

МИНИСТЕРСТВО ОБРАЗОВАНИЯ РЕСПУБЛИКИ БЕЛАРУСЬ

**УЧРЕЖДЕНИЕ ОБРАЗОВАНИЯ
«БРЕСТСКИЙ ГОСУДАРСТВЕННЫЙ ТЕХНИЧЕСКИЙ УНИВЕРСИТЕТ»**

Кафедра природообустройства

МЕТЕОРОЛОГИЯ И КЛИМАТОЛОГИЯ

ПОСОБИЕ

для студентов высших учебных заведений по специальности

«Природоохранная деятельность»

Брест 2014

УДК 551.5

ББК 26.23

В68

Рецензенты:

заведующая кафедрой физической географии УО «Брестский государственный университет им. А.С. Пушкина», к.г.н., доцент **Грядунова О.И.**;
заведующий кафедрой информатики и прикладной математики УО «Брестский государственный технический университет», к.т.н., доцент **Парфомук С.И.**

Волчек А.А., Зубрицкая Т.Е., Шпока И.Н.

В 68 Метеорология и климатология: пособие для студентов высших учебных заведений по специальности «Природоохранная деятельность» / А.А. Волчек, Т.Е. Зубрицкая, И.Н. Шпока. – Брест: Из-во БрГТУ, 2014 – 184 с.

ISBN 978-985-493-300-9

В пособии изложены основы метеорологии и климатологии, освещены климатообразующие факторы и закономерности климатообразования, географическое распределение климатов, общие сведения о микроклимате, а также важнейшие этапы естественной динамики климата в геологическом прошлом Земли и основные виды воздействия человека на климат.

Настоящее пособие является практическим руководством к проведению практических занятий и выполнению лабораторных работ, а также для самостоятельного изучения курса метеорологии и климатологии.

УДК 551.5

ББК 26.23

ISBN 978-985-493-300-9

© Издательство БрГТУ, 2014

СОДЕРЖАНИЕ

	стр.
ВВЕДЕНИЕ	4
ТЕМА 1 Организация метеорологических наблюдений	6
Практическая работа № 1.1	22
ТЕМА 2 Строение атмосферы. Химический состав и физические процессы	25
Практическая работа № 2.1	32
ТЕМА 3 Радиационный режим атмосферы и подстилающей поверхности	42
Практическая работа № 3.1	50
Практическая работа № 3.2	45
ТЕМА 4 Тепловой режим атмосферы и подстилающей поверхности	51
Практическая работа № 4.1	60
Практическая работа № 4.2	62
ТЕМА 5 Водный режим атмосферы	69
Практическая работа № 5.1	93
Практическая работа № 5.2	98
Практическая работа № 5.3	102
ТЕМА 6 Барическое поле и ветер.....	105
Практическая работа № 6.1	117
Практическая работа № 6.2	124
ТЕМА 7 Циркуляция атмосферы	132
Практическая работа № 7.1	137
Практическая работа № 7.2	138
ТЕМА 8 Климат	148
Практическая работа № 8.1	168
Практическая работа № 8.2	170
ТЕМА 9 Климат Беларуси	171
Практическая работа № 9.1	173
ЛИТЕРАТУРА	177

ВВЕДЕНИЕ

Климатологией называется раздел метеорологии, в котором изучаются закономерности формирования климата, их распределения по Земному шару и изменения в прошлом и будущем.

Климат - статистическая совокупность состояний, проходимых системой «атмосфера–океан–суша–криосфера–биосфера» за периоды времени в несколько десятилетий. В таком понимании климат есть понятие глобальное. Под климатом в узком смысле слова, или локальным климатом, понимают совокупность атмосферных условий за многолетний период, свойственных тому или иному месту в зависимости от его географической обстановки. В таком понимании климат является одной из физико-географических характеристик среды, окружающей человека. Климат существенно влияет на хозяйственную деятельность людей: на специализацию сельского хозяйства, размещение промышленных предприятий, воздушный, водный и наземный транспорт и т.п. Знание основ метеорологии и климатологии необходимо для подготовки экологов любой специальности.

Метеорологией называется наука об атмосфере — воздушной оболочке Земли. Она относится к геофизическим наукам, поскольку в ней, на основе законов физики, изучаются определенные категории физических процессов, свойственных земному шару.

Климатология тесно связана с метеорологией. Понимание закономерностей климата возможно на основании тех общих закономерностей, которым подчинены атмосферные процессы. Поэтому при анализе причин возникновения различных типов климата и их распределения по Земному шару климатология исходит из понятий и законов метеорологии.

В любом месте Земли погода в разные годы протекает по-разному. Однако при всех различиях отдельных дней, месяцев и лет в каждой местности можно различать вполне определенный климат.

Вначале уже было сказано, что климатом называют совокупность атмосферных условий, присущих данной местности в зависимости от ее географической обстановки. Под географической обстановкой подразумевается не только положение местности, т. е. широта, долгота и высота над уровнем моря, но и характер земной поверхности, орография, почвенный покров и пр. Атмосферные условия более или менее сильно меняются в годовом ходе — от зимы к лету и от лета к зиме. Совокупность этих условий несколько меняется и от года к году. Но от одного многолетнего периода к другому совокупность атмосферных условий меняется лишь в самых ограниченных пределах, причем эти изме-

нения имеют характер колебаний то в одном, то в другом направлении. Климат, таким образом, обладает устойчивостью. Поэтому климат и является одной из физико-географических характеристик местности, одной из составляющих географического ландшафта. А так как между атмосферными процессами и состоянием земной поверхности (включая и мировой океан) существуют тесные связи, то и климат связан с другими географическими характеристиками, с другими составляющими географического ландшафта.

Климат испытывает существенные и даже коренные изменения на протяжении геологических эпох. Эти изменения связаны с изменениями в строении земной поверхности и в составе атмосферы, а также с различными причинами астрономического характера. Таковы, например, изменения во вращении Земли вокруг Солнца, изменения плотности материи в межпланетном пространстве и пр., а также, и может быть в особенности, изменения в солнечной активности. Происходят и некоторые колебания климатических условий на протяжении тысячелетий и столетий и еще более коротких промежутков времени. Так, например, в большей части Земного шара, особенно в средних и высоких широтах, в первой половине текущего столетия замечено определенное потепление. Такие колебания климата в настоящее время связывают преимущественно (но не только) с изменениями общей циркуляции атмосферы, а эти последние — с колебаниями солнечной активности.

В данном пособии метеорология и климатология излагаются не порознь, а по возможности как единое целое.

ТЕМА 1. ОРГАНИЗАЦИЯ МЕТЕОРОЛОГИЧЕСКИХ НАБЛЮДЕНИЙ

Метеорологические наблюдения – это измерения и качественные оценки метеорологических элементов и явлений. Во всех странах мира метеостанции ведут наблюдения по единой программе и с помощью однотипных приборов.

Ведение метеорологических наблюдений имеет достаточно давнюю историю. Еще во времена язычества на Руси возникла «служба погодоведения», отражавшая результаты многовековых наблюдений русского крестьянина за природой и содержащая первые попытки предвидения погоды. В 1650 г. в Московском Кремле по Указу царя Алексея Михайловича были начаты ежедневные визуальные наблюдения за погодой. По указу Петра I в Санкт-Петербурге 8–10 апреля 1722 г. начались систематические наблюдения за погодой. В 1724 г. была образована первая в России метеорологическая станция. День рождения Гидрометеорологической службы России – 13 (26) апреля 1834 г., когда император Николай I подписал указ об организации сети регулярных метеорологических и магнитных наблюдений в России.

Государственная служба погоды всех стран входит во Всемирную службу погоды (ВСП), которая подчиняется Всемирной Метеорологической Организации (ВМО), являющейся специализированным учреждением Организации Объединенных Наций с 1951 г. ВМО – это авторитетный источник информации по вопросам состояния и поведения атмосферы Земли, ее взаимодействия с океанами, формируемого в результате климата и соответствующего распределения водных ресурсов. ВМО осуществляет координацию деятельности национальных метеорологических и гидрологических служб (НМГС) ее 188 стран-членов. С помощью стран-членов ВМО обеспечивает прогнозами и заблаговременными предупреждениями государства, отрасли экономики и отдельных лиц, что содействует предотвращению опасности и смягчению последствий бедствий, сохранению жизни людей и сокращению масштабов ущерба имущества и окружающей среде благодаря более эффективному учету факторов риска. ВМО способствует предоставлению информации, поступающей круглосуточно в режиме реального времени со всего земного шара, а также обмену этой информацией. Производится сбор данных с 10 000 наземных станций, 3 000 самолетов, 1 000 аэрологических станций и с более чем 1 000 судов, работающих вместе со 188 национальными метеорологическими центрами и 50 региональными специализированными метеорологическими центрами, используются 16 оперативных метеорологических спутников, 50 исследовательских спутников для наблюдения за окружающей средой.

Ведение метеорологических наблюдений на территории Беларуси также имеет давнюю историю. Первые эпизодические наблюдения в Беларуси проводились еще в начале XIX в. Первые метеорологические наблюдения начали проводить на станциях в Могилеве (1808), Витебске (1810), Бресте (1834), Бобруйске (1836), Горках (1841), Свислочи (1846), Минске (1849). В Беларуси на 2014 г. работают 50 станций и 82 поста (таблица 1.1).

На сегодняшний день плотность пунктов метеорологических наблюдений по Республике Беларусь составляет 1 пункт на 3,9 тыс. км², что в целом соответствует требованиям ВМО.

Таблица 1.1 - Типы метеорологических станций Республики Беларусь

Станция	Высота над уровнем моря, м	Тип станции	Сокращенное обозначение	Разряд
1	2	3	4	5
Барановичи	192	Метеорологическая	МС	II
Березино	170	Метеорологическая	МС	II
Березинский заповедник	174	Фоновый мониторинг	СФМ	II
Бобруйск	156	Авиаметеорологическая	АМСГ	II
Борисов	188	Метеорологическая	МС	II
Брагин	114	Метеорологическая	МС	II
Брест	141	Областной центр по гидрометеорологии и мониторингу окружающей среды	АМСГ	II
Василевичи	139	Агрометеорологическая	АС	I
Верхнедвинск	132	Метеорологическая	МС	II
Вилейка	182	Гидрологическая	ГС	II
Витебск	166	Центр гидрометеорологии	АМСГ	
Волковыск	180	Агрометеорологическая	АС	I
Воложин	229	Метеорологическая	МС	II
Высокое	163	Метеорологическая	МС	II
Ганцевичи	157	Метеорологическая	МС	II
Гомель	125	Областной центр по гидрометеорологии и мониторингу окружающей среды	ЦГРК	I
Горки	200	Метеорологическая	АГМС	II
Гродно	117	Авиационная	АМСГ	II
Докшицы	193	Метеорологическая	МС	II
Дрогичин	148	Метеорологическая	МС	II
Езерище	172	Метеорологическая	МС	II
Житковичи	135	Метеорологическая	МС	II

Станция	Высота над уровнем моря, м	Тип станции	Сокращенное обозначение	Разряд
1	2	3	4	5
Жлобин	140	Метеорологическая	МС	II
Ивацевичи	155	Метеорологическая	МС	II
Кличев	154	Метеорологическая	МС	II
Костюковичи	168	Метеорологическая	МС	II
Лельчицы	141	Метеорологическая	МС	II
Лепель	173	Метеорологическая	МС	II
Лида	154	Метеорологическая	МС	II
Лынтупы	208	Метеорологическая	МС	II
Любань	157	Метеорологическая	МС	II
Марьина Горка	175	Метеорологическая	МС	II
Минск	207	Гидрометеоцентр	ГМЦ	II
Могилёв	192	Авиационная	АМСГ	II
Мозырь	162	Межрайонный центр по гидрометеорологии и мониторингу окружающей среды	МЦГМ	I
Мстиславль	214	Метеорологическая	МС	II
Нарочь, озерная	171	Метеорологическая	МС	II
Новогрудок	283	Агрометеорологическая	АС	II
Октябрь	141	Метеорологическая	МС	II
Орша	186	Метеорологическая	МС	II
Ошмяны	211	Метеорологическая	МС	II
Пинск	146	Межрайонный центр по гидрометеорологии и мониторингу окружающей среды	АМСГ	II
Полесская	141	Болотная	БС	I
Полоцк	132	Метеорологическая	МС	II
Пружаны	159	Метеорологическая	МС	II
Сенно	173	Метеорологическая	МС	II
Славгород	171	Метеорологическая	МС	II
Слуцк	159	Метеорологическая	МС	II
Столбцы	172	Метеорологическая	МС	II
Чечерск	154	Метеорологическая	МС	II
Шарковщина	130	Агрометеорологическая	АГМС	II

АГМС – агрометеорологическая, АМСГ – авиаметеорологическая, МС – метеорологическая, БС – болотная, СФМ – фоновый мониторинг, ЦГРК – центр по гидрометеорологии и радиационному контролю

Метеорологические наблюдения проводятся на метеостанциях.

Метеорологическая станция – это учреждение для производства метеонаблюдений на месте, выбранном с учетом определенных требований в отношении рельефа местности, близости зданий и населенных пунктов.

Метеорологические станции в РБ делятся на 3 разряда.

Метеорологические станции I разряда имеют наиболее полную программу наблюдений: производят и обрабатывают наблюдения; осуществляют техническое руководство работой прикрепленных к ней метеорологических станций II и III разрядов и метеопостов; производят снабжение заинтересованных организаций, предприятий и учреждений сведениями о метеоусловиях и материалами по климату.

Метеорологические станции II разряда проводят круглосуточные наблюдения по полной программе во все сроки (кроме актинометрических, аэрологических и атмосферно-электрических наблюдений), обрабатывают их, передают информацию по результатам наблюдений на станции I разряда по линии связи.

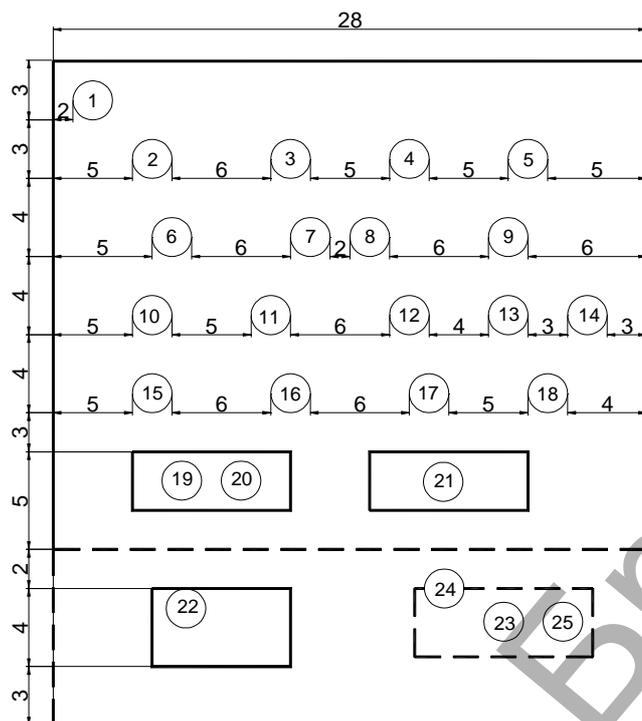
Метеорологические станции III разряда выполняют наблюдения по сокращенной программе и в меньшее число сроков.

Метеорологическая станция состоит из метеоплощадки квадратной формы (26×26 м), одна сторона которой ориентирована в направлении север-юг. На метеостанции расположены основные приборы для метеонаблюдений в соответствии с планом (рисунок 1.1) и отапливаемого здания, где устанавливаются барометры и барографы, содержится запасной инвентарь и ведется обработка наблюдений. Мачты с ветроизмерительными приборами, а также гололедный станок устанавливаются в северной части площадки; психрометрическая будка и будка для самописцев, а также осадкомер и пювниограф размещаются в середине площадки; южная часть площадки отводится для наблюдений за температурой почвы.

Метеорологическая станция оборудуется стандартной для данной сети аппаратурой (рисунок 1.2), с помощью которой производятся наблюдения в установленные сроки и в определенной последовательности.

Для измерения метеовеличин применяют *метеоприборы* – механические средства. К метеоприборам предъявляют ряд требований:

- точность, надежность, простота в эксплуатации;
- правильная экспозиция (дождемер, ведро которого имеет диаметр 25,4 см, характеризует осадки, выпадающие на территории радиусом более 8 км);
- доступность и преобразование информации (фактор времени);
- однотипность.



Полная программа наблюдений: 1 – геодезический репер станции; 2, – флюгер; 3, 4 – анеморумбометры, «Пеленг»; 5 – гололедный станок; 6 – будка защитная психрометрическая (БП); 7 – будка защитная жалюзийная (запасная); 8, 15, 24 – снегомерные рейки; 9 – будка защитная для самописцев (БС); 10 – дополнительный осадкомер; 11 – осадкомер; 12 – pluвиограф; 13 – запасной (высокий) столб для осадкомера; 14 – устройство для отбора проб осадков; 16 – гелиограф; 17 – испаритель ГГИ-3000; 18 – горизонтальный планшет; 19, 20 – установки для теплобалансовых наблюдений; 21 – участок для актинометрических наблюдений; 22 – участок для установки напочвенных и коленчатых термометров; 23 – участок для установки вытяжных почвенно-глубинных термометров; 25 – мерзлотомер

Рисунок 1.1 - План размещения приборов и оборудования на метеорологической площадке (расстояние в метрах)



Рисунок 1.2 - Метеорологическая площадка

Метеоприборы устанавливаются на метеоплощадке станции под открытым небом, за исключением барометров, которые помещают в здании станции. Приборы для измерения температуры и влажности воздуха защищают от действия прямой солнечной радиации, осадков и ветра (они устанавливаются в метеобудке). Самопишущие приборы нередко конструируют так, что приемная часть размещается на площадке, а пишущая – в здании.

В настоящее время метеостанции переходят на сбор информации в автоматическом режиме. В связи с растущим спросом на устройства, с помощью которых можно легко получать такие данные, компания Vaisala разработала автоматическую метеостанцию WXT510. Современные сенсорные технологии привели к созданию высококачественного надежного инструмента, который измеряет все основные погодные параметры – автоматическая метеорологическая станция WXT510 – оптимальное устройство для использования в системах метеорологических измерений и метеостанциях, используемых в различных областях.

Автоматическая метеостанция представляет собой компактное и легкое устройство для профессионального измерения наиболее существенных метеорологических параметров по доступной цене от финской компании Vaisala – одного из ведущих производителей метеорологического оборудования в мире.

Станция предназначена для оперативного получения высококачественных данных метеорологических наблюдений.

В Республике Беларусь разработана Стратегия развития гидрометеорологической деятельности и деятельности в области мониторинга окружающей среды на период до 2030 года, которая предусматривает модернизацию сети приземных метеорологических наблюдений в 3 этапа (до 2015 г., 2016-2020 гг., 2021-2030 гг.).

На первом этапе (до 2015 г.) предполагается осуществить:

- техническое переоснащение 80% станций, работающих по программе станций 2 разряда путем установки автоматизированных метеорологических систем с комплектом датчиков основных метеорологических параметров (температура и влажность воздуха, температура поверхности почвы, атмосферное давление, параметры ветра);
- оснащение источниками автономного электрического питания;
- приобретение мобильной поверочной лаборатории для проведения поверки и калибровки датчиков основных метеорологических параметров.

Второй этап (2016-2020 гг.):

- техническое переоснащение всех станций, работающих по программе станций 2 разряда, путем установки автоматизированных метеорологических

систем с комплектом датчиков основных метеорологических параметров (температура и влажность воздуха, температура поверхности почвы, атмосферное давление, параметры ветра);

- оснащение источниками автономного электрического питания;
- установка автоматизированных метеорологических систем на всех станциях, работающих по программе станций 3 разряда, и перевод этих станций во 2 разряд при работе без ночных дежурств персонала.

Третий этап (2021-2030 гг.):

- продолжение модернизации и автоматизации пунктов приземных метеорологических наблюдений с установкой автоматизированных метеорологических систем 2-го поколения с полным набором датчиков, перевод 25-30% станций в режим работы без ночных дежурств персонала посредством установки автоматических метеорологических станций.

