахалина число метелей изменяется от 22 в Долинске до 32 в Корсакове.

Метели могут возникать в период с ноября по апрель, в редких случаях они бывают в октябре и в мае. Чаще всего метели отмечаются в декабре: на севере и западном побережье в среднем до 215 дней и менее 10 дней в других районах (Земцова, 1968).

На севере Сахалина выпадение зимних осадков почти всегда связано с метелями. Например, в Охе в декабре в среднем бывает 15 дней с выпадением снега и 14 дней с метелями.

Наиболее интенсивные метели связаны с циклонами, возникающими в районе Японии и перемещающимися в Охотское море. Метели, связанные с прохождением западных циклонов не отличаются большой интенсивностью. В связи с тем, что метели на Сахалине в основном связаны с холодными фронтами, преобладающими ветрами при метелях являются ветры северных румбов. В большинстве районов это северо-западные ветры, но, например, на восточном побережье, прикрытом с запада горами, метели чаще бывают при северном ветре, на юго-западе при метелях велика повторяемость северо-восточных ветров.

Скорость ветра при метелях наиболее часто достигает 6 – 10 м/сек., но нередко она увеличивается до 10 – 15 м/сек. Метели при ветрах 20 – 25 м/сек. Наблюдаются не каждый год. За период (1947 – 1960 гг.) в Холмске были отмечены три случая метелей со скоростью ветра более 25 м/сек.

В большинстве случаев погода с метелями отмечается в течение 1 – 3 дней в месяц, но в отдельные месяцы она наблюдалась ежедневно 15 дней подряд. По ст. Пильво, где метели бывают часто, была подсчитана продолжительность метелей в часах. В среднем за период с 1947 по 1959 г. метель продолжалась: в декабре по 7,5 часа, в январе по 7,0 часа, в феврале по 7,2 часа (Земцова, 1968).

Поземки обычно наблюдаются при ясном небе и ветрах умеренной силы. При этом происходит перенос снега в самом приземном слое. Поземки играют большую роль в перераспределении снежного покрова. Продолжительность поземков примерно в два раза меньше, чем метелей. Например, на ст. Пильво в среднем за указанный выше период времени она была: в декабре 3,7 часа, в январе 4,0 часа, в феврале 3,6 часа.

Во всех районах Сахалина, кроме юго-западного, температура воздуха в дни с метелями несколько повышается по сравнению с холодными малооблачными днями. Это объясняется усилением скорости ветра при прохождении фронтов и увеличением облачности. В юго-западном районе на более теплом общем фоне декабрьские метели не вызывают значительных изменений температуры, а метели в январе – феврале обычно сопровождаются даже похолоданиями.

**Климатическое значение снежного покрова**

Снежный покров – продукт атмосферных процессов и, следовательно, климата, но в то же время он сам влияет на климат, как и на другие составляющие географического ландшафта. Температура на поверхности снежного покрова ниже, чем на поверхности почвы, не покрытой снегом, так как снег обладает исключительно высоким альбедо (80 – 90%). В то же время шероховатая поверхность снега сильно излучает. Малая теплопроводность снега приводит к тому, что потеря тепла с поверхности снежного покрова не покрывается притоком тепла из более глубоких его слоев и из почвы. Поэтому почва, покрытая снегом, сохраняет зимой достаточно высокую температуру. На этом основано и озимое земледелие: снежный покров предохраняет всходы от вымерзания. По наблюдениям в Павловске, поверхность почвы под снегом в январе в среднем на 15°С теплее, а за зиму на 5 – 7°С теплее, чем поверхность почвы, искусственно обнаженная от снега. Даже на глубине в несколько десятков сантиметров почва под снегом теплее, чем обнаженная почва.

В средней полосе Европейской территории России при снежном покрова высотой 40 – 50 см температура поверхности почвы под ним на 6 – 7°С выше, чем температура обнаженной почвы, и на 10°С выше, чем температура на поверхности снежного покрова. Зимнее промерзание почвы под снегом достигает глубины порядка 40 см, а без снега может распространяться до глубины более 100 см (Хромов, 2004).