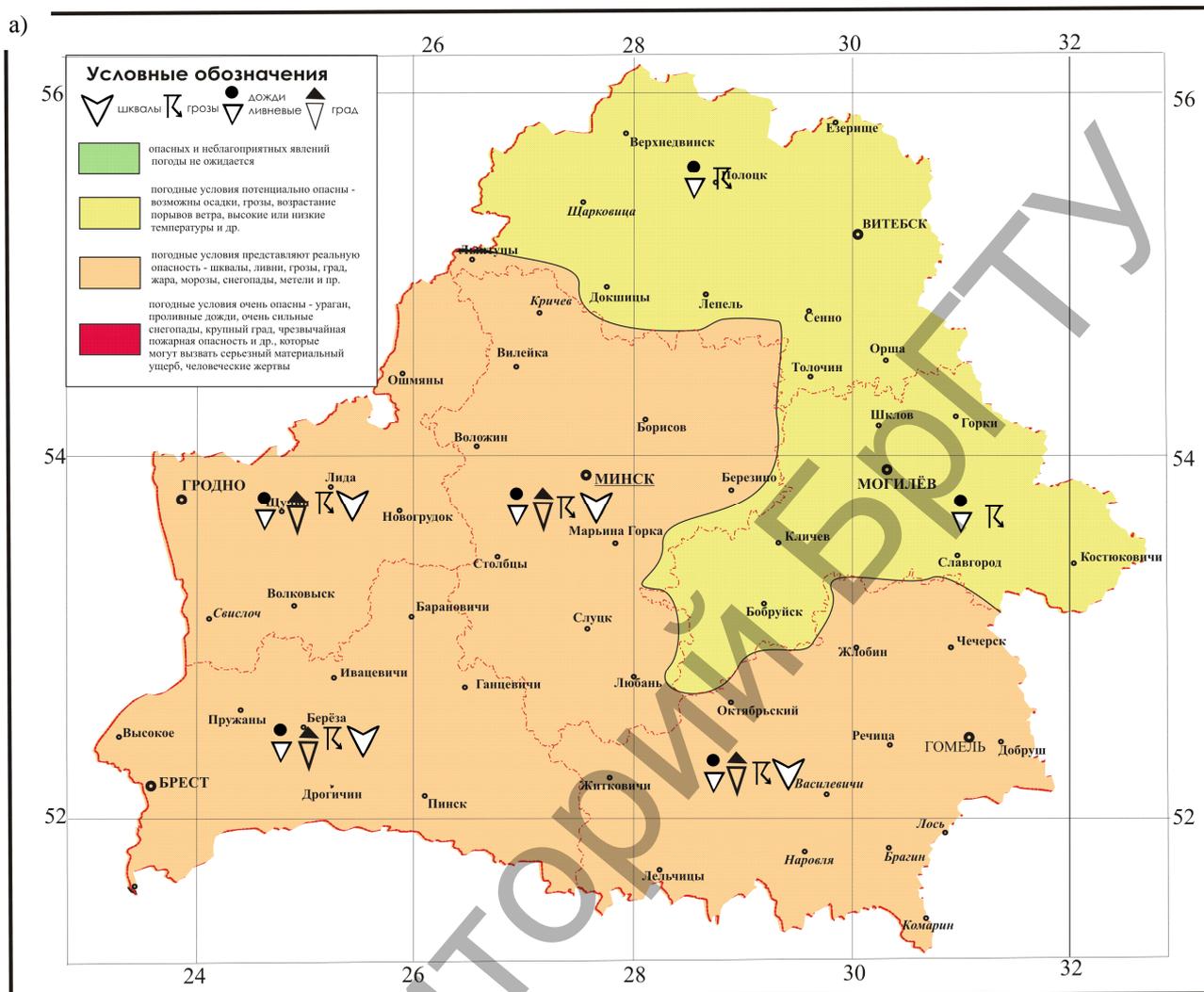
Проведение вышеназванных мероприятий обеспечит высокое качество и достоверность гидрометеорологической информации. Переход от дискретных наблюдений (1 раз в 3 часа) к учащенным, позволит интенсифицировать процесс производства измерений, что открывает новые возможности для получения различных метеорологических параметров малой дискретности с целью более полного и качественного удовлетворения потребностей потребителей гидрометеорологической информации.

С 1 июня 2013 г. Республиканский гидрометеоцентр при составлении прогноза погоды начал применять шкалу цветовых кодов (уровней) опасности:

- зеленый уровень - опасных и неблагоприятных явлений погоды не ожидается;
- желтый - погодные условия потенциально опасны - возможны осадки, грозы, возрастание порывов ветра, высокие или низкие температуры и др.;
- оранжевый - погодные условия представляют реальную опасность - шквалы, ливни, грозы, град, жара, морозы, снегопады, метели и пр.;
- красный уровень - погодные условия очень опасны - ураган, проливные дожди, очень сильные снегопады, крупный град, чрезвычайная пожарная опасность и др., которые могут вызвать серьезный материальный ущерб, человеческие жертвы (рисунок 1.3).

Для обеспечения работы организаций метеорологической оперативной информацией используется местное время, которое принято на территории Республики Беларусь. Для удобства работы станций в книжках наблюдений вместе со сроком наблюдений по ВСВ (Всемирная Система Времени) указывается местное время. Например, для станций Республики Беларусь срок наблюдений

18 ч ВСВ следует записать в книжку КМ–1 (специальная книжка метеорологических наблюдений в единые сроки) следующим образом: 18/21.



- б)
- опасных и неблагоприятных явлений погоды не ожидается
 - погодные условия потенциально опасны – возможны осадки, грозы, возрастание порывов ветра, высокие или низкие температуры и др.
 - погодные условия представляют реальную опасность – шквалы, ливни, грозы, град, жара, морозы, снегопады, метели и пр.
 - погодные условия очень опасны – ураган, проливные дожди, очень сильные снегопады, крупный град, чрезвычайная пожарная опасность и др. которые могут вызвать серьезный материальный ущерб, человеческие жертвы

Рисунок 1.3 – Карта с использованием цветовых кодов (а) и шкала цветовых уровней опасности (б).

На всех станциях проводятся наблюдения за основными метеорологическими элементами:

- температура воздуха,
- температура на поверхности почвы,
- влажность воздуха,
- влажность почвы,

- атмосферное давление;
- ветер;
- облачность;
- количество осадков, их характер, длительность, интенсивность.

Станции государственной сети наблюдений производят метеорологические наблюдения по следующей обязательной программе:

- в сроки 21, 00, 03, 06, 09, 12, 15, 18 ч. ВСВ производятся измерения: температуры и влажности воздуха, скорости и направления ветра, атмосферного давления, температуры поверхности почвы, метеорологической дальности видимости, высоты нижней границы облаков, определение количества и форм облаков;

- в сроки 03, 06, 15, 18 ч. ВСВ выполняются измерения количества осадков;

- в срок 06 ч. ВСВ на станциях, привлеченных к подаче оперативной информации, так же в сроки 00 и 12 ч ВСВ определяются состояние подстилающей поверхности и характеристики снежного покрова;

- регулярно в течение сезона проводятся снегосъемки на ландшафтных маршрутах;

- наблюдения за состоянием погоды, атмосферными явлениями на станциях ведутся непрерывно в течение суток. На станциях III разряда – с перерывами.

При возникновении (угрозе возникновения) в районе станции опасного или неблагоприятного явления производятся учащенные наблюдения, необходимые для определения времени начала, усиления и окончания явления.

Кроме приземных наблюдений, на метеостанциях проводят также наблюдения за более высокими слоями атмосферы:

- аэрологические (до высоты 40 км);
- аэрономические (от мезосферы и выше).

Аэрологические станции для наблюдений применяют радиозонд. Радиозонд был создан в 30-х гг. XX в. русским исследователем Молчановым. Это легкая миниатюрная станция для измерения метеоэлементов, которая имеет радиосвязь с землей и поднимается вверх воздушным шаром. Комплекс для радиозондирования состоит из воздушного шара, радиозонда, наземного оборудования, радиотеодолита. Радиозондирование осуществляется на 800 наземных аэрологических станциях и 40 судах погоды, на которых получают информацию по температуре, давлению, влажности воздуха и параметрах ветра на высоте до 25–30 м.

Метеорадары используются для наблюдений за дождем, градом или снегом. Позволяют определить место и интенсивность выпадения осадков.

Для аэрономических наблюдений применяют метеоспутники и геофизические ракеты. Метеоспутники (с 1957 г.) делятся на 2 группы:

1) спутники, запускаемые на геостационарную орбиту, летают на высоте 36000 км над экватором. Время оборота вокруг земли 24 часа, т.е. они наблюдают за одним и тем же участком земной поверхности;

2) спутники, запущенные на полярную орбиту, облетают Землю от полюса до полюса на высоте 850 км. Оборот вокруг Земли за 100 мин., за это время Земля совершает поворот на 25° по долготе, т.е. на каждом витке наблюдения ведутся над новой точкой.

Регулярные измерения физического состояния стратосферы и мезосферы с помощью метеорологических ракет осуществляют станции ракетного зондирования атмосферы.

Автоматические метеостанции были введены для наземных наблюдений в XX в. Для наблюдений за погодой над поверхностью океана применяют метеобуи (с 1970-х гг.), используют оборудование, установленное на бортах судов.

Сроки наблюдений на метеостанциях. Времяисчисление

На наземных метеорологических станциях государственной сети гидрометеорологических наблюдений, во всем мире, проводятся в единые синхронные сроки, через каждые три часа по всемирному времени (времени нулевого часового пояса – ВСВ): в 21, 00, 03, 06, 09, 12, 15, 18 ч.

Станции, не входящие в государственную сеть, в том числе станции различных ведомств, производят наблюдения в установленные сроки. При этом обязательно включаются сроки, ближайšie к 09 и 21 ч. местного времени.

Под сроком наблюдения принимается 10-минутный интервал времени производства измерений основных метеорологических величин, который заканчивается точно в 21, 00, 03, 06, 09, 12, 15, 18 ч. по ВСВ (название срока соответствует времени окончания этого интервала). Например, под сроком 21 час подразумевается интервал времени от 20 ч 50 мин до 21 ч 00 мин.

Система поясного времени основана на теоретическом разделении земного шара на часовые пояса. Разница между каждым из 24 часовых поясов составляет 1 час. За начало отсчета принят нулевой, так называемый Гринвичский меридиан. На практике получается, что границы часовых поясов проходят не строго по меридиану, а зависят от государственных границ стран. К примеру, в США и Канаде некоторые часовые пояса, превышают теоретические по ширине в полтора-два раза, а в Китае действует время одного из часовых поясов, хотя эта страна находится в пределах пяти условных часовых поясов.

Для перехода от одной системы исчисления времени к другой используют следующие соотношения:

360° – 24 часа,
 15° – 1 час (60 минут),
 1° – 4 минуты,
 1' – 4 секунды,
 1" – 0,07 секунды.

В начале своего культурного развития человек развивал понятие времени и вырабатывал способы его измерения. Первые часы были солнечными, потому что равномерное движение солнца позволяло по нему ориентироваться.

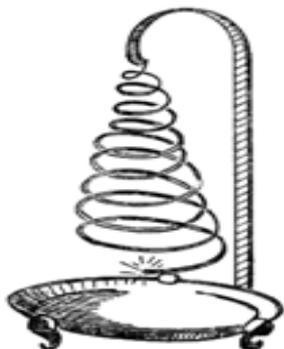


Рисунок 1.4 -
Веревочные
(огненные) часы

В Египте были известны водяные часы. В своей простейшей форме они отмеряют время, за которое жидкость перетекает из одного сосуда в другой. На стенки сосудов наносилась шкала, внизу делалось отверстие, через которое капала вода. Песочные часы появились в VIII в. Они дешевы, надежны и потому веками находили себе применение – и до сих пор не исчезли окончательно из нашей жизни. Веревочные часы существовали в Китае (рисунок 1.4). Эти часы состояли из шнура с узелками, пропитанного маслом, время отмерялось сгоранием отрезка веревки до узла. В 1290 г. имеется первое упоминание о

механических – «колесных» – часах. А в 1510 г. нюрнбергский мастер Петер Хенлейн изобрел первые карманные часы. В 1656 г. Христиан Гюйгенс изобрел маятниковые часы, в 1728 г. Джон Гаррисон изготовил первый хронометр, в 1815 г Карл Генрих Клингерт сконструировал первые электрические часы, в 1948 г. Уиллард Фрэнк Либби изобрел атомные часы.

Первой естественной единицей меры времени были сутки, которые были разделены на 24 равные части, каждая из которых получила название «час». Для измерения более коротких промежутков времени час стали делить на 60 минут, минуту – на 60 секунд, секунду – на десятые, сотые, тысячные и т. д. доли секунды.

В 1919 году 8 февраля декретом Совнаркома РСФСР была разделена на 11 часовых поясов – со второго по двенадцатый. Претворение декрета в жизнь затянулось до 1 июля 1919 года. Лишь через пять лет, 15 марта 1924 года вышло постановление Совнаркома СССР, согласно которому исчисление времени по международной системе было введено на всей территории Советского Союза.

3 июня 2011 года Президент России Дмитрий Медведев подписал закон об отмене перевода стрелок. Это означало, что 27 марта 2011 года после перехода на летнее время Россия начинала жить только по летнему времени. Надо заметить, что летнее время опережает поясное, принятое декретом 1919 года, на 1

или 2 часа в зависимости от региона. При этом идея о переходе на летнее время вызвала массу споров, а инициативы главы государства вызвали шквал критики. С 28 марта 2010 года вступил в силу закон «Об исчислении времени», согласно которому количество часовых зон в России сократилось с 11 до 9.

Республика Беларусь уже не первый год живет по летнему времени, не переводя при этом стрелки часов. В соответствии с постановлением Совета Министров РБ от 15 сентября 2011 года № 1229 на территории республики перевод стрелок на сезонное время (весной и осенью) не осуществляется. Данное решение об отмене ежегодного перевода часовой стрелки в последнее воскресенье марта на один час вперед и в последнее воскресенье октября на один час назад было принято с целью согласованного с государствами-участниками Таможенного союза исчисления времени.

Международным сообществом для упрощения времяисчисления принята система поясного времени (T_n). Земной шар разделен по меридианам на 24 часовых пояса, по 15° в каждом (от 0 до 23). Отсчет поясов ведется на восток от нулевого (Гринвичского) меридиана, который является средним меридианом нулевого часового пояса. Границами этого пояса служат меридианы $7^\circ 30'$ з.д. и $7^\circ 30'$ в.д. В границах этого часового пояса пользуются средним солнечным временем нулевого меридиана, который называется поясным. Первый пояс ограничен меридианами $7^\circ 30'$ в.д. и $22^\circ 30'$ в.д. и имеет время, которое равно среднему солнечному времени для 15° в.д. Границы поясов совпадают с меридианами только над океанами и в малонаселенных местностях. Реальные границы часовых поясов на заселенных территориях проводятся с учетом государственного и административного деления.

Разность (в часах) между поясным временем какого-либо пояса и всемирным временем равна *номеру пояса*.

Однако и сейчас при реферировании времени, когда важен часовой пояс (например, в материалах Интернета), время указывают обычно в формате GMT (Greenwich Mean Time).

Основой для определения времени является видимое движение солнечного диска по небесной сфере. Солнечный диск дважды за сутки пересекает меридиан данной местности и соответственно достигает верхней и нижней кульминаций. Промежуток времени между двумя последовательными верхними (или нижними) кульминациями центра Солнца на одном и том же географическом меридиане, равный периоду вращения Земли относительно Солнца, называется *истинными солнечными сутками*, а время, выраженное в долях этих суток – часах, минутах и секундах, – *истинным солнечным временем* T_0 .

За начало истинных солнечных суток принимается момент нижней кульминации центра Солнца (истинная полночь), когда считается $T_0=0ч$. В момент верхней кульминации Солнца, в истинный полдень, $T_0=12ч$. В любой другой момент суток истинное солнечное время $T_0=12ч+t_0$, где t_0 – часовой угол центра Солнца, который может быть определен, когда Солнце находится над горизонтом.

В результате неравномерного движения Земли вокруг Солнца изменяется наклон эклиптики к экватору, поэтому длина истинных солнечных суток неодинаковая на протяжении всего года. Поэтому появилось понятие *средние солнечные сутки*, длина которых на протяжении года одинакова, а время, выраженное в их долях – часах, минутах и секундах – *среднее солнечное время* T_{cp} . Система счета времени называется *средними или местными сутками* (среднее солнечное время, измеренное относительно меридиана наблюдателя) (T_m). Местное время, отсчитываемое от меридиана Гринвича (нулевого меридиана), называется *гринвичским* (T_{cp}) или *всемирным*. Средние и истинные солнечные сутки одинаковые для всех пунктов, которые размещены на одном меридиане, и неодинаковые для разных меридианов. Длина средних солнечных суток равна средней за год продолжительности истинных солнечных суток. Чтобы высчитать средние солнечные сутки, используют понятие среднего солнца. Это воображаемая точка, которая в течение года (за такое же время, как и настоящее Солнце по эклиптике) совершает один полный оборот по небесному экватору, двигаясь при этом среди звезд с запада на восток совершенно равномерно и проходя точку весеннего равноденствия одновременно с Солнцем.

За начало средних солнечных суток принимается момент нижней кульминации среднего солнца (средняя полночь). В этот момент $T_{cp}=0 ч$. В момент верхней кульминации среднего солнца (в средний полдень) среднее солнечное время $T_{cp}=12 ч$, а в любой другой момент суток $T_{cp}=12ч+t_{cp}$, где t_{cp} – часовой угол среднего солнца.

Началом отсчета среднего солнечного времени и моментом изменения дат служит момент нижней кульминации среднего солнца. Разность между средним и истинным солнечным временем называется *уравнением времени* (ΔT).

$$\Delta T = T_m - T_0. \quad (1.1)$$

Если известно уравнение времени и истинное время, можно высчитать средний солнечный час, и наоборот:

$$T_m = T_0 + \Delta T; \quad T_0 = T_m - \Delta T, \quad (1.2)$$

Среднее и истинное солнечное время одинаковое для всех пунктов, которые размещены на одном меридиане, и неодинаковое для разных меридианов. Каждый меридиан имеет свое истинное время, однако оно в хозяйственных целях практически не используется.

Для актинометрических наблюдений требуется определить истинное время (T_0) сроков наблюдения:

$$T_0 = T_n + 4(\lambda - 15N) - \Delta T, \quad (1.3)$$

где T_0 – истинное время сроков наблюдения, T_n – поясное время станции, λ – долгота станции, N – номер часового пояса, ΔT – разность между поясным временем (T_n) и сезонным (T_c), которые используются в стране в определенную пору года.

Поясное и местное время рассчитывается по формулам

$$T_n = T_c - \Delta T, \quad (1.4)$$

$$T_m = T_n + \Delta T. \quad (1.5)$$

Для перехода от одной системы измерения времени к другой используют формулу:

$$T_n = T_m - \lambda + N, \quad (1.6)$$

где T_m – местное время пункта, T_n – поясное время пункта, λ – долгота данного пункта, выраженная в единицах времени, N – номер часового пояса.

Переход московского времени в гринвичское производится по формуле:

$$T_{gp} = T_{мск} - (2+1), \quad (1.7)$$

где T_{gp} – гринвичское время, $T_{мск}$ – московское время (номер 2 часового пояса);

Переход от гринвичского времени к поясному производится по формуле:

$$T_n = T_{gp} + N + 1, \quad (1.8)$$

где T_n – время часового пояса, T_{gp} – гринвичское время, N – номер часового пояса, 1 – декретный час.

Линия смены дат – (демаркационная линия времени) – это условно проведенная линия, проходящая примерно по меридиану 180° по водной поверхности, огибая острова и мысы. Если от Гринвичского меридиана одно судно отправится на восток, а другое на запад, то на первом из них при пересечении меридиана с долготой в 180° время окажется на 12 часов впереди гринвичского, а на втором — на 12 часов позади гринвичского.

По международному соглашению, новая дата начинается на западной стороне демаркационной линии. На восточной ее стороне новая дата наступает только через 24 ч.

Следовательно, при пересечении линии смены дат с запада на восток с полночи, следующей за переходом этой линии, дата повторяется (календарь два дня показывает одно и то же число). При пересечении этой линии с востока на запад в полночь за переходом ее дата изменяется сразу на две единицы (одно число выпадает из календаря). Поэтому экипажи воздушных судов, пересекая

линию смены дат, придерживаются следующего установленного порядка изменения даты в бортовом журнале:

- при пересечении линии смены дат в восточном направлении по истечении суток число (дату) повторяют;

- при пересечении линии смены дат в западном направлении к наступающему числу прибавляют единицу.

В Российской Федерации линия смены дат находится на восточном побережье Чукотского полуострова (рисунок 1.5).

Каждый пункт на Земле имеет собственное местное среднее время, которое зависит от его долготы. Разность местного среднего солнечного времени двух пунктов равна разности их долгот.



Рисунок 1.5 - Линия перемены дат

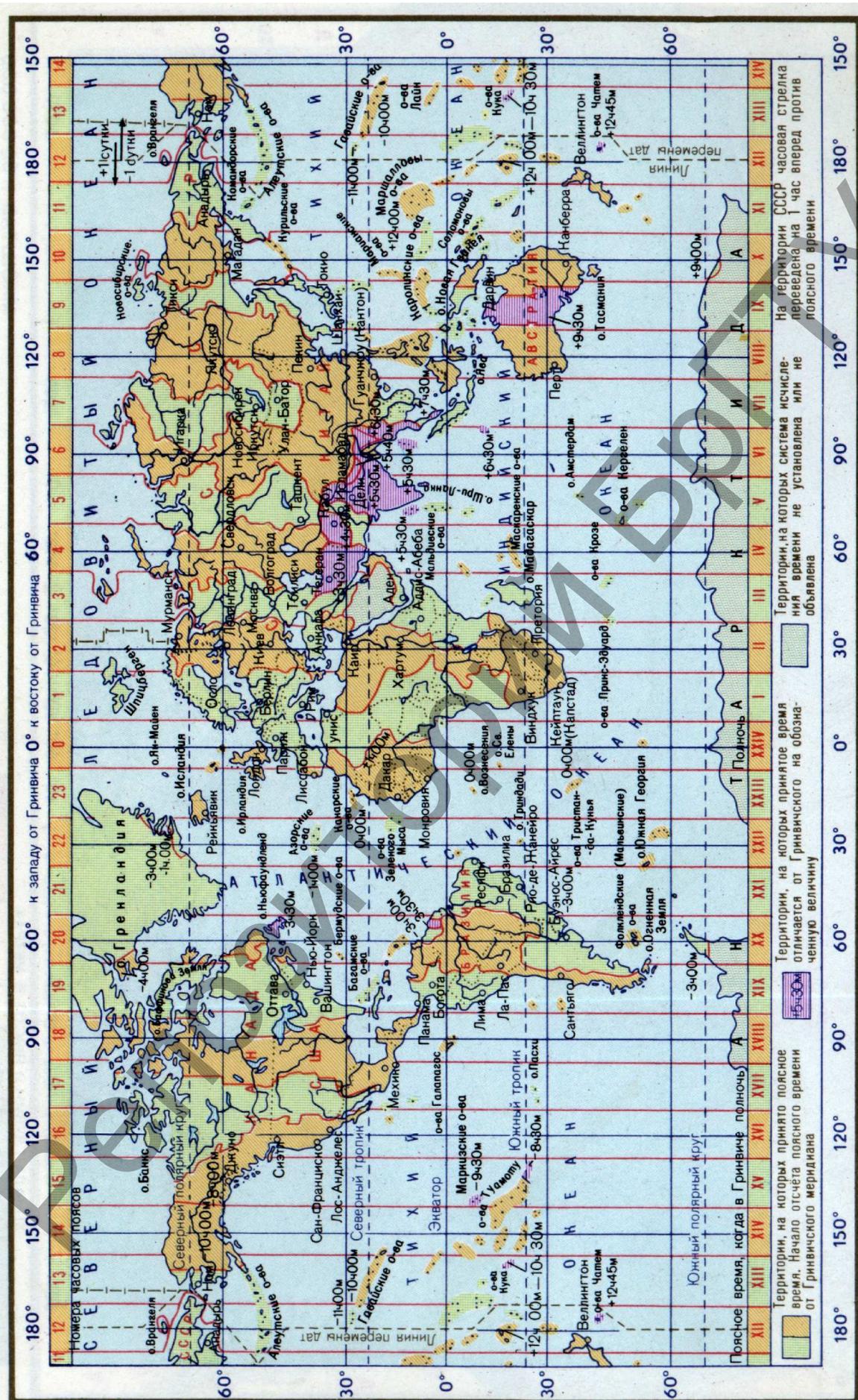


Рисунок 1.6 - Карта поясного времени

Практическая работа № 1.1**Тема: Организация метеорологических наблюдений**

Цель: формирование знаний о гидрометеорологической сети Республики Беларусь, организации наблюдений на метеостанциях, о системах исчисления времени

Задания для самостоятельной работы

1. На контурную карту Республики Беларусь нанести метеорологические станции Беларуси с указанием типа станции и разряда (таблица 1.1). После выполнения работы проанализировать метеорологическую сеть РБ (количество станций по разрядам, типам, густота метеорологической сети по республике в целом и по областям).

2. На контурную карту мира нанести часовые пояса. Определить в градусах и минутах их теоретические границы и долготу среднего меридиана. Как проведены границы поясов на географической карте?

3. Среднее солнечное время (T_m) на станции Брест (долгота станции $\lambda=23^\circ 42'$) 15 ч. 15 мин. Определить среднее солнечное время (T_m) в это время на станции Витебск ($\lambda=30^\circ 16'$), Гомель ($\lambda=31^\circ 05'$), Минск ($\lambda=27^\circ 31'$).

Необходимо найти разность долгот. Для перехода от одной системы исчисления времени к другой используют следующие соотношения:

$360^\circ - 24$ часа,

$1^\circ - 4$ минуты,

$1' - 4$ секунды,

$15^\circ - 1$ час (60 минут),

$1'' - 0,07$ секунды.

Для перехода от поясного к среднему солнечному (местному) времени и наоборот применяются формулы (1.4, 1.5).

Величина ΔT положительная, если станция размещена на восток от среднего меридианного часового пояса, а отрицательная, когда станция находится на запад от этого меридиана.

4. Определить истинное время по формуле (1.3), если летнее время на станциях: Брест (долгота станции $\lambda=23^\circ 42'$), Витебск ($\lambda=30^\circ 16'$), Гомель ($\lambda=31^\circ 05'$), Минск ($\lambda=27^\circ 31'$) 14 ч 30 мин., 0 ч 20 мин.

5. По Гринвичу поясное время 8 ч. Определить поясное (формула 1.9) время в этот момент на станциях Париж (1-ый пояс), Москва (2-ый пояс), Иркутск (6-ой пояс), Анадырь (9-ый пояс).

б. Определить продолжительность дня, время восхода и захода Солнца, если при наблюдении восхода Солнца угломерный прибор (рисунок 1.7) показал горизонтальный угол, равный: 65° , $95^\circ 30'$, 135° .

Пример. Горизонтальный угол во время восхода Солнца был 70° . Определить время восхода и захода Солнца и продолжительность дня.

Необходимо вычислить, на сколько градусов сместилась точка восхода от точки востока. На горизонтальном круге угломера точке востока соответствует 90° , точке запада – 270° .

Точка восхода сместилась от точки востока к северу на 20° ($90^\circ - 70^\circ = 20^\circ$). Как известно, местный меридиан делит угол между точками восхода и захода пополам. Поэтому Солнце зайдет не в точке 270° , а в точке 290° ($270^\circ + 20^\circ = 290^\circ$).

Для определения времени захода и восхода Солнца нужно горизонтальный угол точки восхода и захода разделить на 15 или умножить на 4. В первом случае получим время в часах, во втором – в минутах.

Таким образом, время восхода Солнца – 4 ч 40 мин. ($4 \cdot 70 = 280$ мин. = 4 ч 40 мин.), время захода – 19 ч 20 мин. ($4 \cdot 290 = 1160 = 19$ ч 20 мин.). Продолжительность дня – 14 ч 40 мин.

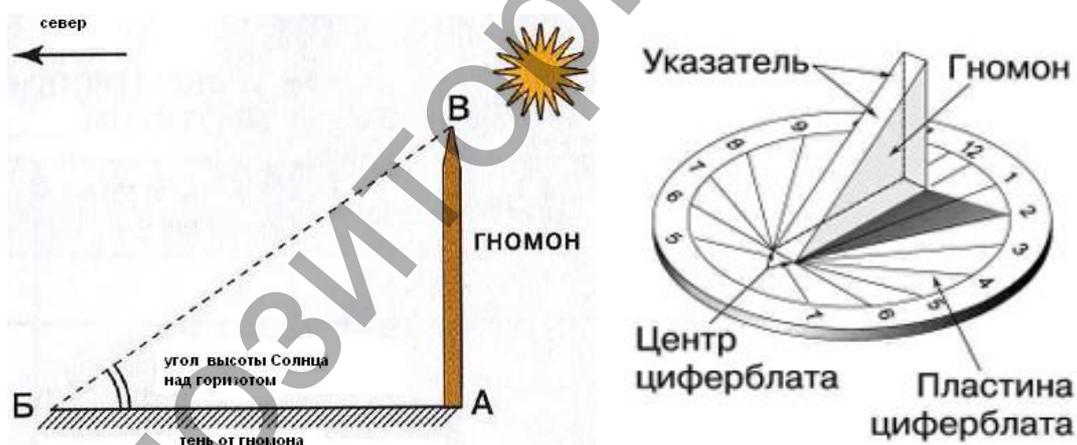


Рисунок 1.7 – Гномон

Прочитайте:

Для определения высоты Солнца над горизонтом используют простой астрономический инструмент – гномон. Он состоит из вертикального стержня высотой в 1 м в горизонтальной плоскости. По длине и направлению тени от стержня гномона определяют высоту Солнца над горизонтом. Для этого выполняют следующие действия:

- на ровном солнечном участке четко вертикально устанавливают стержень гномона в точке А;

- около 12 часов дня отмечают конец тени колышком в точке Б; в это время тень является наиболее короткой и указывает направление на север; возле точки Б записывают дату и время наблюдений;

- измеряют длину тени (отрезок А – Б) и соединяют шнуром точку Б с вершиной стержня гномона (точкой);

- с помощью большого транспортира определяют величину угла между направлением тени (отрезок Б – А) и отрезком, соединяющим конец тени с вершиной гномона (отрезок Б – В). Это угол, под которым Солнце находится над горизонтом в данный день. Как правило, такие измерения проводят в 20-х числах каждого месяца.

ТЕМА 2. СТРОЕНИЕ АТМОСФЕРЫ. ХИМИЧЕСКИЙ СОСТАВ И ФИЗИЧЕСКИЕ ПРОЦЕССЫ

Атмосфера – воздушная оболочка Земли, удерживаемая силой притяжения и участвующая во вращении планеты. Она состоит из смеси газов, называемой воздухом.

Строение атмосферы. Выделяют несколько основных ее слоев, отличающихся характеристиками температуры, плотности и т.д.

Нижний слой – тропосфера. Он нагревается от Земли, которая в свою очередь нагревается от Солнца. Наиболее прогретые слои тропосферы прилегают к Земле. С высотой нагрев уменьшается, и это понижает температуру воздуха от $+14^{\circ}\text{C}$ на уровне моря до -55°C на верхней границе тропосферы. Ученые подсчитали, что температура здесь понижается в среднем на $0,6^{\circ}$ на каждые 100 м. Эту величину называют вертикальным градиентом температуры. Нормальным атмосферным давлением называется давление столба ртути высотой 760 мм сечением в 1 см^2 при температуре 0°C на уровне моря на широте 45° . Атмосферное давление раньше измеряли в миллиметрах ртутного столба (мм рт. ст.), в соответствии со шкалой первого ртутного барометра. В настоящее время в системе СИ давление измеряется в паскалях (*Па*) (давление силой 1 ньютон на 1 м^2), а в метеорологии – в гектопаскалях (*гПа*) ($1\text{ гПа}=100\text{ Па}$). 1 миллибар численно равен 1 гектопаскалю, поэтому в практической метеорологии применяются обе величины. Давление в 760 мм рт. ст. равно $1013,25\text{ гПа}$. Высота, на которую надо подняться или опуститься, чтобы давление изменилось на 1 гПа , называется *барической (барометрической) ступенью*. У земной поверхности при давлении 1000 гПа и температуре 0°C она равна 8 м/гПа . С ростом температуры и увеличением высоты над уровнем моря она возрастает, т.е. она прямо пропорциональна температуре и обратно пропорциональна давлению. Величина, обратная барической ступени, – вертикальный барический градиент, т. е. изменение давления при поднятии или опускании на 100 метров. При температуре 0°C и давлении 1000 мб он равен $12,5\text{ гПа}$.

Толщина тропосферы различна: над экватором она равна 17 км , а над полярными широтами – $8\text{--}9\text{ км}$. Только в тропосфере происходят такие явления, как образование облаков, выпадение осадков, грозы и другие погодные явления.

Выше тропосферы располагается стратосфера (до $50\text{--}55\text{ км}$), которая отделена от нижнего слоя атмосферы переходным слоем – тропопаузой (толщина

14–16 км в тропиках, 8–10 км в полярных областях) – слой с постоянной низкой температурой. В стратосфере воздух находится в разреженном состоянии, здесь не образуются облака, так как практически отсутствует водяной экран. Снижение температуры с высотой продолжается, но выше 25 км она начинает возрастать на 1–2°С на каждый километр. Это вызвано тем, что слой озона поглощает и рассеивает солнечное излучение, мешая ему пройти к поверхности Земли. Стратосферу иногда справедливо называют *озоносферой*. В стратосфере происходит интенсивная вертикальная и горизонтальная циркуляция воздуха, вызванная неоднородным распределением в ней тепла.

Над стратосферой тоже есть переходная зона – *стратопауза*, после которой идет следующий слой атмосферы – *мезосфера* (до 80–85 км). Воздух здесь еще более разрежен, а температура продолжает расти. Еще выше располагается слой, называемый *термосферой*. Сложные химические реакции в этих слоях атмосферы (выше 50 км) делают ее электропроводной. Поскольку при реакциях выделяются ионы, верхнюю часть атмосферы, куда входят мезосфера и термосфера, называют *ионосферой*. Именно в этих слоях и происходит полярное сияние.

Выше 800 км располагается *экзосфера* («экзо» – внешний), здесь частицы газов очень редки, а температура достигает +2000°С (таблица 2.1, рисунок 2.1).

В вертикальном направлении атмосферу делят на ряд основных слоев.

1. По распределению температуры:

- тропосфера (до 9–17 км);
- стратосфера (до 50–55 км);
- мезосфера (до 80–85 км);
- термосфера (до 800 км);
- экзосфера.

2. По физико-химическим процессам:

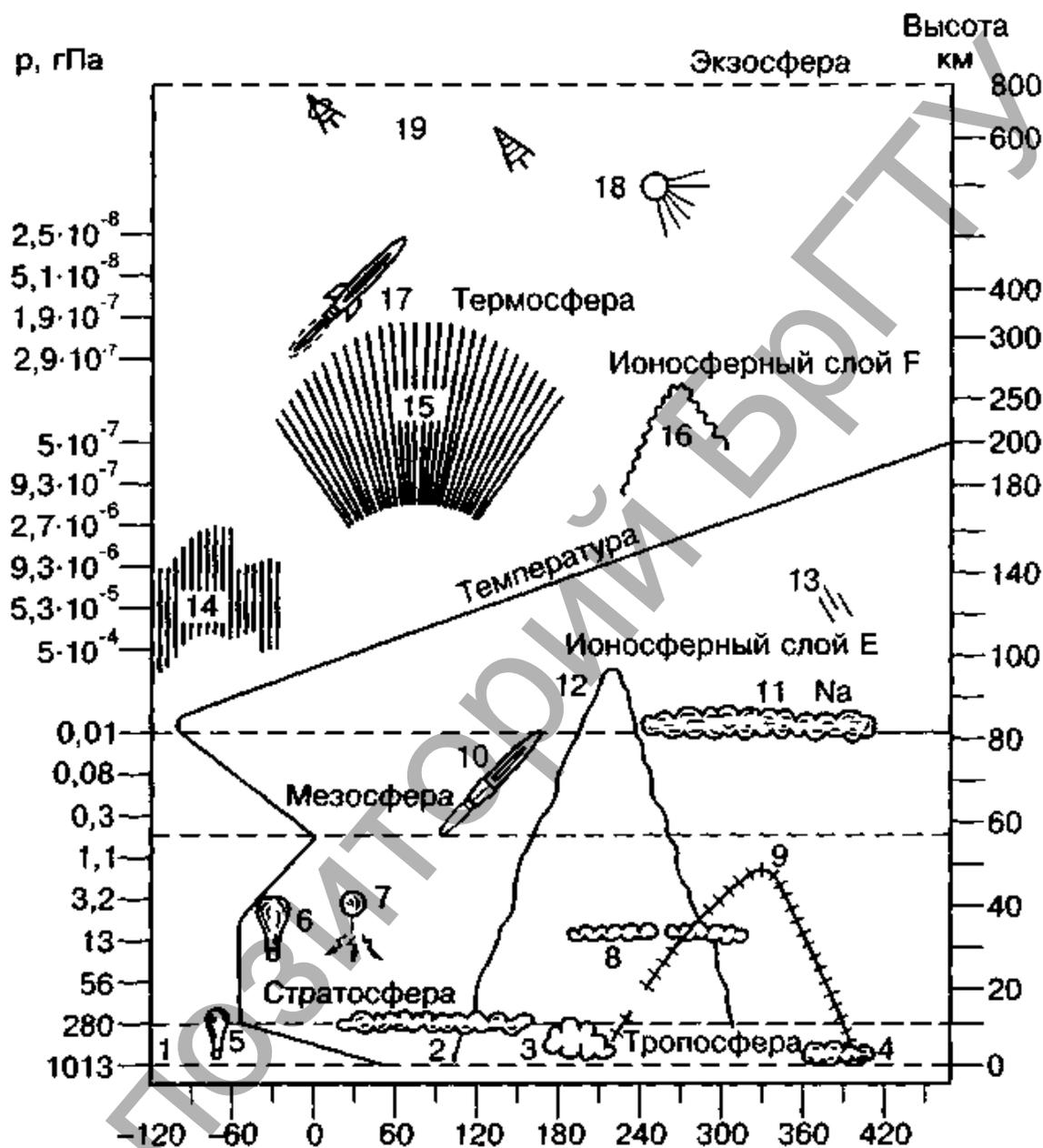
- озоносфера (10–50 км);
- нейтросфера (0–70 км);
- ионосфера (выше 60–70 км);
- хемосфера (0-нижняя термосфера).

3. По кинетическим процессам:

- экзосфера (выше 600–1000 км);
- земная корона (>2000 км).

4. По составу:

- гомосфера (0–100 км);
- гетеросфера (>100 км).



- 1 – уровень моря, 2 – перистые облака, 3 – кучевые облака, 4 – слоистые облака,
 5 – свободный аэростат, 6 – стратостат, 7 – радиозонд, 8 – перламутровые облака,
 9 – отражение звуковых волн, 10 – метеорологическая ракета, 11 – серебристые облака,
 12 – отражение средних радиоволн, 13 – метеоры, 14 и 15 – полярные сияния, 16 – отражение коротких радиоволн, 17 – геофизическая ракета, 18 – искусственные спутники Земли, 19 – пилотируемые космические корабли

Рисунок 2.1 - Строение атмосферы

Таблица 2.1 – Основные характеристики сфер и переходных слоев

Сфера	Высота нижней и верхней границ, км	Характер изменения температуры с высотой	Переходный слой
1	2	3	4
Тропосфера	От поверхности земли до 8–17 км	Понижение	Тропопауза
Стратосфера	От 8–17 до 50–55	Понижение	Стратопауза
Мезосфера	От 50–55 до 80	Повышение	Мезопауза
Термосфера	От 80 до 800	Повышение	Термопауза
Экзосфера (внешняя сфера)	Выше 800	-	-

Физические свойства атмосферы

Толщина атмосферы – примерно 2000–3000 км от поверхности Земли. Суммарная масса воздуха в атмосфере – $(5,1–5,3) \cdot 10^{18}$ кг. Из них масса сухого воздуха составляет $5,1352 \pm 0,0003 \cdot 10^{18}$ кг, общая масса водяных паров в среднем равна $1,27 \cdot 10^{16}$ кг.

Молярная масса чистого сухого воздуха составляет 28,966 г/моль, плотность воздуха у поверхности моря приблизительно равна $1,2$ кг/м³.

Давление при 0 °С на уровне моря составляет 101,325 кПа (1013Па); критическая температура – -140,7 °С; критическое давление – 3,7 МПа; C_p при 0 °С – $1,0048 \cdot 10^3$ Дж/(кг·К), C_v – $0,7159 \cdot 10^3$ Дж/(кг·К) (при 0 °С).

Растворимость воздуха в воде (по массе) при 0 °С – 0,0036 %, при 25 °С – 0,0023 %.

За «нормальные условия» у поверхности Земли приняты: плотность $1,2$ кг/м³, барометрическое давление 101,35 кПа, температура плюс 20 °С и относительная влажность 50 %. Эти условные показатели имеют чисто инженерное значение.

Химический состав атмосферы

Атмосфера Земли возникла в результате выделения газов при вулканических извержениях. С появлением океанов и биосферы она формировалась и за счёт газообмена с водой, растениями, животными и продуктами их разложения в почвах и болотах.

В настоящее время атмосфера Земли состоит в основном из газов и различных примесей (пыль, капли воды, кристаллы льда, морские соли, продукты горения).

Концентрация газов, составляющих атмосферу, практически постоянна, за исключением воды (H₂O) и углекислого газа (CO₂).

Кроме основных газов (таблица 2.2), в атмосфере содержатся SO_2 , NH_3 , CO , озон, углеводороды, HCl , HF , пары Hg , I_2 , а также NO и многие другие газы в незначительных количествах. В тропосфере постоянно находится большое количество взвешенных твёрдых и жидких частиц (аэрозоль).

Таблица 2.2 - Состав атмосферы (сухой воздух)

Вещество	Объем, доля, %	Содержание по массе, %	Вертикальное распределение
1	2	3	4
Основные составляющие			
N_2	78,084	75,50	Постоянен в гомосфере. Диссоциирован на больших высотах.
O_2	20,946	23,10	Постоянен в гомосфере. Диссоциирован в термосфере, в некоторой степени в мезосфере и стратосфере.
Ar	0,934	1,286	Постоянен в гомосфере. На больших высотах возрастает благодаря диффузному разделению.
Составляющие, важные для радиации			
CO_2	0,031	0,059	Постоянен в гомосфере. Диссоциирован в термосфере.
H_2O	Сильно переменная	–	Образует облака в тропосфере, малое содержание в стратосфере. Диссоциирован выше мезосферы.
O_3	Переменная	–	Малое содержание (10^{-8}) в тропосфере, но значительно выше ($10^{-6} - 10^{-5}$) в стратосфере. Выше диссоциирован.
Другие составляющие ($\Sigma=0,01$)			
Ne	$1,82 \cdot 10^{-4}$	$1,3 \cdot 10^{-3}$	Постоянны в гомосфере. На больших высотах содержание возрастает благодаря диффузному разделению.
He	$5,24 \cdot 10^{-5}$	$7,2 \cdot 10^{-5}$	
Kr	$1,14 \cdot 10^{-5}$	$2,9 \cdot 10^{-4}$	
CH_4	$1,5 \cdot 10^{-6}$	–	Постоянен в гомосфере. Диссоциирован в верхней тропосфере и выше.
H_2	$5 \cdot 10^{-6}$	$7,6 \cdot 10^{-5}$	Постоянен в гомосфере. Является продуктом фотохимической диссоциации H_2O в нижней термосфере. Выше диссоциирован.
NO	10^{-7}	$7,7 \cdot 10^{-5}$	Является продуктом фотохимических реакций в стратосфере и мезосфере.

Примечание: Кроме этих газов, в состав воздуха входят Xe, I, Rn, NH_3 , H_2O_2 , N_2O и др.

Практическая работа № 2.1

Тема: Атмосфера. Состав и строение

Цель: формирование знаний о составе и строении атмосферы

Задания для самостоятельной работы

1. Определить высоту горы, если у ее подножия температура $+26^{\circ}\text{C}$, а на вершине -10°C .

2. Вычислить температуру воздуха на Памире на высоте 6 км, если в июле у подножия она составляет $+36^{\circ}\text{C}$.

3. Определить, на каком расстоянии от наблюдателя находится гроза, если с момента вспышки молнии прошло 50 секунд (скорость звука – 330 м/сек).

4. Озоновый слой расположен в:

а) тропосфере, б) стратосфере, в) мезосфере, г) экзосфере, д) термосфере?