Чем тоньше снежный покров зимой, тем сильнее промерзание почвы при прочих равных условиях. В Восточной Сибири и Забайкалье снежный покров очень невелик (в Забайкалье менее 20 см) вследствие господствующего там зимой режима высокого атмосферного давления, и температуры на поверхности снега зимой очень низкие. Поэтому в Иркутске, например, почва промерзает под снегом в среднем до глубины 177 см. В то же время в лесах Московской обл. почва под снегом обычно не промерзает вовсе.

Снежный покров охлаждает воздух. Над ним образуются значительные приземные радиационные инверсии температуры. Весной при таянии снежного покрова приток тепла идет на таяние снега, и температура воздуха остается близкой к нулю до тех пор, пока снег не стает. В теплом воздухе, перемещающемся над тающем снежный покровом, могут возникать так называемые весенние инверсии температуры. Запасы воды, накапливаемые за зиму в снежном покрове, примерно на 50% обеспечивают питание рек России. С весенним таянием снега связаны половодья на ее равнинных реках. Высота половодья зависит не только от накопленных за зиму запасов снега, но и от быстроты его таяния и от свойств поверхности почвы. Особенно высоки половодья, если снег осенью выпадает на замерзшую почву: весной талые воды вследствие этого не впитываются в почву, а стекают.

Наличие снежного покрова сильно повышает освещенность. Рассеянная радиация увеличивается вследствие отражения как прямой, так и рассеянной от снежного покрова и вторичного ее рассеивания, поэтому повышается и освещенность. Сильное отражение и рассеяние света в снежных горах могут вызвать временную слепоту у альпинистов. Особое значение имеет «снежная» добавка к рассеянной радиации в Арктике и Антарктике летом (Хромов, 2004).

**Заключение**

Таким образом, снежный покров самопроизвольно влияет на многие изменения климата. Он предохраняет почву зимой от чрезмерной потери тепла. Излучение идет с поверхности снежного покрова; почва под снегом остается более теплой, чем обнаженная почва. Суточная амплитуда температуры на поверхности почвы под снегом резко уменьшается.

Снежный покров предохраняет от вымерзания растительность, которая в свою очередь задерживает снег. И, например, если будет уничтожена растительность, задерживающая снег, то метели снимут снежный покров, обнажив грунт.

Исследования прогностических свойств снежного покрова открывают путь к созданию новых, значительно более надежных методик расчетов снеговых паводков и снегового стока, определение глубины сезонного промерзания грунта, прогноза условий снегозаносимости и лавинной опасности и т. д.

Снежный покров уменьшает потерю тепла почвой и колебания ее температуры. Но сама поверхность покрова сильно отражает солнечную радиацию днем и сильно охлаждается излучением ночью, поэтому она охлаждает и находящийся над ней воздух. Весной на таяние снежного покрова тратится большое количество тепла, которое берется из атмосферы; таким образом, температура воздуха над тающим снежным покровом остается близкой к нулю. Над снежным покровом часты и сильны инверсии температуры: зимой связанные с радиационным выхолаживанием, а весной – с таянием снега. Над постоянным снежным покровом полярных областей даже летом часты инверсии или изотермии.

Таяние снежного покрова обогащает почву влагой и имеет тем самым большое значение для климатического режима теплого времени года.

**Литература:**

1. Дюнин А.К. В царстве снега. – Новосибирск: Наука, 1983.
2. Земцова А.И. Климат Сахалина. – Л.: Гидрометеоиздат, 1968.
3. Никольская В.В. Дальний Восток. – М.: Гидрометеоиздат, 1962.
4. Хромов С.П., Петросянц М.А. Метеорология и климатология. – М.: Изд-во МГУ, Изд-во КолосС, 2004.