Почему озоновый слой разрушается в Антарктиде?

5. Чем опасен процесс: газовый выброс – аэрозоль – вымывание осадками. Объясните.

6. Проанализировать, как изменялся газовый состав атмосферы Земли. Для ответа используйте рисунок 2.2.

7. Высота полета птиц различна. Так, утка-кряква столкнулась с самолетом над Невадой на высоте 6900 м, а в сентябре 1973 г. африканский гриф столкнулся с гражданским самолетом над африканской республикой Кот д'Ивуар на высоте 12150 м. 9 декабря 1967 г. около 30 лебедей-кликун (Cygnus cygnus) были замечены на высоте, немного превышающей 8230 м. Они летели из Исландии на зимовку к заливу Лох-фойл, на границе между Северной Ирландией и Ирландской Республикой. Пилот самолета обнаружил их над Внешними Гебридами, и высота их полета была подтверждена радаром. 29 ноября 1973 г. над Абиджаном, Кот-д'Ивуар, сип (Gyps guereellii) столкнулся с пассажирским самолетом на высоте 11277 м. Оставшихся от птицы перьев было достаточно, чтобы в Американском музее естественной истории смогли твердо определить вид птицы.

Определить температуру на этих высотах, температуру на уровне моря принимать равной 20°C – температура изменяется на каждые 1000 м на 6°C , на 100 м подъема давление падает на 10 мм рт. ст.

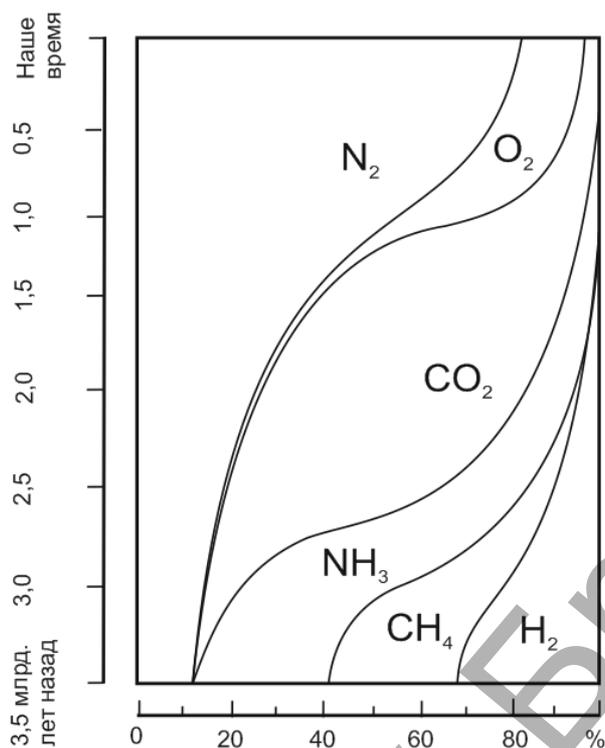


Рисунок 2.2 - Изменение газового состава атмосферы Земли

8. Как объяснить, используя рисунок 2.3, закономерные суточные изменения содержания углекислоты в приземных слоях, обусловленные ритмом фотосинтеза растений?

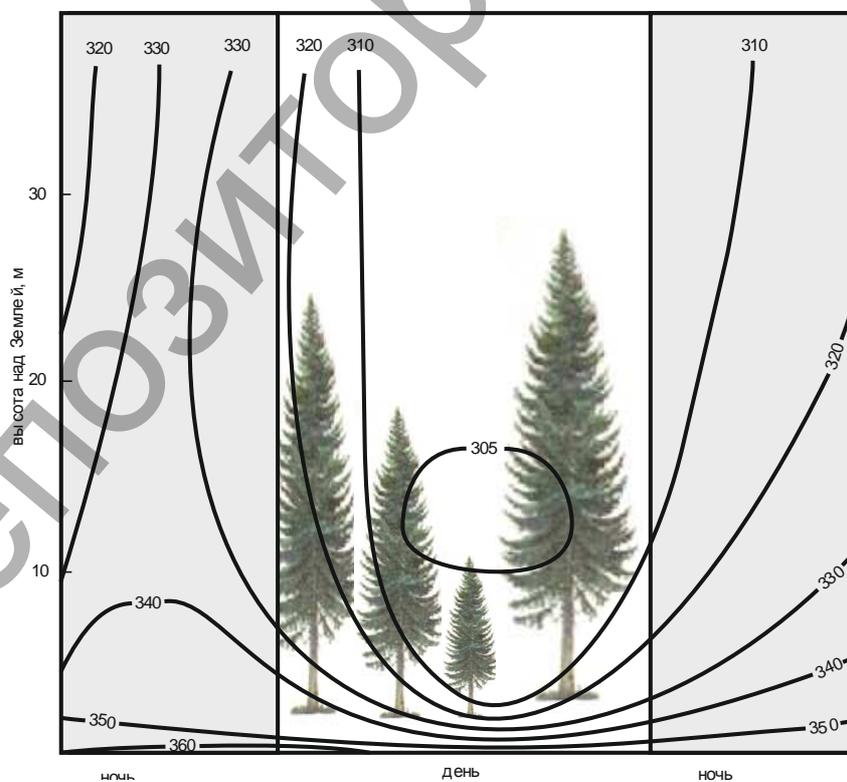


Рисунок 2.3 Суточные изменения вертикального профиля концентрации CO_2 в воздухе леса

ТЕМА 3. РАДИАЦИОННЫЙ РЕЖИМ АТМОСФЕРЫ И ПОДСТИЛАЮЩЕЙ ПОВЕРХНОСТИ

Солнечная радиация

Солнечная радиация – электромагнитное и корпускулярное излучение Солнца. Солнце – основной источник энергии почти всех процессов, происходящих в атмосфере, гидросфере и в верхних слоях литосферы и создатель энергетических запасов, которые все в большей степени используются человеком (нефть, каменный уголь, гидроресурсы, энергия ветра и др.). Различают следующие виды радиации (рисунок 3.1).



Рисунок 3.1 – Разновидности радиации

Земля получает от Солнца $1,36 \cdot \text{кВт}/\text{м}^2$ тепла в год, этого количества достаточно, чтобы растопить слой льда толщиной 35 см, сплошь покрывающего Землю при 0°C . Если бы на Землю попала вся излучаемая Солнцем энергия, Мировой океан закипел и испарился бы за 1,5 сек.

Остальное количество лучистой энергии на поверхность Земли ничтожно мало. Например, лучистая энергия звезд составляет $1 \cdot 10^{-8}$ долю солнечной энергии, космическое излучение – $2 \cdot 10^9$, внутреннее тепло Земли у ее поверхности равно $1 \cdot 10^{-4}$ доли солнечного тепла.

За единицу измерения интенсивности солнечной радиации принимают количество калорий тепла, поглощенное 1 см^2 абсолютно черной поверхности, перпендикулярной направлению солнечных лучей за 1 минуту ($\text{кал}/\text{см}^2 \cdot \text{мин}$).

Поток лучистой энергии Солнца, достигающий земной атмосферы, отличается большим постоянством. Солнечные лучи, распространяясь в мировом пространстве со скоростью около 300000 км/с , проходят путь от Солнца до Земли, равный в среднем $149,5 \text{ млн. км}$ за $8,3$ минуты.

Почти вся энергия Солнца генерируется в центральной области, часть которой составляет $1/3$ солнечного радиуса. Температура в центре Солнца составляет более 15000000 К , а давление превышает сотни млрд. атмосфер. В таких условиях происходит непрерывный процесс превращения атомов водорода в гелий.

Интенсивность Солнца называют солнечной постоянной (I_0) и принимают в среднем равной $1,98 \text{ кал/см}^2 \cdot \text{мин}$ ($(1347 \pm 4) \text{ Вт} \cdot \text{м}^{-2}$). Величина солнечной постоянной колеблется в зависимости от расстояния Земли от Солнца и от солнечной активности. Колебания ее в течение года составляют $3,4-3,5\%$.

Существует два типа носителя солнечной энергии, переправляющих ее к Земле через практически пустое пространство: корпускулы и электромагнитные волны. Таким образом, небольшая часть энергии (в миллион раз меньше ее общего количества) переносится частицами, которые называют *корпускулярным излучением*, движущимися во все стороны от Солнца (это солнечный ветер), и основная часть солнечной энергии содержится в *электромагнитном излучении* Солнца, которое свободно распространяется в межпланетном пространстве, для него прозрачны и многие твердые материалы, например, различные стены пропускают радиоволны, живая ткань – рентгеновские лучи, стекло – видимый свет.

Количество солнечной радиации, получаемое поверхностью, зависит от угла падения лучей. Наибольшее количество радиации получает поверхность, перпендикулярная направлению солнечных лучей, потому что в этом случае вся энергия распределяется на площадь с сечением, равным сечению пучка лучей. Наименьшее количество – при наклонном падении, когда энергия распределяется на большую площадь и единица поверхности получает меньшее ее количество. Таким образом, чем меньше угол падения лучей, тем меньше интенсивность солнечной радиации (рисунок 3.2). К тому же деревья, кустарники, посеvy растений затеняют местность, создают особый микроклимат, ослабляя радиацию (рисунок 3.3). Интенсивность света зависит от времени года и времени суток, от соотношения длинноволновых (красных) и коротковолновых (синих и ультрафиолетовых) лучей в отдельных районах Земли. Коротковолновые лучи, больше, чем длинноволновые, поглощаются и рассеиваются атмосферой. В горных местностях поэтому всегда больше коротковолновой солнечной радиации.

Угол падения светового луча равен углу его отражения. Падающий и отраженный лучи, а также перпендикуляр, восстановленный в точке падения, лежат

в одной плоскости. Интенсивность напряжения солнечной радиации при перпендикулярном падении солнечных лучей зависит от прозрачности и длины пути луча в атмосфере.

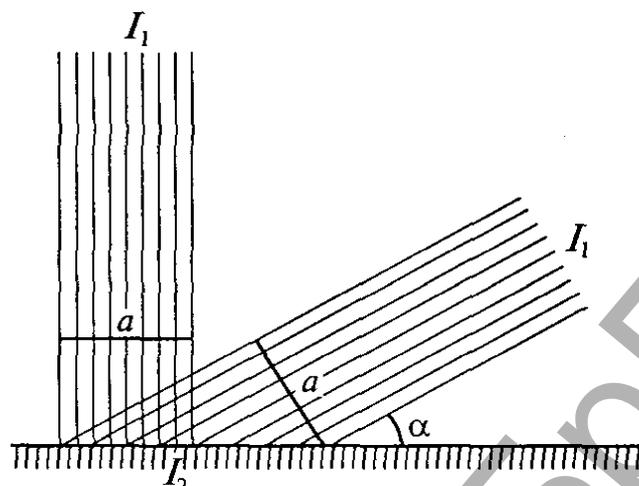
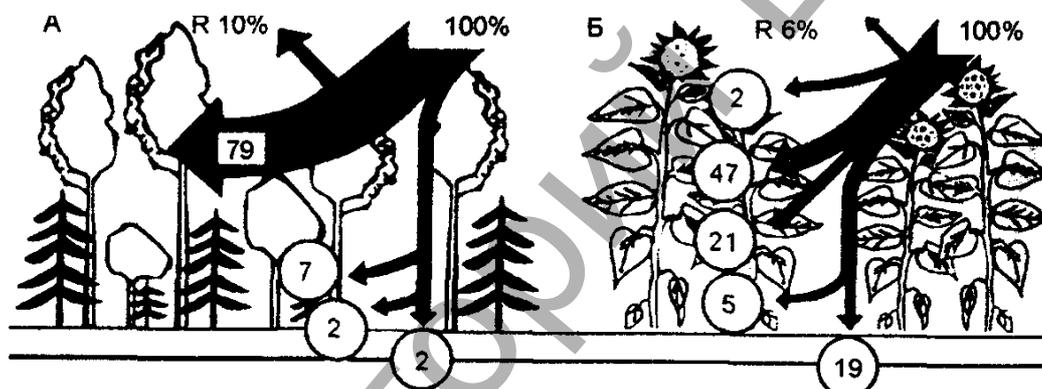


Рисунок 3.2 – Зависимость интенсивности инсоляции от угла падения солнечных лучей



А – в редком сосновом лесу, Б – в посевах кукурузы..

Рисунок 3.3 – Ослабление радиации

Зависимость интенсивности солнечной радиации от угла падения лучей выражается формулой:

$$I_1 = I_0 \cdot \sin h, \quad (3.1)$$

где I_0 – интенсивность солнечной радиации при отвесном падении лучей. За пределами атмосферы – солнечная постоянная, I_1 – интенсивность солнечной радиации при падении солнечных лучей под углом h .

Солнечная радиация, которая поступает на перпендикулярную поверхность непосредственно от солнечного диска, называется *прямой солнечной радиацией* (S). Поток солнечной радиации вне атмосферы при среднем расстоянии Земли от Солнца называется *солнечной постоянной* (S_0). Определялась путем экстраполяции из спектроболметрических измерений на различных высотах. При этом вводились поправки на ту часть инфракрасной и ультрафиолетовой радиации, которая поглощается в высоких слоях атмосферы.

Ослабление прямой солнечной радиации в атмосфере характеризуется коэффициентом прозрачности p и подчиняется закону ослабления, который выражается формулой Бугера (Буге):

$$S_m = S_0 \cdot p^m, \quad (3.2)$$

где S_m – прямая солнечная радиация околоземной поверхности при данной массе атмосферы, S_0 – солнечная постоянная, p – коэффициент прозрачности при данной массе атмосферы, m – масса атмосферы на пути солнечных лучей (оптическая масса атмосфер):

$$m = \frac{1}{\sinh}. \quad (3.3)$$

При $m=1$ Солнце находится в зените, солнечные лучи в атмосфере проходят наикратчайший путь, при уменьшении высоты солнца над горизонтом, оптическая масса сначала медленно, а затем быстро растет.

Коэффициент прозрачности - дробное число, показывающее, какая доля радиации достигает поверхности при $m=1$. Его можно определить как отношение интенсивности светового потока, дошедшее до земной поверхности (при высоте Солнца 90°), к его интенсивности на внешней границе атмосферы. Для абсолютно сухой и чистой атмосферы он равен 0,904.

Прямая солнечная радиация, которая приходит на горизонтальную поверхность, высчитывается по формуле:

$$S' = S \cdot \sinh, \quad (3.4)$$

где h – высота Солнца над горизонтом.

Радиация, которая поступает на земную поверхность от всего небесного свода, называется *рассеянной* (D).

Суммарная радиация (I_s, Q) – совокупность прямой и рассеянной солнечной радиации, поступающей в естественных условиях на горизонтальную земную поверхность.

$$Q = S' + D = S \cdot \sinh + D, \quad (3.5)$$

где S – энергетическая освещенность прямой радиации, D - энергетическая освещенность рассеянной радиации, h - высота Солнца.

Суммарная радиация, достигшая земной поверхности, частично поглощается деятельным слоем, а частично отражается (рисунок 3.4).

Единицей измерения интенсивности солнечной радиации в СИ является $\text{Дж}/\text{м}^2 \cdot \text{с}$ или $\text{Вт}/\text{м}^2$.

Отношение отраженной от земной поверхности радиации (R_k) от общего его количества (суммарная радиация (Q)) называется альбедо (A):

$$A = \frac{R_k}{Q}. \quad (3.6)$$

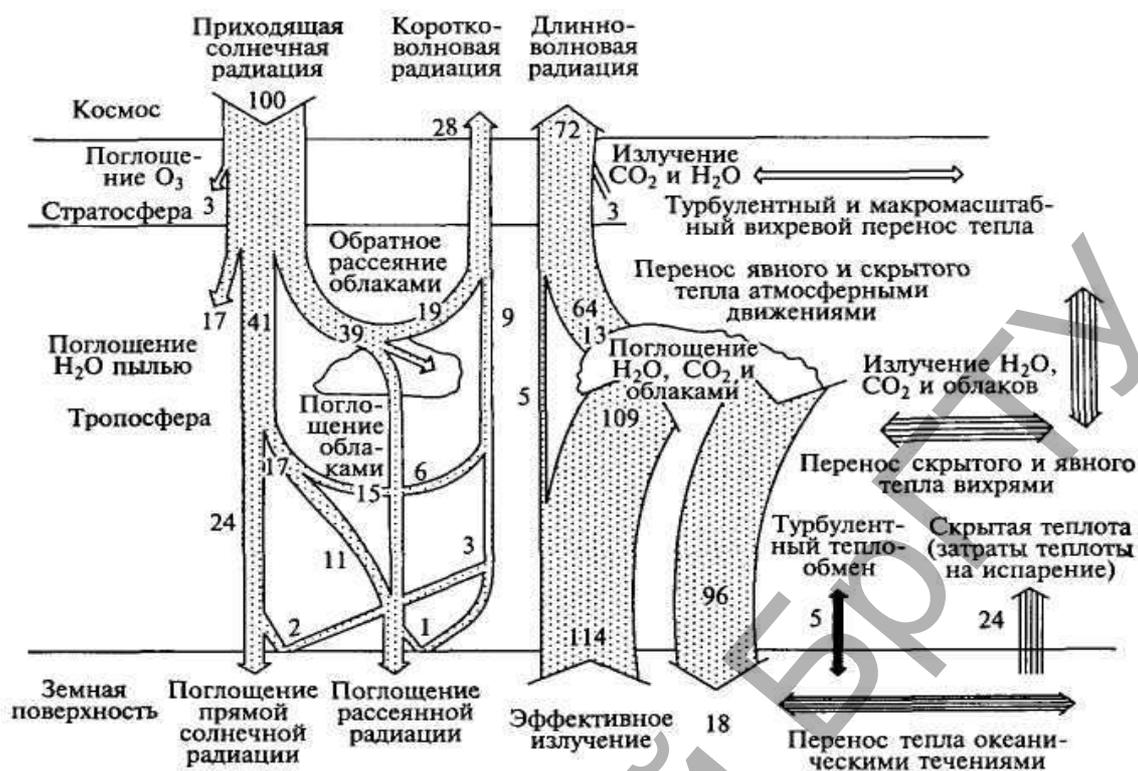


Рисунок 3.4 - Схема среднегодового радиационного и теплового баланса

Поглощенная радиация (баланс коротковолновой радиации земной поверхности) (B_k) – часть суммарной солнечной радиации, поглощенная земной поверхностью:

$$B_k = Q - R_k \quad \text{или} \quad B_k = Q(1 - A). \quad (3.7)$$

Годовые суммы поглощенной радиации изменяются от 168 кДж вблизи полярного круга до 419 кДж на Средиземноморье и в Средней Азии, максимальные суммы (до 502 кДж) относятся к югу Северной Америки.

Земное излучение (E_3) – собственное излучение земной поверхности, практически в интервале длин волн от 4 до 100 мкм с максимум около 10 мкм (в соответствии со средней температурой земной поверхности, принимаемой равной 300 К). Земное излучение с достаточной степенью точности можно считать «серым» излучением, для которого действует закон Стефана-Больцмана (пропорциональна четвертой степени от абсолютной температуры T):

$$E_3 = \delta \cdot \sigma \cdot T^4, \quad (3.8)$$

где δ – относительная излучательная способность (земной поверхности), σ – постоянная Стефана-Больцмана, равна $5,65 \cdot 10^{-10} \text{ мВт (см}^2 \cdot \text{К}^4)$ или $8,14 \cdot 10^{-11} \text{ кал (см}^2 \cdot \text{мин} \cdot \text{К}^4)$; T – абсолютная температура ($-273,16^\circ\text{C}$). Для черного тела $\delta = 1$, для снега $\delta = 0,98$.

Встречное излучение (E_a) – собственное длинноволновое (инфракрасное) излучение атмосферы, в интервале длин волн от 4 до 120 мкм, направленное к

земной поверхности и частично компенсирующее ее собственное излучение в этой же области спектра.

Разность между собственным излучением земной поверхности (E_z) и встречным излучением атмосферы (E_a) называется *эффективным излучением поверхности* ($E_{эф}$):

$$E_{эф} = E_z - E_a . \quad (3.9)$$

Радиационный баланс земной поверхности (R) – разность между поглощенной суммарной радиацией и эффективным излучением земной поверхности:

$$R = (I + i) \cdot (1 - A) - (E_z - \delta \cdot E_a) \quad \text{или} \quad R = (I \cdot \sin h_0 + i) \cdot (1 - A) - E_e \quad (3.10)$$

где I – прямая и i – рассеянная солнечная радиация, A – альbedo поверхности, E_z – собственное излучение поверхности, δ – относительный коэффициент поглощения длинноволновой радиации земной поверхностью, коэффициент, характеризующий отличие свойств изучающих поверхностей от свойств черного тела, по М.И.Будыко (1971), коэффициент δ мало меняется в разных естественных условиях и может быть принят за 0,95, E_a – встречное излучение атмосферы.

Пояса освещения

Сезоны года (весна, лето, осень, зима) проявляются не однозначно для полушарий, а по определенным поясам, которые получили в географической литературе название поясов освещения. Всего насчитывается 13 поясов освещения. Рассмотрим эти пояса более подробно.

Экваториальный пояс располагается по обе стороны от экватора и ограничен параллелями 10^0 с.ш. и 10^0 ю.ш. Полуденная высота Солнца в этом поясе колеблется от 90 до $56,5^0$, день и ночь почти всегда равны, сумерки очень короткие, смены времен года нет.

Тропические пояса:

северный тропический пояс ограничен параллелями 10^0 с.ш. и $23, 5^0$ с.ш., *южный тропический пояс* – 10^0 ю.ш. и 23^0 ю.ш.

Полуденная высота Солнца в пределах тропических поясов колеблется от 90 до 47^0 , продолжительность дня и ночи изменяется от 10,5 до 13, 5 часов; сумерки короткие, есть два сезона года, мало отличающиеся по температуре.

Субтропические пояса:

северный субтропический пояс: $23,5^0$ с.ш. – 40^0 с.ш.,

южный субтропический пояс: $23,5^0$ ю.ш. – 40^0 ю.ш.

В зените Солнце в пределах субтропических поясов не бывает. Высота Солнца близ тропика в летнее полугодие приближается к 90^0 , а на противоположной границе зимой уменьшается до $26,5^0$. Продолжительность дня и ночи для крайних широт

колеблется от 9 часов 09 минут до 14 часов 51 минуты. Сумерки непродолжительные, часто выражены зима и лето, слабее выражены весна и осень.

Умеренные пояса:

северный умеренный пояс: 40° с.ш. – 58° с.ш.,

южный умеренный пояс: 40° ю.ш. – 58° ю.ш.

Полуденная высота Солнца на полярной границе изменяется от $8,5^{\circ}$ зимой до $55,5^{\circ}$ летом. Продолжительность дня и ночи колеблется от 18 до 6 часов. Сумерки продолжительные. Четко выражены все четыре времени года (весна, лето, осень, зима). Зима и лето приблизительно равны.

Пояса летних ночей и коротких зимних дней:

северный пояс летних ночей и коротких зимних дней: 58° с.ш. – $66,5^{\circ}$ с.ш.,

южный пояс летних ночей и коротких зимних дней: 58° ю.ш. – $66,5^{\circ}$ ю.ш.

Высота Солнца в полдень на полярных границах изменяется от $53,5^{\circ}$ летом до 0° зимой. Около дня летнего солнцестояния бывают белые ночи, зимой – сумеречные дни, выражены все четыре времени года, зима длиннее лета.

Субполярные пояса:

северный субполярный пояс: $66,5^{\circ}$ с.ш. – $74,5^{\circ}$ с.ш.,

южный субполярный пояс: $66,5^{\circ}$ ю.ш. – $74,7^{\circ}$ ю.ш.

Полярные границы субполярных поясов определяются опусканием Солнца в дни зимних солнцестояний для соответствующих полушарий ниже горизонта на 8° . Поэтому полярная ночь в этом поясе носит характер сумерек, или является «белой», и продолжается от 1 суток у полярных кругов до 103 суток на полярных границах. Летняя высота Солнца колеблется от 47 до 39° .

Полярные пояса:

северный полярный пояс: $74,5^{\circ}$ с.ш. – 90° с.ш.,

южный полярный пояс: $74,5^{\circ}$ с.ш. – 90° ю.ш.

Солнце не восходит в Северном полушарии от 103 до 179 суток; наибольшая высота Солнца на полюсах $23,5^{\circ}$; времена года совпадают с днем и ночью.

Приборы для измерения величины солнечной радиации

При измерении интенсивности радиации можно использовать все известные ее действия: тепловые, фотоэлектрические, фотохимические, физиологические. Для проведения актинометрических наблюдений используются следующие актинометрические приборы: актинометр, универсальный пиранометр (походный альбедометр) и балансомер. Для измерения силы теплового потока применяются гальванометры. Эти приборы (актинометр, пиранометр, балансомер) по отдельности соединяются с помощью проводов со стрелочным гальванометром ГСА–1

или интегратором, которые предназначены для измерения тока, возникающего в термобатареях актинометрических приборов.

Актинометр предназначен для измерения прямой солнечной радиации S .

Термоэлектрический актинометр Савинова-Янишевского состоит из приемной части, в качестве которой служит черный диск, сделанный из серебряной фольги и направленный на Солнце. На противоположной стороне диска приклеены активные спаи термоэлектрической батареи из константана и манганина, которые имеют вид звезды. Пассивные спаи приклеены к медному кольцу, которое закреплено на нижнем конце трубки 7 актинометра (рисунок 3.5). Внутри трубки имеются семь диафрагм, которые предохраняют приемную часть от воздействия ветра, рассеянной и отраженной радиации.

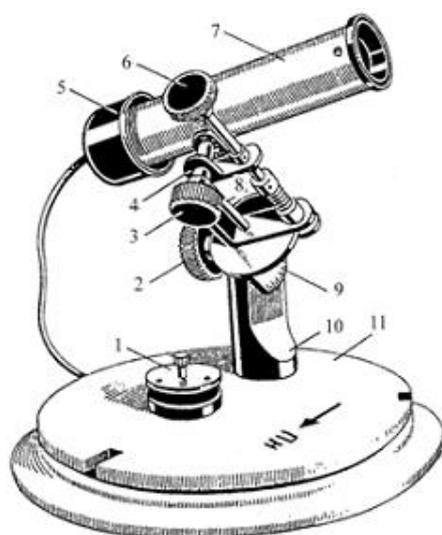


Рисунок 3.5 - Актинометр термоэлектрический

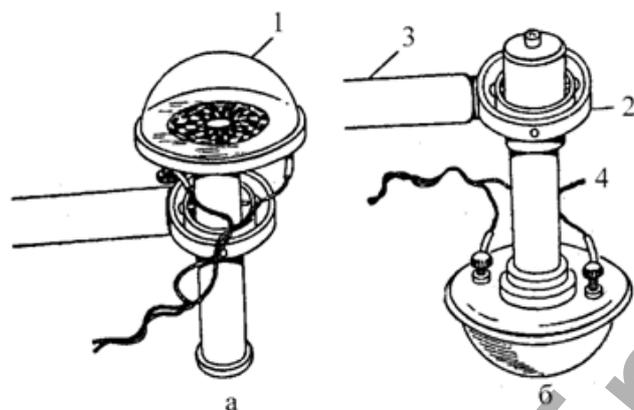
Актинометр устанавливается так, чтобы его основание 11 и штатив 10 были ориентированы стрелками на север. Далее актинометр устанавливают по широте, для этого ослабляют винт 2 и ставят сектор широт 9 соответственно широте места. С помощью винтов 3 и 6 направляют трубу 7 на Солнце. Ось 8 штатива и винт 6 располагаются по сторонам света. Можно вращать винт 6 и вести трубку за Солнцем, корректируя ее наклон на оси 4, соответственно магнитному азимуту. Направление трубки на Солнце осуществляется при помощи экрана 5 на нижнем конце трубки, где должна концентрично располагаться тень от оправы на верхнем конце трубки.

Колпачок 1 одевается на трубу при определении контроля места нуля. Термобатарея актинометра при помощи электрических проводов соединяется с гальванометром или интегратором.

Универсальный пиранометр (альбедометр) (рисунок 3.6) служит для измерения рассеянной радиации (D) при затемнении его темным экраном, суммарной радиации (Q) и отраженной радиации (R_r), что поступает на горизонтальную поверхность. Применяется главным образом для измерения альбедо деятельной поверхности. Альбедометры бывают двух типов: стационарные и походные.

Они состоят из приемника (термоэлектрической батареи) от пиранометра 1, карданного подвеса 2, который способен самоуравновешиваться и рукоятки 3. Это устройство обеспечивает горизонтальное положение приемной части альбедометра в двух положениях: приемником вверх для измерения суммарной и

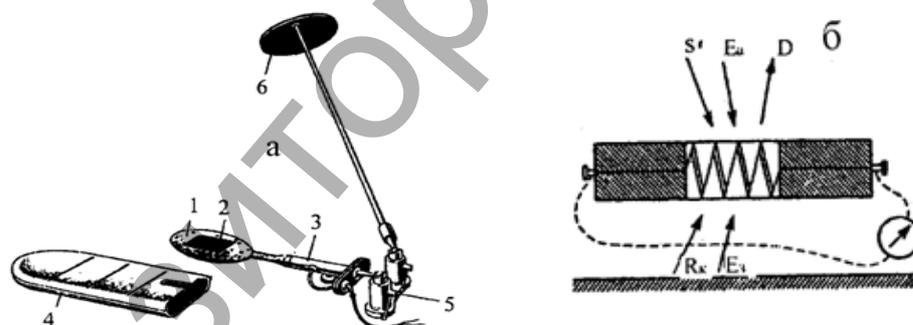
рассеянной радиации и приемником вниз для измерения отраженной радиации. Для осуществления наблюдений рукоятка 3 прикрепляется к трубке 4. С помощью трубки альбедометру придается соответствующее положение. После определения суммарной и отраженной радиации, вычисляется альbedo по формуле (3.6).



а – положение вверх, б – положение вниз

Рисунок 3.6 - Альбедометр термоэлектрический

Балансомер термоэлектрический применяется для измерения радиационного баланса (B) деятельной поверхности (рисунок 3.7). Прибор представляет собой круглую плоскую оправу 1 диаметром 100 мм, в середине которой располагается приемник в виде квадратных медных пластинок 2.



а – общий вид, б – схема

Рисунок 3.7 - Балансомер термоэлектрический

Наружная поверхность этих пластинок затемнена. К оправе присоединена рукоятка 3. Между медными пластинами располагаются 10 специальных термобатарей. Каждая батарея представляет медный брусок, который имеет изоляционное покрытие. На это покрытие намотана константовая стружка. Половина каждого витка намотки изолирована, а вторая посеребрена. Все батареи соединены между собой последовательно. Провода от первой и последней батареи через рукоятку 3 выходят наружу. Балансомер в нерабочем состоянии закрывается крышкой 4. В комплект балансомера входит колодка с двумя шарнирами 5. К одному шарниру прикрепляется балансомер, а к другому – теневой экран б, который необходим для

затемнения прибора от прямой солнечной радиации. Балансомер устанавливается строго горизонтально и подключается к гальванометру или интегратору.

При измерении днем приемник, который направлен к небосводу, принимает суммарную радиацию Q и встречное излучение атмосферы E_a . Приемник, который направлен к земной поверхности, принимает отраженную радиацию R_k и собственное излучение земной поверхности E_z .

Суммарная радиация и встречное излучение атмосферы представляют собой приходные составляющие, а отраженная радиация и собственное излучение земной поверхности – расходные составляющие радиационного баланса. Днем радиационный баланс положительный, а ночью отрицательный. Ночью, когда суммарной радиации нет, радиационный баланс равен эффективному излучению ($B = E_{эф}$).

Практическая работа № 3.1**Тема: Солнечная радиация**

Цель: формирование знаний о солнечной радиации и ее преобразовании в атмосфере, умений анализировать географическое распространение явлений.

Задания для самостоятельной работы

1. Как связаны угол падения солнечных лучей и продолжительность дня?
2. Найти оптическую массу атмосферы, которую проходят солнечные лучи при всех высотах Солнца, кратных 5, 10°. Построить график функции $m(h)$ и объяснить характер этой зависимости (таблица 3.1).

Таблица 3.1 - Значение m при разных высотах Солнца h_0 (таблица Бемпарада)

h°	0	1	2	3	4	5	6	7	8	9
0	35,40	27,00	19,80	15,40	12,40	10,40	8,90	7,80	6,90	6,18
10	5,60	5,12	4,72	4,37	4,08	3,82	3,59	3,39	3,21	3,05
20	2,90	2,77	2,65	2,55	2,45	2,36	2,27	2,20	2,12	2,06
30	2,00	1,94	1,88	1,83	1,78	1,74	1,70	1,66	1,62	1,59
40	1,55	1,52	1,49	1,46	1,44	1,41	1,39	1,37	1,34	1,32
50	1,30	1,28	1,27	1,25	1,24	1,22	1,20	1,19	1,18	1,17
60	1,15	1,14	1,13	1,12	1,11	1,10	1,09	1,09	1,08	1,07
70	1,06	1,06	1,05	1,05	1,04	1,04	1,03	1,03	1,02	1,02
80	1,02	1,01	1,01	1,01	1,01	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00
90	1,00									

Оптическую массу атмосферы рассчитать по формуле (3.3).

3. С помощью формулы (3.1) и таблицы (3.2) определить, сколько солнечной энергии получает перпендикулярная лучам и горизонтальная поверхность при высоте Солнца 45° и коэффициенте прозрачности 0,65?

Таблица 3.2 - Синусы углов

Угол (h), °	sin h	Угол (h), °	sin h
35	0,57	55	0,82
40	0,64	60	0,87
45	0,71	65	0,91
50	0,77	70	0,94

4. Рассчитать прямую радиацию на перпендикулярную и горизонтальную поверхности при высоте Солнца 50°, если коэффициент прозрачности составляет 0,5; 0,6; 0,7; 0,8. Проанализировать зависимость солнечной радиации от величины p . Прямая солнечная радиация рассчитывается по формуле (3.2)

Количество прямой солнечной радиации (S^{\downarrow}), которая поступает на горизонтальную поверхность, определяется по формуле (3.4).

5. Выявить основные закономерности в изменении спектрального состава солнечной радиации в зависимости от высоты солнца над горизонтом, используя данные таблицы 3.3.

Таблица 3.3 - Спектральный состав солнечной радиации в зависимости от высоты Солнца над горизонтом, %

Длина волны, мкм	Высота (h) Солнца над горизонтом, градусы			
	90	30	5	
Ультрафиолетовая часть спектра	0,30	4,0	3,0	0,5
	0,37	3,0	2,0	0,0
Видимая часть спектра	0,42	6,0	5,0	1,0
	0,49	11,0	11,0	4,0
	0,59	14,0	14,0	10,0
	0,70	13,0	13,0	15,5
Инфракрасная часть спектра	0,91	19,0	21,0	26,0
	1,33	18,0	19,0	25,0
	2,30	10,0	10,0	15,0
	4,00	2,0	2,0	3,0
Интенсивность общей радиации, кВт/м ²	1,18	1,08	0,73	

Вопросы для самоконтроля:

1. Выявите общую закономерность в изменении прямой и рассеянной солнечной радиации в дни равноденствий и солнцестояний в зависимости от широты места.

2. На каких широтах в течение года наблюдаются максимальные различия в суточных суммах солнечного тепла на границе атмосферы? Как эти различия должны отражаться на температурном режиме и степени выраженности сезонов года?

3. В каком сезоне года наблюдаются максимальные различия между полярными и экваториальными широтами? Как эти различия должны отражаться на температурных и барических градиентах между экватором и полюсами, а также на интенсивности междуширотного обмена воздушными массами?

4. Почему суточные суммы солнечного тепла на границе атмосферы в летний период максимальны в приполярных широтах и минимальны на экваторе, а температура воздуха у поверхности Земли в этот период в приэкваториальных широтах в этот период значительно выше, чем в приполярных?

5. В каком широтном поясе наблюдается наибольший приток прямой солнечной радиации к поверхности Земли летом?

6. Сравните потоки прямой и рассеянной радиации на разных широтах.

Для ответов использовать таблицу 3.4.

Таблица 3.4 - Распределение солнечной радиации на верхней границе атмосферы и у земной поверхности в Северном полушарии, кВт/м²

День	Широта, град						
	0–10	10–20	20–30	30–40	40–50	50–60	60–90
На верхней границе атмосферы							
21/ХП	0,383	0,324	0,260	0,191	0,121	0,055	0,004
21/Ш	0,432	0,420	0,386	0,355	0,308	0,250	0,147
21/VI	0,404	0,440	0,463	0,477	0,481	0,477	0,491
23/IX	0,425	0,392	0,388	0,351	0,304	0,246	0,145
Прямая радиация около земной поверхности							
21/ХП	0,114	0,112	0,094	0,057	0,025	0,009	0,001
21/Ш	0,133	0,156	0,144	0,112	0,081	0,068	0,038
21/VI	0,101	0,118	0,151	0,163	0,128	0,111	0,093
23/IX	0,119	0,113	0,140	0,128	0,091	0,055	0,019
Рассеяная радиация около земной поверхности							
21/ХП	0,045	0,055	0,046	0,036	0,024	0,011	0,001
21/Ш	0,075	0,073	0,069	0,065	0,058	0,046	0,033
21/VI	0,073	0,079	0,086	0,087	0,088	0,085	0,107
23/IX	0,075	0,072	0,068	0,064	0,056	0,045	0,034

Практическая работа № 3.2**Тема: Радиационный баланс**

Цель: формирование знаний о составляющих радиационного баланса, умений анализировать географическое распространение явлений, навыков построения графиков.

Задания для самостоятельной работы

1. Вычислить величину радиационного баланса, если известны величины прямой солнечной радиации S ($1,23 \text{ кВт/м}^2$), высота солнца h_0 (58°), величина рассеянной солнечной радиации D ($0,16 \text{ кВт/м}^2$), величина эффективного излучения $E_{эф}$ ($0,14 \text{ кВт/м}^2$) и альbedo поверхности A (17%).

Для решения воспользуйтесь следующими формулами:

- для определения радиационного баланса (R)

$$R = Q - R_k + E_{эф}; \quad (3.11)$$

- значение отраженной радиации R_k , выражается через альbedo поверхности

$$R_k = \frac{A \cdot Q}{100\%}; \quad (3.12)$$

- суммарная солнечная радиация находится по формуле:

$$Q = S' + D; \quad (3.13)$$

- прямая солнечная радиация на горизонтальную поверхность (S')

$$S' = \sin h_0 \cdot S. \quad (3.14)$$

2. Прямая солнечная радиация на перпендикулярную поверхность составляет $0,8 \text{ кВт/м}^2$, рассеянная радиация $0,3 \text{ кВт/м}^2$, высота Солнца 50° . Сколько тепла поглощают и отражают различные поверхности (таблица 3.5)?

Таблица 3.5 - Альbedo разных типов деятельного слоя

Поверхность	Альbedo, %	Поверхность	Альbedo, %
Торфяник сухой	10	Водные поверхности	
Торфяник влажный	8	- 0° широты	6
Глина сухая	23	- зима, 30° широты	9
Глина влажная	16	- зима, 60° широты	21
Песок желтый	35	- лето, 30° широты	6
Песок белый	40	- лето, 60° широты	7
Зеленая трава	26	Луг зеленый	10-20
Кустарник	15-20	Дорога черная	5-10
Сухая трава	19	Снег сухой и чистый	85-95
Лес еловый	9	Снег влажный чистый	55-60
Лес сосновый	15	Снег грязный	45
Зерновые культуры	10-25	Морской лед	30-40

Количество отраженной радиации зависит от величины приходящей радиации и значения альбедо:

$$R_{\text{отраж.}} = I_s \cdot A = (I_s \cdot \sin h_0 + i) \cdot A \quad (3.15)$$

$$R_{\text{поглощ.}} = I_s \cdot (1 - A) = (I_s \cdot \sin h_0 + i) \cdot (1 - A) \quad (3.16)$$

3. Определить альбедо (A) различных поверхностей, если известно количество падающей солнечной радиации (Q) и отраженной радиации (r) (таблица 3.6).

Таблица 3.6 - Суммарная солнечная и отраженная радиация

Поверхность	Q (кал/см ² · мин)	r (кал/см ² · мин)
Снег	0,84	0,59
Песок	1,23	0,37
Глинистые почвы	0,94	0,19
Луговая растительность	0,86	0,36
Водная поверхность	0,67	0,03
Облака	0,68	0,53

4. Поглощенная часть прямой радиации на горизонтальную поверхность составляет 0,50 кВт/м², рассеянной радиации 0,15 кВт/м², а встречное излучение равно 0,20 кВт/м², земное излучение – 0,35 кВт/м². Вычислить радиационный баланс деятельного слоя.

5. Проанализировать изменение суммарной солнечной радиации и радиационного баланса в пределах Республики Беларусь (атлас географии Беларуси) и мира и ответить на следующие вопросы.

Карты суммарной солнечной радиации:

- Каковы закономерности в распределении суммарной радиации по широтам? Какова величина суммарной радиации в приполярных районах, в умеренных, тропических и экваториальных широтах?

- На каких широтах земного шара и почему наблюдаются наибольшие изменения в величине суммарной радиации?

- Выявить районы на земном шаре с наибольшими и наименьшими величинами суммарной радиации.

- Сравнить величины суммарной радиации одних и тех же широт Северного и Южного полушарий и объяснить существующие между ними различия.

Карты радиационного баланса:

- Каковы общие закономерности в изменении радиационного баланса на поверхности Земли?

- Почему максимальные величины радиационного баланса приходятся на поверхность океана?

- Какие районы на земном шаре и почему имеют наибольшие величины радиационного баланса?

- На каких широтах в зимнее время наблюдается отрицательный радиационный баланс?

- Как изменяется величина радиационного баланса в зимнее и летнее время по широтам? В каком сезоне наблюдаются наибольшие поширотные различия?

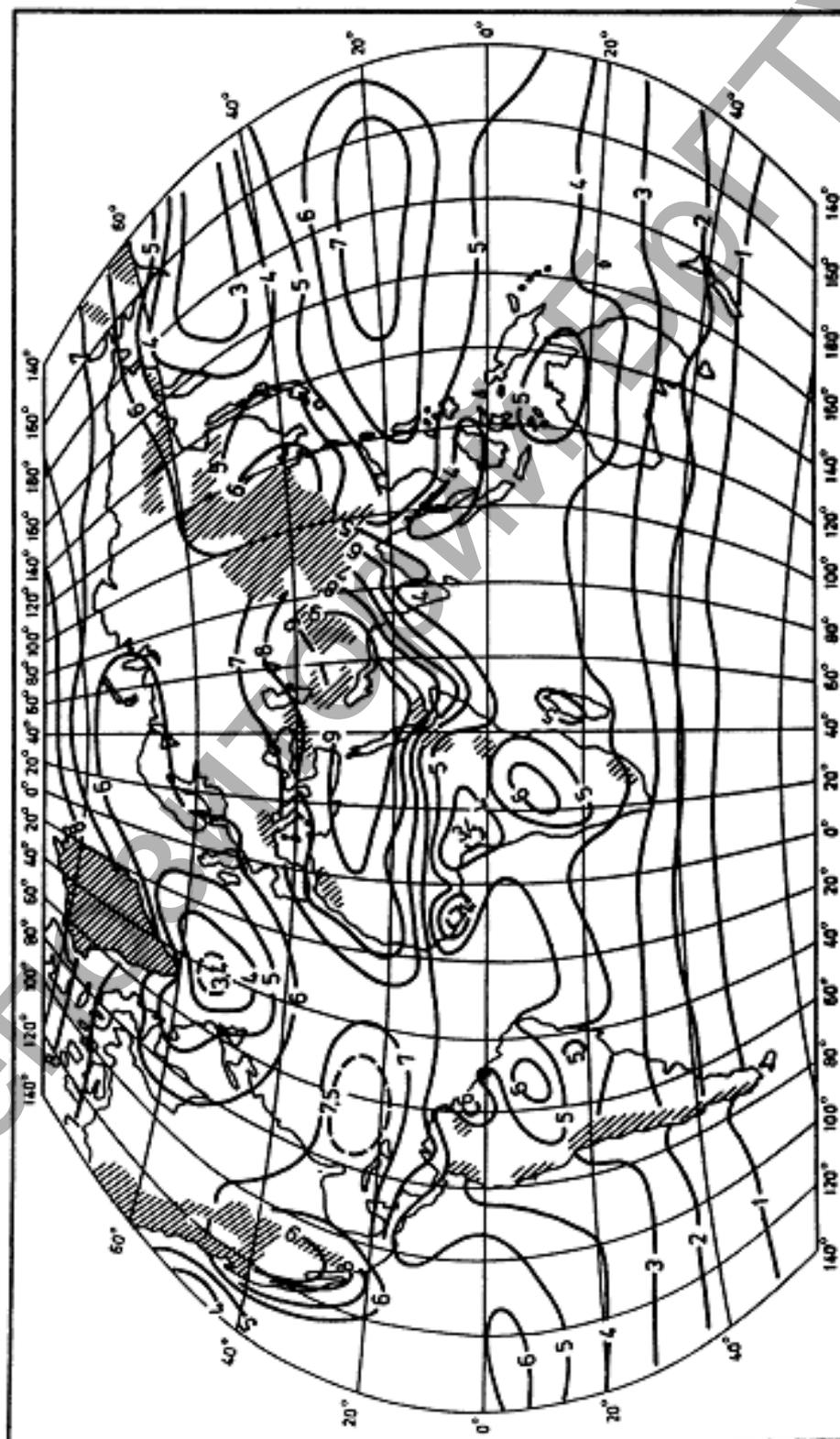


Рисунок 3.8 - Карта суммарной радиации за июнь, (в 10^2 МДж/($m^2 \cdot год$))

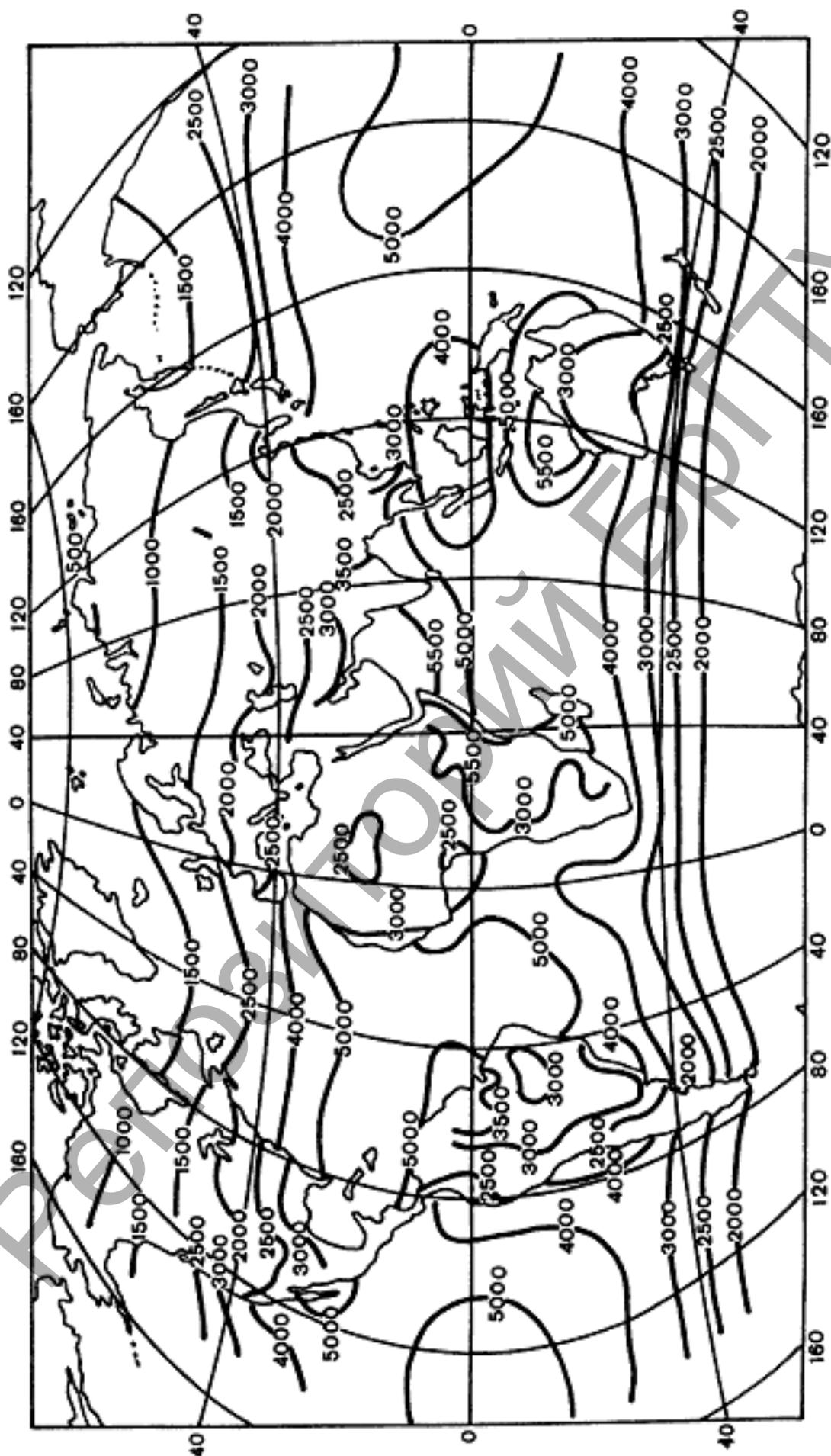


Рисунок 3.9 - Карта радиационного баланса земной поверхности за год (МДж/(м²·год))



Рисунок 3.10 - Карта радиационного баланса земной поверхности за декабрь (в 10^2 МДж/($m^2 \cdot год$))

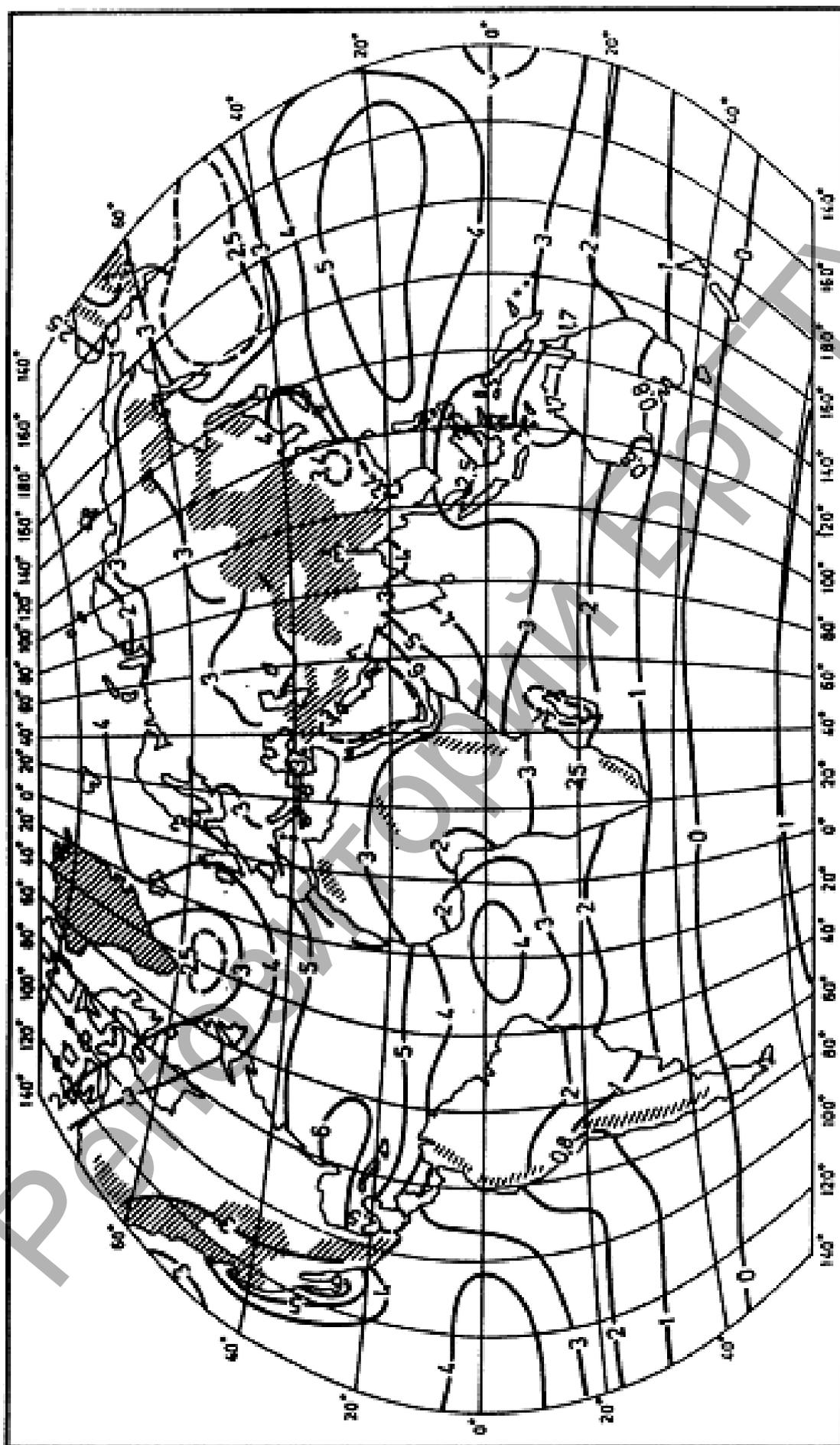


Рисунок 3.11 - Карта радиационного баланса земной поверхности за июнь (в 10^2 МДж/($m^2 \cdot год$)).

ТЕМА 4. ТЕПЛОВОЙ РЕЖИМ АТМОСФЕРЫ И ПОДСТИЛАЮЩЕЙ ПОВЕРХНОСТИ

Тепловой баланс атмосферы

Солнечная радиация является основным источником энергии для самых разнообразных процессов и явлений, совершающихся на Земле и в атмосфере. Солнечное тепло обуславливает жизнедеятельность животных и живых организмов. Физические и химические процессы, происходящие на суше, в океане и атмосфере, полностью определяются количеством солнечной радиации. Количество солнечной энергии, поступающей на поверхность земли, зависит ряда причин.

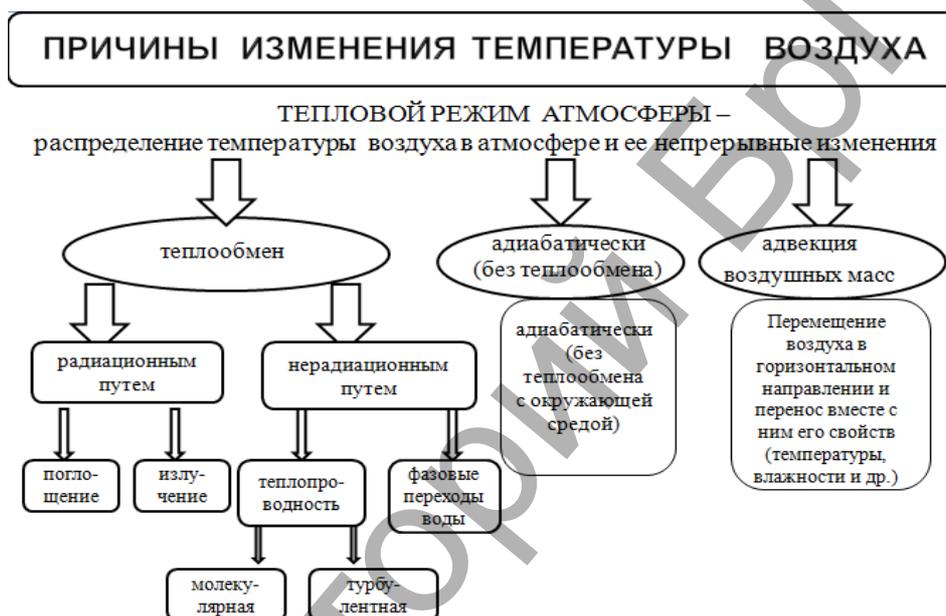


Рисунок 4.1 - Причины изменения температуры воздуха

Фактические суммы радиации, приходящие к подстилающей поверхности, значительно снижены за счет ее поглощения и отражения в атмосфере. Суммарная радиация, поступающая к поверхности Земли, поглощается ею не полностью, а частично отражается. Отражательная способность поверхности Земли зависит от рода тел, их физических свойств, цвета и состояния. Земная поверхность, поглощая суммарную радиацию, в то же время теряет тепло путем длинноволнового излучения. Это тепло в значительной мере поглощается атмосферой и частично уходит в мировое пространство.

Разность между поглощенной коротковолновой радиацией и эффективным излучением определяет радиационный баланс подстилающей поверхности:

$$R = Q(1-r) - B_{эф}, \quad (4.1)$$

где $Q(1-r)$ – поглощенная радиация; Q – суммарная радиация (отраженная и рассеянная); r – альбедо подстилающей поверхности; $B_{эф}$ – эффективное излучение деятельной поверхности.

Радиационный баланс атмосферы R_a определяется соотношением:

$$R_a = Q_n + B_{эф} - U, \quad (4.2)$$

где Q_n – поглощенная атмосферой коротковолновая солнечная радиация; U – уходящее в мировое пространство излучение земной поверхности и атмосферы.

$$R_a = E_0 + I_a - E_\infty, \quad (4.3)$$

где E_0 – излучение земной поверхности; E_∞ – уходящая радиация земной поверхности и атмосферы; I_a – солнечная радиация, поглощенная атмосферой.

Согласно расчетам, поглощаемая атмосферой коротковолновая солнечная радиация нагревает ее в среднем за год на $0,6$ град/сутки, а длинноволновое излучение в космос выхолаживает на $1,5$ град/сутки. Следовательно, радиационный баланс атмосферы остается отрицательным. Чтобы сбалансировать величину этого охлаждения, необходим приток тепла от земной поверхности. Тепло от нее передается атмосфере испарением и турбулентной теплопроводностью. Уравнение теплового баланса подстилающей поверхности выглядит следующим образом:

$$R = LE + P + A, \quad (4.4)$$

где R – радиационный баланс; LE – затраты тепла на испарение (L – удельная теплота испарения, E – масса испарившейся или сконденсировавшейся воды); P – затраты тепла на турбулентный теплообмен; A – теплообмен поверхности с нижележащими слоями.

Затраты тепла на испарение составляют основную расходную часть теплового баланса земной поверхности. Приток же тепла за счет конденсации водяного пара представляет основную приходную статью теплового баланса атмосферы. Испарение земной поверхности связано с изыманием тепла от подстилающей поверхности и прилегающих к ней слоев воздуха и приводит к понижению температуры приземного слоя атмосферы. Влияние конденсации водяного пара на температуру атмосферы сказывается на уровне образования облаков и проявляется в повышении температуры.

В процессе освобождения скрытой теплоты конденсации атмосфера нагревается на всех широтах до большой высоты. В низких широтах эффект нагревания распространяется на всю тропосферу в результате интенсивного развития конвекции. В полярных широтах эффект нагревания атмосферы ограничен в основном нижней тропосферой, что объясняется отчасти устойчивостью атмосферы.

Второй расходной частью теплового баланса подстилающей поверхности и второй приходной частью теплового баланса атмосферы является турбулентный поток тепла между земной поверхностью и атмосферой, который еще называют ощутимой, или явной теплотой. Изменение температуры под воздейст-

вием притока ощутимой теплоты ограничено пограничным слоем, высота которого даже в низких широтах не превышает 3 км.

Обе приходные составляющие теплового баланса системы Земля–атмосфера – дают количество энергии, которое может быть больше или меньше необходимого для поддержания теплового равновесия в данной широтной полосе. Недостаток или избыток тепла приносится или уносится горизонтальными движениями в атмосфере и океане.

Температура деятельной поверхности

Температура – одна из основных характеристик погоды и климата.

Температура воздуха регистрируется термометром в условиях его полного теплового контакта с атмосферным воздухом.

Наблюдения за температурой почвы (t_n) на разных глубинах, особенно в пахотном слое (0-20 см), проводятся тщательно и давно. Солнечные лучи, проходя через атмосферу, попадают на поверхность почвы, которая, в свою очередь, поглощает, отражает, излучает солнечную энергию. Тепло с поверхности почвы передается на глубину благодаря её прекрасному свойству – теплопроводности. В результате этого температура почвы на поверхности и на глубине изменяется в течение суток и в течение года.

Температура поверхности почвы определяется по показаниям термометра, лежащего открыто на поверхности почвы или снега; при этом резервуар термометра наполовину углублен в почву. Температура почвы на глубине определяется показаниями термометров, резервуары которых установлены на определенных глубинах. На метеорологических станциях температура почвы на глубинах 5, 10, 15, 20 см определяется термометрами Савинова (рисунок 4.2). Это почвенный термометр с капилляром, удлинненным в участке между резервуаром и началом шкалы и изогнутым в этой части под углом 135° . На метеостанциях устанавливается на теплый сезон.

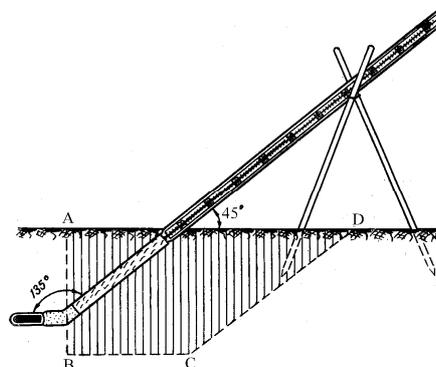
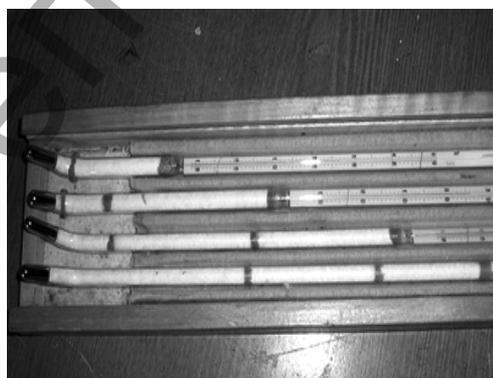


Рисунок 4.2 - Рисунок – Термометр Савинова (почвенный) ТМ–5 термометры метеорологические коленчатые (Савинова) (а – в футляре, б – в почве)

Температура на глубинах 20, 40, 80, 160, 320 см определяется вытяжными термометрами (рисунок 4.3).

Термометры заключены в металлическую или пластмассовую оправу с прорезом для шкалы. В нижней части оправы имеется небольшое отверстие, через которое резервуар термометра засыпают медными опилками, после чего отверстие заливают парафином. Это делается для того, чтобы увеличить тепловую инерцию термометра, необходимую для сохранения температуры при производстве отсчетов, а также для создания непрерывной, хорошо проводящей среды между резервуаром термометра и почвой. Оправа вместе с термометром прикрепляется к деревянной палке, на противоположном конце палки привинчен колпачок с кольцом. Эбонитовая трубка с металлической гильзой б на конце плотно вставляется на нужную глубину при помощи специального бура; после этого в нее осторожно опускают термометр. Колпачок на верхнем конце палки служит крышкой, предохраняющей от попадания атмосферных осадков и грязи внутрь трубки. Вытяжные термометры устанавливаются под открытым небом на открытом месте с естественным почвенным покровом (летом – трава, зимой – снег). Термометры располагают в один ряд с востока на запад. Верхние концы трубок должны выступать над поверхностью земли на высоту, превышающую среднюю высоту снежного покрова в данном пункте (60–100 см). Для сохранения естественного покрова около термометров с северной стороны делается специальный откидной помост, с которого и производятся отсчеты. Во время наблюдений термометр осторожно вынимают из эбонитовой трубки за кольцо и отсчитывают температуру. После наблюдений термометр опускают в трубу.

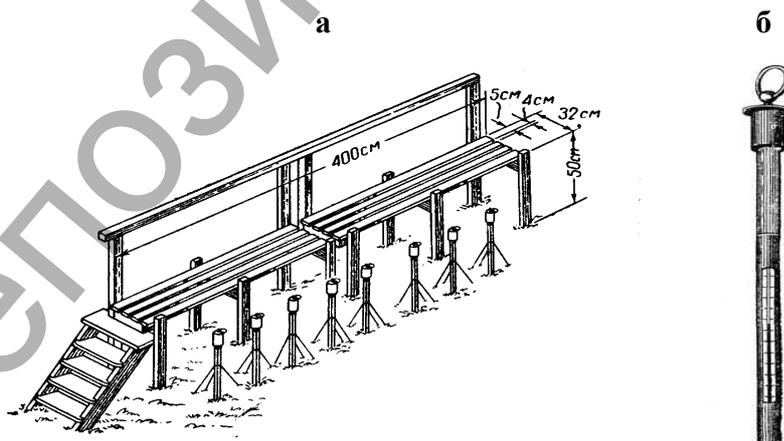


Рисунок 4.3 - Почвенно-вытяжные термометры (а – в рабочем состоянии, б – вытяжной термометр)

Термометры градуированы разными шкалами, наибольшее распространение получили шкалы, которые предложили Фаренгейт в 1715 г., Реомюр – в 1736 г., Цельсий – в 1748 г., Кельвин – в 1848 г.

Температура воздуха, а также почвы и воды в метеорологии в большинстве стран измеряется в единицах СИ, т.е. в градусах Международной температурной шкалы, или *шкалы Цельсия* ($^{\circ}\text{C}$). Ноль этой шкалы приходится на температуру, при которой тает лед, а 100°C – на температуру кипения воды (и то и другое при нормальном давлении – 1013 гПа). Градус (шкалы) Цельсия (1°C) равен $1/100$ интервала между реперными точками плавления льда (0°C) и кипения воды (100°C) при давлении 760 мм рт. ст.

Градус абсолютной шкалы или (шкалы) Кельвина (1 K) равен той же величине. Термодинамическая температурная шкала, в которой для температуры тройной точки воды установлено значение $273,16 \text{ K}$. Точка плавления льда $273,15 \text{ K}$.

Градус (шкалы) Фаренгейта (1°F) равен $1/180$ интервала между реперными точками плавления льда (32°F) и кипения воды (212°F).

В формулах температура по абсолютной шкале обычно обозначается T , а температура по Цельсию – t . Переход от температуры по Цельсию к температуре по абсолютной шкале осуществляется по формуле:

$$T = t + 273,15. \quad (4.5)$$

В США, Англии и некоторых странах бывшей Британской империи до сих пор используется температурная *шкала Фаренгейта*. Градус температурной шкалы Фаренгейта ($^{\circ}\text{F}$) составляет $1/180$ интервала между пунктами таяния льда и кипения воды. За ноль в этой шкале принята температура смеси снега и нашатыря, а за 100°F – нормальная температура человеческого тела. По шкале Фаренгейта 0°C соответствует $+32^{\circ}\text{F}$, а 100°C соответствует $+212^{\circ}\text{F}$. Таким образом, $100^{\circ}\text{C} = 180^{\circ}\text{F}$, отсюда $1^{\circ}\text{C} = (9/5)^{\circ}\text{F}$, $1^{\circ}\text{F} = (5/9)^{\circ}\text{C}$. Переход от шкалы Фаренгейта к шкале Цельсия и наоборот осуществляется по формулам:

$$t^{\circ}\text{C} = (5/9) \cdot (t^{\circ}\text{F} - 32), \quad (4.6)$$

$$t^{\circ}\text{F} = (9/5) \cdot t^{\circ}\text{C} + 32. \quad (4.7)$$

Отсюда можно определить, что 0°F соответствует примерно $17,8^{\circ}\text{C}$.

Градус температурной *шкалы Реомюра* ($^{\circ}\text{R}$) составляет $1/80$ интервала между пунктами таяния льда и кипения воды. Им даны значения соответственно 0°R и 80°R . Для перехода от шкалы Реомюра к шкале Цельсия и наоборот применяются следующие формулы:

$$t^{\circ}\text{R} = 4/5 \cdot t^{\circ}\text{C}, \quad (4.8)$$

$$t^{\circ}\text{C} = (5/4) \cdot t^{\circ}\text{R}. \quad (4.9)$$

Нагревание и охлаждение почвогрунтов на глубине определяется:

- цветом, определяющим отражательную способность поверхности,
- влажностью, от которой зависят затраты тепла на испарение,
- теплопроводностью,
- теплоемкостью.

Поверхность почвы наиболее нагрета днем и наиболее холодная ночью. В дневное время температура в верхних слоях почвы (t_{no}) выше, чем в нижних, в ночное время – наоборот. Это объясняется отдачей тепла в атмосферу верхними слоями почвы. Суточный ход температуры поверхности почвы характеризуется одним максимумом – около 13 ч и одним минимумом – перед восходом Солнца. Затухание амплитуды суточных колебаний температуры в профиле почвы происходит на глубинах от 35 до 100 см, средние годовые колебания – на 15 м. Например, в Москве на глубине около 15 м она составляет +3,5 °С. В слое постоянной годовой температуры она равна среднегодовой температуре на поверхности. Начиная с глубины 100 см, в почве в течение суток наблюдается постоянная температура. В отдельные дни суточный ход температуры в профиле почвы имеет значительные отклонения, что можно объяснить целым рядом метеорологических причин – облачностью, ветром, неравномерным сиянием Солнца, осадками.

Слой грунта, располагающийся над слоем постоянной годовой температуры и испытывающий ее сезонные колебания, называют деятельным слоем. В области многолетней мерзлоты под ним залегает мерзлый грунт разной мощности, в остальных районах – незамерзающий. Поскольку на суше деятельный слой тонок, летом он быстро прогревается, а зимой быстро теряет тепло, и теплообмен с воздухом совершается в короткий срок.

Водоемы нагреваются и охлаждаются иначе, чем почва: вода медленнее нагревается и медленнее охлаждается. Это связано с тем, что удельная теплоемкость воды в 2–3 раза больше, чем пород, слагающих сушу; вода – подвижная среда, поэтому тепло в ней проникает на глубину до 200 – 300 м, на что затрачивается значительная энергия и время, это происходит в результате турбулентного перемешивания, за счет волнения, течений, плотностной конвекции.

Снежный покров повышает температуру почвы на поверхности и глубинах. Промерзание почвы под снегом, например, в Новосибирской области может составлять 40 см, а на бесснежных поверхностях – 100 см и более.

Температура воздуха

Как в почве и в воде нагревание и охлаждение передаются от поверхности в глубину, так и в воздухе нагревание и охлаждение передаются из нижнего слоя в более высокие слои. Поэтому суточные колебания температуры должны наблюдаться не только у земной поверхности, но и в высоких слоях атмосферы.

На географическое распределение температуры воздуха у земной поверхности оказывают влияние следующие факторы:

- общая циркуляция атмосферы,
- особенности подстилающей поверхности (растительность, снеговой, ледовый покровы и т.д.),
- географическая широта,
- распределение суши и моря,
- океанические течения.

Важным фактором повышения или понижения температуры воздуха в том или ином месте является адвекция «волн тепла или холода» из других районов земного шара. Роль адвекции весьма велика при меридиональном переносе воздушных масс между низкими и высокими широтами. Она довольно значительна и при широтном переносе воздуха с моря на сушу и наоборот, особенно в зимнее время во внетропических широтах.

В верхней тропосфере и стратосфере температура определяется, прежде всего, процессами поглощения и излучения радиации воздухом, а не влиянием деятельной поверхности.

Важная роль в тепловом режиме воздуха тропосферы принадлежит адиабатическому процессу (греч. *adiabatos* – непроходимый) – процессу изменения термодинамического состояния воздуха без теплообмена с окружающей средой. Температура изменяется при этом за счет расширения или сжатия воздуха. При подъеме воздух попадает из плотных слоев атмосферы в разреженные, скорость движения молекул уменьшается, в результате чего температура поднимающегося воздуха понижается. Если воздух ненасыщенный, происходит падение температуры около 1° на 100 м – по сухоадиабатическому градиенту. Если воздух насыщен водяным паром, то падение температуры происходит в среднем на $0,5^\circ$ на 100 м – по влажноадиабатическому градиенту, так как при этом выделяется скрытая теплота парообразования, которая частично компенсирует тепло, затраченное на расширение.

При опускании ненасыщенного воздуха или насыщенного, но без продуктов конденсации (капель, кристаллов) происходит сжатие воздуха, которое сопровождается повышением давления и температуры на 1° на 100 м .

Характер вертикальных перемещений воздуха зависит от термической стратификации атмосферы, т. е. распределения температуры воздуха по вертикали. В тропосфере вертикальный температурный градиент, т. е. изменение температуры неподвижного воздуха вверх от поверхности Земли, равен в среднем $0,6^\circ$ на 100 м , хотя он отклоняется от этой средней величины в больших пределах

(особенно летом). В зависимости от фактической величины вертикального температурного градиента по отношению к поднимающемуся насыщенному или ненасыщенному воздуху стратификация атмосферы может быть устойчивой, неустойчивой или безразличной.

Так как по высоте изменения физических величин происходят намного быстрее, чем в горизонтальном направлении, при определении вертикальных градиентов за единицу расстояния принимают 100 м, а для горизонтальных градиентов берут расстояние на земной поверхности, соответствующее 1°С по меридиану, т.е. 111 км (в расчетах принимают 100 км). Горизонтальный градиент равен 2 °С/100 км.

От зимы к лету распределение температур существенно меняется. Летом материка прогреваются сильнее, чем океаны. Над Северной Америкой, Африкой и Южной Азией формируются замкнутые области тепла, а над Аляской, Гренландией и Восточной Азией температурные контрасты размываются. Абсолютный максимум температур отмечен в Северной Африке и составляет +58 °С (Эль-Азизия, в Ливийской пустыне, южнее г. Триполи). Вторым абсолютным максимумом отмечен в Калифорнии – в так называемой Долине Смерти, которая представляет собой глубокую впадину среди гор, где температура поднимается до +57 °С. В 2013 г. в Антарктиде, в районе японской исследовательской станции «Купол Фудзи» зафиксировали температуру -91,2 °С, предыдущий рекорд – (-89,2 °С) был зарегистрирован в Антарктиде в 1983 г.

С особенностями годовой амплитуды температур воздуха связано понятие *континентальности климата*, значение амплитуды возрастает с ростом континентальности. Континентальность климата очень удачно отражает особенности природы той или иной территории и успешно применяется как характеристика климата для всех широт земного шара. Показатель континентальности учитывает весь диапазон планетарных климатов – от крайне океанических до крайне континентальных. Существует целый ряд методов количественной оценки этой величины. В разное время были предложены формулы, позволяющие определить коэффициент континентальности (K).

Все эти формулы в первую очередь учитывают годовую амплитуду температур (A) и широту местности (φ). Ниже приведен ряд формул разных авторов для определения коэффициента континентальности:

$$K = 1,7 \frac{A}{\sin \varphi} \quad (\text{по Горчинскому}), \quad (4.10)$$

$$K = 1,7 \frac{A}{\sin(\varphi + 10)} \quad (\text{по Конраду}), \quad (4.11)$$

$$K = \frac{6}{5} \cdot \left(\frac{A}{\varphi} - 20 \right) \quad (\text{по Ценкеру}), \quad (4.12)$$

$$K = \frac{(A - 5,4 \sin \varphi)}{A} \quad (\text{по С.Хромову}). \quad (4.13)$$

Все эти методы устанавливают предел континентальности от 0 до 100 %. По Н.Н. Иванову, средняя планетарная континентальность принята за 100 % и годовая амплитуда температур лучше подчиняется прямой пропорциональности по широте, чем ее синус. Исходя из этого, Н.Н. Иванов предложил свою формулу для коэффициента континентальности:

$$K = \frac{A}{0,334} \cdot 100, \% \quad (4.14)$$

где A – годовая амплитуда температур воздуха; φ – широта местности; K – коэффициент континентальности приземных масс воздуха.

Знаменатель 0,334 в формуле получен Н.Н. Ивановым путем вычислений, согласно которым численный коэффициент 0,33 соответствует средней величине годовой амплитуды температур воздуха для всей земной поверхности – 10,8 °С.

В идеале можно предположить, что температуры воздуха вдоль параллелей должны быть одинаковы, однако это не так. На особенности распределения температур воздуха оказывают влияние: характер подстилающей поверхности, циркуляция воздушных масс, морские течения.

Основная закономерность в распределении тепла на Земле – широтная зональность, что позволяет выделить *тепловые пояса*:

- *жаркий пояс*, расположен по обе стороны от экватора до 30° С и ю. ш., его границы с севера и юга – среднегодовая изотерма +20 °С;
- *два умеренных пояса*, границей которых является изотерма +10° С самого теплого месяца;
- *два холодных пояса*, расположенные между изотермами +10 и 0 °С самого теплого месяца;
- *два пояса вечного мороза*, расположены за пределами изотерм 0 °С.

На метеорологических станциях определяют следующие характеристики температуры ветра: а) температуру во время наблюдения, б) максимальную и минимальную температуру между сроками наблюдения.

Практическая работа № 4.1**Тема: Тепловой баланс**

Цель: формирование знаний о закономерностях распределения суммарной радиации, методах измерения интенсивности радиации и радиационного баланса; умений анализировать данные таблиц.

Задания для самостоятельной работы

1. Сделать анализ поступления солнечной радиации на верхнюю границу атмосферы (таблица 4.1).

Таблица 4.1 - Поступление солнечной радиации на верхнюю границу атмосферы (Вт/м^2 в сутки)

Широта, ° с.ш.	0	10	20	30	40	50	60	70	80	90
21 июня	375	414	443	461	470	467	463	479	501	510
21 декабря	399	346	286	218	151	83	23	0	0	0
Среднегодовое значение	403	397	380	352	317	273	222	192	175	167

2. Провести анализ среднеширотных величин составляющих теплового баланса Земли (таблица 4.2):

а) выявить общие закономерности распределения приходной и расходной частей теплового баланса в зависимости от широты;

б) определить соотношение между радиационным балансом и затратами тепла на испарение на разных широтах;

в) сравнить величины прихода и расхода тепла в океане и объяснить существующие различия.

Таблица 4.2 - Средние широтные годовые величины составляющих теплового баланса поверхности Земли, ГВт/м^2

Широта	Составляющие теплового баланса			
	Радиационный баланс, R	Затраты тепла на испарение, LE	Турбулентный поток тепла от подстилающей поверхности к атмосфере, P	Приход или расход тепла в океанах
<i>Северное полушарие</i>				
70–80 °С	7,7	7,4	3,3	-2,9
60–50 °С	11,0	10,2	4,7	-4,0
50–40 °	17,6	13,9	6,2	-2,5
40–30 °С	26,8	21,6	8,4	-3,3
30–20 °С	35,2	26,8	8,8	-0,4
20–10 °С	38,9	29,7	5,5	3,7
10–0 °С	38,5	26,4	3,3	8,8
<i>Южное полушарие</i>				
0–10 °С	38,5	27,9	2,9	7,7
10–20 °С	38,1	33,0	4,0	1,1
20–30 °С	34,4	30,4	5,5	-1,5

Широта	Составляющие теплового баланса			
	Радиационный баланс, R	Затраты тепла на испарение, LE	Турбулентный поток тепла от подстилающей поверхности к атмосфере, P	Приход или расход тепла в океанах
30–40 °С	29,3	27,2	4,4	-2,2
40–50 °С	20,5	19,4	3,3	-2,9
50–60 °С	10,2	11,4	2,9	-4,0
Сумма	26,4	22,0	4,4	0,0

3. Проанализировать составляющие теплового баланса континентов и океанов (таблица 4.3):

а) выявить общие закономерности в соотношении между компонентами теплового баланса для континентов и океанов;

б) сравнить приходную и расходную части теплового баланса континентов и океанов и объяснить существующие между ними различия;

в) объяснить существующие различия в величинах расходной части теплового баланса разных континентов.

Таблица 4.3 - Тепловой баланс континентов и океанов, $ГВт/м^2$

Составляющие теплового баланса	Континенты или части света						Океаны		
	Европа	Азия	Африка	Северная Америка	Южная Америка	Австралия	Атлантический	Тихий	Индийский
Радиационный баланс R	14,4	17,3	25,0	14,6	25,7	25,7	29,3	31,4	2,7
Затраты тепла на испарение LE	8,8	8,1	9,5	8,4	16,5	8,1	26,4	28,6	28,2
Турбулентный поток тепла от подстилающей поверхности к атмосфере P	5,5	9,2	15,4	6,2	9,2	17,6	2,9	2,9	2,5

4. Проанализировать среднегодовое поступление солнечной радиации на горизонтальную поверхность в Северном полушарии (таблица 4.4).

Таблица 4.4 - Среднегодовое поступление солнечной радиации на горизонтальную поверхность в Северном полушарии ($Вт/м^2$ в сутки)

	Широта, ° с.ш.									
	0	10	20	30	40	50	60	70	80	90
Приход радиации на внешней границе атмосферы	403	397	380	352	317	273	222	192	175	167
Приход радиации на земную поверхность при ясном небе	270	267	260	246	221	191	154	131	116	106
Приход радиации на земную поверхность при средней облачности	194	203	214	208	170	131	97	76	70	71
Радиация, поглощенная земной поверхностью	181	187	193	185	153	119	88	64	45	31

Практическая работа № 4.2

Тема: Температура деятельной поверхности и воздуха

Цель: формирование знаний о температуре почвы и воздуха, ее изменении во времени и пространстве и методах ее измерения, о температурных шкалах; умений строить и анализировать графики, отражающие зависимость величины показателя от двух переменных.

Задания для самостоятельной работы

1. Наиболее низкие температуры воздуха у поверхности Земли наблюдаются на полюсах планеты. При этом могут подразумеваться либо абсолютные минимумы температуры, либо минимумы - средние годовые ее величины.

13 сентября 1922 г. в местечке Эль-Азизия, Ливия, была зарегистрирована температура $+58,2^{\circ}\text{C}$. На сегодняшний день данный результат считается ошибочным, и поэтому Всемирная метеорологическая организация считает рекордом $+56,7^{\circ}\text{C}$, зафиксированные 10 июля 1913 года на ранчо Гринленд в Долине Смерти (штат Калифорния, США). По неофициальным данным, в тот же день в Саудовской Аравии (место неизвестно) было $+58,4^{\circ}\text{C}$. На открытом солнце самая высокая температура наблюдалась в центре Австралии $+67^{\circ}\text{C}$. Самая высокая точно измеренная температура почвы составляет в Западном Казахстане в городе Шарынгол $+79^{\circ}\text{C}$. Однако в пустынях температура почвы может подняться до $+80^{\circ}\text{C}$, а в некоторых – и до $+90^{\circ}\text{C}$. Самая низкая измеренная температура снега и почвы одновременно была зафиксирована в первой половине прошлого века в Оймяконе (Россия) и составила $-69,6^{\circ}\text{C}$.

21 июля 1983 г. на станции «Восток», Антарктика, на высоте 3420 м над уровнем моря была зарегистрирована рекордно низкая температура: $-89,6^{\circ}\text{C}$. Среднегодовая температура на станции «Восток» $-57,8^{\circ}\text{C}$.

27 июля 1963 года в атмосфере над Швецией была зафиксирована температура -143°C на высоте около 85000 м.

Выразить температуру в градусах шкалы Фарингейта ($^{\circ}\text{C}$), Кельвина (K), Реомюра (R).

Переход от шкалы Фаренгейта к шкале Цельсия и наоборот осуществляется по формулам (4.5, 4.6)

2. Определить температуру воздуха в зависимости от высоты. Если на высоте 750 метров над уровнем моря температура составляет $+22^{\circ}\text{C}$, определите температуру воздуха на высоте:

- а) 3500 метров над уровнем моря;
- б) 250 метров над уровнем моря.

Пример. Нам известно, что при изменении высоты на 1000 м (1 км) температура воздуха изменяется на 6°C . Причём, при увеличении высоты температура воздуха понижается, а при уменьшении – повышается (рисунок 4.4).

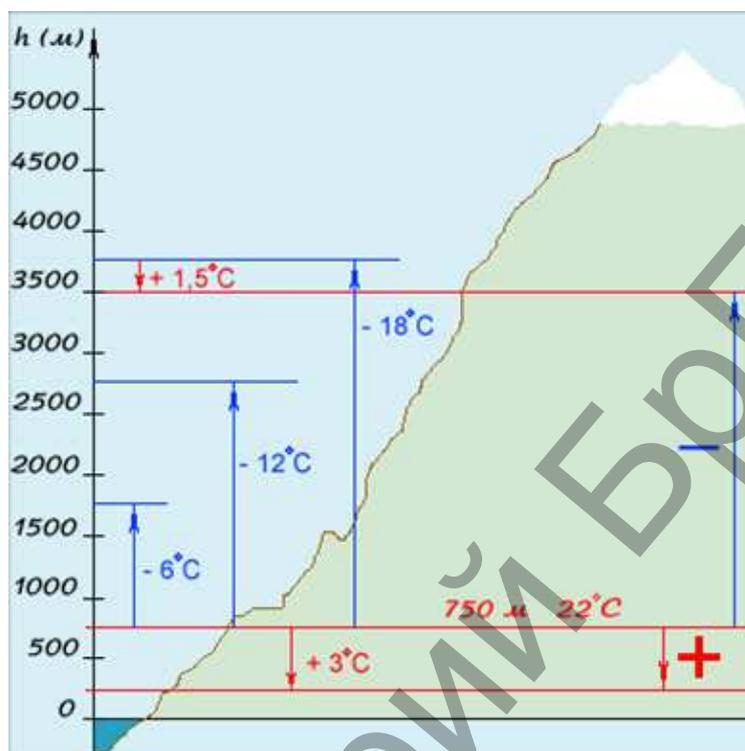


Рисунок 4.4 - Изменение температуры с высотой

1. Определим разницу высот: $4500\text{ м} - 750\text{ м} = 3750\text{ м} = 3,75\text{ км}$.
2. Определим разницу температур воздуха: $3,75\text{ км} \cdot 6^{\circ}\text{C} = 22,5^{\circ}\text{C}$.
3. Определим температуру воздуха на высоте 3500 м: $22^{\circ}\text{C} - 22,5^{\circ}\text{C} = -0,5^{\circ}\text{C}$.

Ответ: на высоте 3500 м температура воздуха составляет $-0,5^{\circ}\text{C}$.

3. Построить график месячного хода температуры поверхности почвы и температуры почвы на разных глубинах (термоизоплеты) через 2°C по данным одной из метеорологических станций (таблица 4.5). Сделать анализ изменения температуры в течение года. Определить величину годовой амплитуды.

Построение графиков годового хода температуры поверхности почвы и на глубинах выполняется на миллиметровой бумаге. По оси абсцисс откладываются месяцы (1 месяц – 10 мм), по оси ординат – температура (1°C – 5 мм). При построении графика точки следует ставить в середине месяца (на 15 число), затем их соединяют плавной кривой линией. Вычисление амплитуды годового хода температуры поверхности почвы и на глубинах производят по формуле:

$$A = T_{\max} - T_{\min} \quad (4.15)$$

Таблица 4.5 - Средняя месячная температура почвы, °С

Глубина, м	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Год
Полоцк (почва суглинистая)													
0,0	-8	-8	-4	4	14	19	21	18	12	5	0	-5	6
0,2	-0,2	-0,5	-0,4	2,9	10,5	15,1	17,2	16,3	12,2	7,7	3,0	0,4	7,0
0,4	0,5	0,1	0,2	2,5	9,3	13,7	16,0	15,7	12,4	8,3	4,0	1,4	7,0
0,8	2,0	1,4	1,1	2,3	7,5	11,7	14,1	15,5	12,5	9,2	5,8	3,2	7,1
1,6	3,7	2,9	2,4	2,6	5,6	9,1	11,5	12,6	12,1	10,0	7,6	5,2	7,1
3,2	6,3	5,3	4,6	4,2	4,8	6,3	8,2	9,7	10,3	9,8	8,8	7,4	7,2
Минск (почва супесчаная)													
0,0	-7	-7	-3	6	15	20	22	19	20	6	0	-5	6
0,2	-0,8	-1,1	-0,1	5,3	13,4	18,5	20,3	18,9	13,8	7,6	2,7	0,2	8,2
0,4	-0,2	-0,6	0,2	4,7	12,6	17,3	19,5	18,4	14,0	8,1	3,5	0,8	8,2
0,8	1,2	0,5	0,7	4,0	10,9	15,4	17,8	17,4	14,1	9,1	4,9	2,1	8,2
1,6	3,2	2,5	2,2	3,5	8,3	12,0	14,5	15,2	13,7	10,4	7,2	4,6	8,1
3,2	6,4	5,5	4,8	4,6	5,9	8,0	10,0	11,4	11,8	11,0	9,5	7,8	8,1
Гродно (почва супесчаная)													
0,0	-5	-5	-1	7	16	21	22	20	14	7	2	-3	8
0,2	-0,4	-1,3	0,0	5,9	13,0	17,9	19,6	18,6	14,1	8,8	3,7	0,6	8,4
0,4	0,1	-1,0	0,2	5,2	12,2	16,8	18,8	18,0	14,5	9,5	4,4	1,4	8,3
0,8	1,3	0,3	0,6	4,2	10,4	14,8	17,3	17,3	14,6	10,2	5,9	2,7	8,3
1,6	3,7	2,6	2,2	3,7	8,1	11,8	14,4	15,3	14,3	11,4	8,2	5,3	8,4
3,2	6,8	5,7	4,9	4,7	6,1	8,2	10,3	11,7	12,3	11,5	10,0	8,3	8,4
Новогрудок (почва супесчаная)													
0,0	-7	-6	-3	5	14	18	20	18	12	6	0	-4	6
0,2	-0,1	-0,2	0,1	3,7	10,9	15,1	17,7	16,8	12,8	8,2	3,4	0,3	7,4
0,4	0,7	0,4	0,5	3,1	9,6	13,7	16,5	16,2	13,1	9,0	4,6	1,5	7,4
0,8	1,8	1,3	1,1	2,6	7,9	11,9	14,8	15,4	13,3	10,0	6,3	3,0	7,4
1,6	3,4	2,6	2,1	2,6	5,9	9,6	12,4	13,9	13,2	10,9	8,1	5,1	7,5
3,2	6,1	5,0	4,3	3,8	4,4	6,4	8,5	10,3	11,1	10,7	9,5	7,8	7,3
Горки (почва суглинистая)													
0,0	-8	-8	-4	4	14	19	21	18	12	5	1	-6	6
0,2	-0,8	-1,1	-0,5	2,4	11,3	16,1	18,1	17,2	12,5	7,0	2,3	-0,3	7,0
0,4	-0,1	-0,5	-0,2	1,8	9,9	14,8	17,1	16,8	12,9	7,8	3,3	0,6	7,0
0,8	1,3	0,8	0,6	1,5	7,6	12,7	15,4	15,9	13,4	9,3	5,1	2,4	7,2
1,6	3,2	2,4	2,0	2,0	5,4	9,7	12,5	13,0	13,1	10,5	7,3	4,7	7,2
3,2	6,1	5,1	4,6	4,1	4,8	6,6	8,5	10,2	10,8	10,6	9,2	7,5	7,3
Брест (почва супесчаная)													
0,0	-5	-4	1	8	17	21	22	20	14	8	2	2	8
0,2	0,2	-0,3	1,2	6,9	13,2	18,2	19,9	18,9	14,4	9,4	4,1	1,0	8,9
0,4	1,0	0,4	1,3	6,3	12,2	16,9	19,0	18,5	14,8	9,9	5,2	2,0	9,0
0,8	2,2	1,5	1,9	5,6	10,9	14,9	17,2	17,4	14,9	10,6	6,9	3,6	9,0
1,6	4,4	3,4	3,1	4,9	8,6	11,9	14,4	15,3	14,3	11,7	8,9	6,0	8,9
3,2	7,1	6,0	5,2	5,2	6,6	8,6	10,7	12,1	12,6	11,9	10,5	8,7	8,8

Глубина, м	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Год
Гомель (почва супесчаная)													
0,0	-7	-6	-2	7	16	20	22	19	13	6	1	-5	7
0,2	-0,2	-1,5	-0,5	5,5	12,8	17,7	20,0	19,2	14,4	8,3	8,2	0,0	8,3
0,4	0,3	-0,8	0,0	4,8	11,8	16,5	18,8	18,5	14,1	8,8	4,1	0,8	8,1
0,8	1,6	0,6	0,7	3,9	10,0	14,4	16,7	17,1	14,3	10,0	5,2	2,6	8,1
1,6	3,6	2,6	2,1	3,2	7,5	11,2	13,8	15,1	14,0	11,2	8,2	5,1	8,1
3,2	6,3	5,2	4,3	4,0	5,4	7,8	10,1	12,0	12,6	11,8	10,1	8,1	8,1
Василевичи (почва супесчаная)													
0,0	-7	-6	-2	8	17	22	23	20	14	6	1	-4	8
0,2	-0,7	-1,2	0,1	6,4	13,5	18,1	19,7	18,4	13,5	7,7	2,8	0,2	8,2
0,4	-0,1	-0,8	0,2	5,4	12,2	16,5	18,2	17,5	13,4	8,2	3,6	0,9	7,9
0,8	1,6	0,9	1,1	4,8	10,7	14,6	16,6	16,7	14,0	9,8	5,6	2,9	8,3
1,6	3,9	3,0	2,6	4,2	8,0	11,2	13,3	14,2	13,3	10,8	7,8	5,3	8,1
3,2	6,8	5,8	5,0	4,8	6,0	7,9	9,8	11,2	11,8	11,2	9,8	8,2	8,2

Термоизоплеты – линии, соединяющие точки с равной температурой на графиках, изображающих изменение температуры почвенно-грунтовой толщи во времени (термохроноизоплеты) или в пространстве (термотопоизоплеты).

Пример. Построения термоизоплет по материалам многолетних наблюдений за температурой почвы на различных глубинах (рисунок 4.5). На таком графике связываются температура почвы, глубина и время. Для построения графика на вертикальной оси откладывают глубины, а на горизонтальной – время (обычно месяцы). На график наносят среднюю месячную температуру почвы на разных глубинах. Затем точки с одинаковой температурой соединяют плавными линиями, которые называют термоизоплеты.

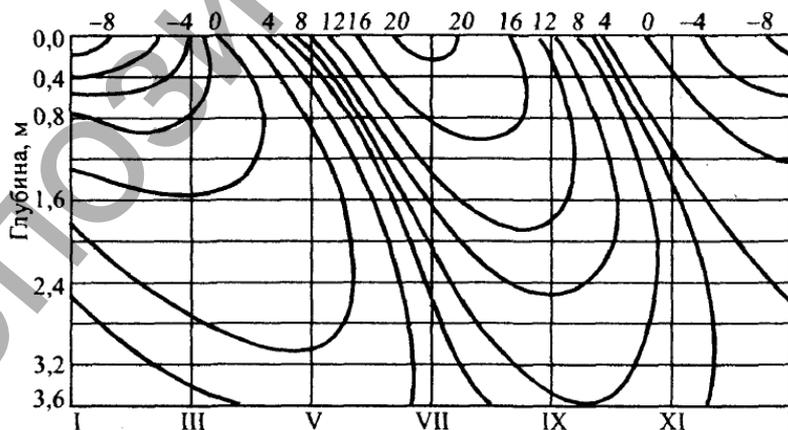


Рисунок 4.5 - Термоизоплеты почвы.

Термоизоплеты дают наглядное представление о температуре активного слоя почвы на любой глубине в каждый месяц. Такие графики используют, например, для определения глубины проникновения критических температур, повреждающих корневую систему плодовых деревьев. Эти графики используют

также в коммунальном хозяйстве, в промышленном и дорожном строительстве, при мелиорации.

4. Амплитуда суточного хода температуры поверхности почвы $20,7^{\circ}\text{C}$. Вычислить амплитуду на глубине 30 см и найти глубину, на которой колебания температуры практически прекращаются, если средняя по глубине температуропроводность верхнего слоя почвы в этот день равнялась $18\text{ см}^2/\text{ч}$.

5. Вычислить глубину проникновения годовых колебаний температуры для суши и моря, если температуропроводность суши $29\text{ см}^2/\text{ч}$, моря $945\text{ см}^2/\text{ч}$. Годовая амплитуда температуры на поверхности суши составляет $20,3^{\circ}\text{C}$, моря – $19,0^{\circ}\text{C}$. Какое влияние на климат приморских и континентальных районов оказывает различие тепловых режимов моря и суши?

6. Построить график годового хода средней месячной температуры воздуха для станций, расположенных на разных широтах по данным таблицы 4.6. Проанализировать графики и сравнить амплитуды. Какой тип климата они характеризуют? Определить коэффициент континентальности по формулам 4.9-4.12.

7. Проанализировать пространственное распределение засушливых явлений по территории Беларуси (рисунок 4.6), с чем это связано.

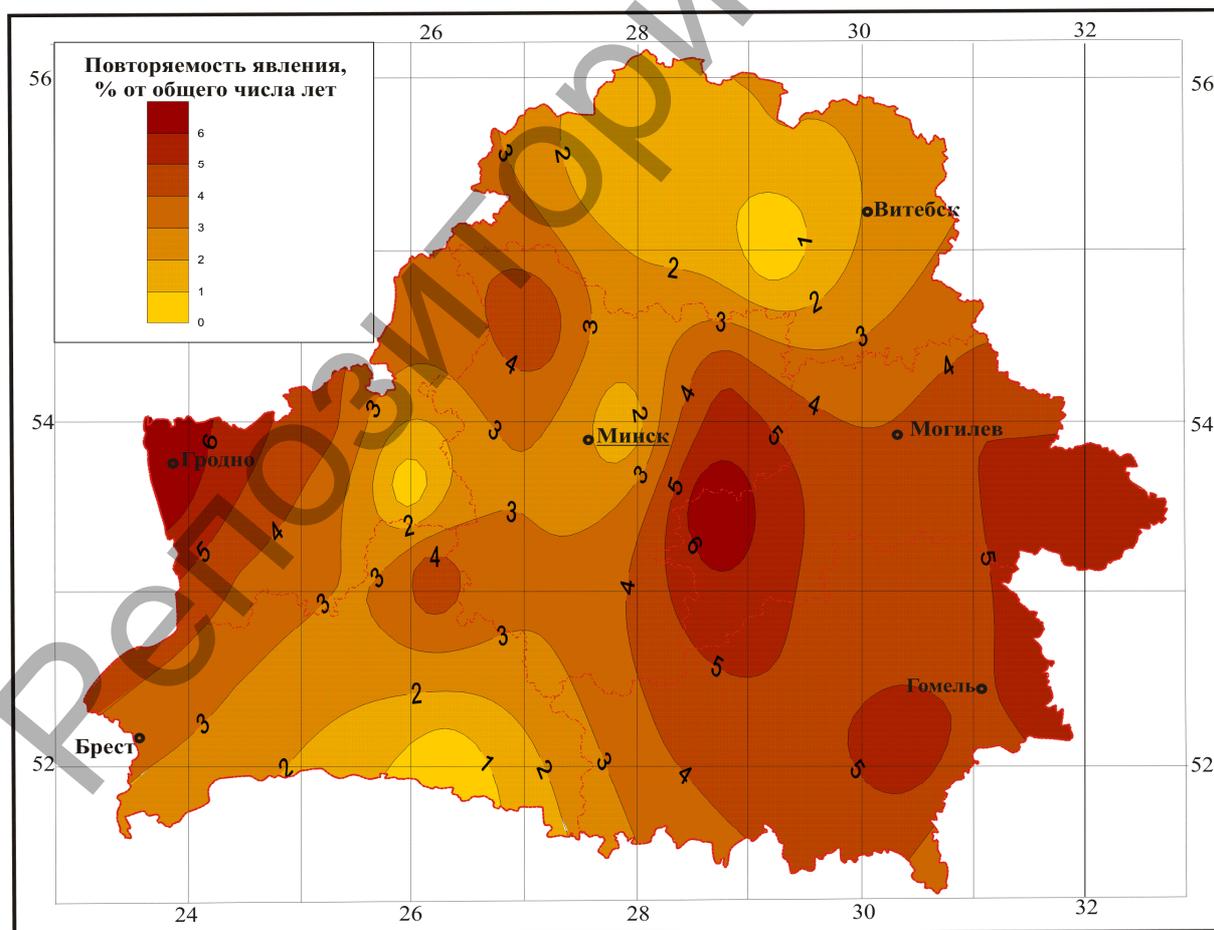


Рисунок 4.6 – Пространственное распределение засушливых явлений по территории Беларуси, % лет

8. Проанализировать пространственное распределение сильной жары на территории Беларуси (рисунок 4.7), объяснить причины.

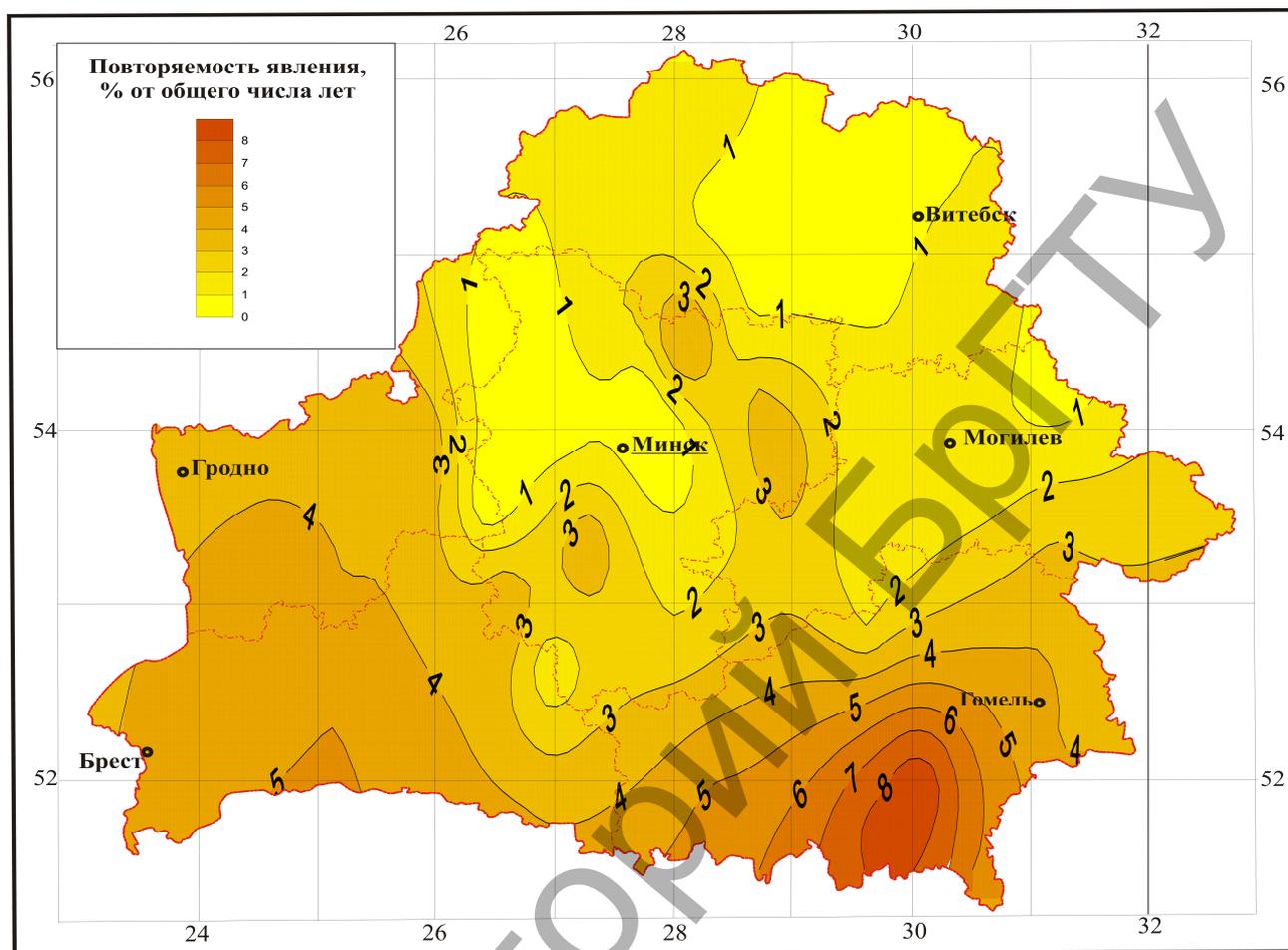


Рисунок 4.7 – Пространственное распределение сильной жары, % лет

Таблица 4.6 - Средняя месячная температура воздуха (°C) на разных широтах

Станция, широта	Месяц						
	I	II	III	IV	V	VI	VII
Мирный, 66°30' ю.ш.	-0,6	-4,2	-9,3	-11,4	-14,2	-15,6	-16,8
Кейптаун, 34°19' ю.ш.	21,4	21,9	20,8	18,2	15,1	12,9	12,6
Рио-де-Жанейро, 22°54' ю.ш.	25,9	26,1	25,4	24,0	22,2	20,9	20,4
Манаус, 3°08' ю.ш.	26,6	26,7	26,5	26,6	26,7	26,7	27,0
Хартум, 15°36' с.ш.	22,0	24,0	27,0	30,5	33,5	33,0	31,6
Вашингтон, 38°54' с.ш.	0,7	1,7	5,7	11,9	17,5	22,2	24,6
Сан-Франциско, 37°48' с.ш.	9,7	10,8	11,8	12,2	13,3	14,1	14,0
Чита, 52°15' с.ш.	-26,8	-21,8	-11,7	0,0	7,8	15,9	18,5
Париж, 48°49' с.ш.	2,2	3,8	5,9	0,6	13,2	16,5	18,2
Рейкьявик, 64°09' с.ш.	-1,2	-1,2	20,5	2,4	6,0	9,2	10,9
о. Врангеля, 71°45' ю.ш.	-23,8	-24,9	-23,2	-16,6	-7,6	0,3	2,4

Продолжение таблицы 4.6

Станция, широта	Месяц					Год
	VIII	IX	X	XI	XII	
Мирный, 66°30' ю.ш.	-17,6	-14,9	-12,3	-6,7	-1,3	-10,0
Кейптаун, 34°19' ю.ш.	13,8	14,9	15,7	17,8	20,0	17,1
Рио-де-Жанейро, 22°54' ю.ш.	20,9	21,3	22,1	23,3	24,8	23,8
Манаус, 3°08' ю.ш.	27,6	28,2	28,2	27,9	27,0	27,2
Хартум, 15°36' с.ш.	31,7	31,5	31,1	28,2	24,2	29,1
Вашингтон, 38°54' с.ш.	29,7	18,9	13,9	7,3	2,4	12,6
Сан-Франциско, 37°48' с.ш.	14,4	15,3	15,1	13,0	10,5	12,8
Чита, 52°15' с.ш.	8,4	-1,4	-14,3	-24,1	-15,2	-2,9
Париж, 48°49' с.ш.	17,6	14,7	9,7	6,1	3,1	10,0
Рейкьявик, 64°09' с.ш.	10,3	7,5	4,0	1,0	-1,1	3,9
о. Врангеля, 71°45' ю.ш.	1,9	-1,2	-6,9	-14,6	-21,7	-11,2

ТЕМА 5. ВОДНЫЙ РЕЖИМ АТМОСФЕРЫ***Водяной пар в атмосфере***

Между земной поверхностью и атмосферой повсеместно и постоянно происходит влагооборот.

Влагооборот – постоянный обмен влагой между атмосферой и земной поверхностью, состоящий из процессов испарения, переноса водяного пара в атмосфере, конденсации его в атмосфере, выпадения осадков и стока.

В совокупности представляет единый комплексный климатообразующий процесс: происходит непрерывный переход воды с земной поверхности в воздух и из воздуха снова на земную поверхность. Вода, которая содержится в атмосфере, – единственное вещество, которое может находиться там во всех трех фазовых состояниях (твердое, жидкое и газообразное) одновременно.

Свойства воды, важные для метеорологии (таблица 5.1).

Таблица 5.1 – **Физические характеристики воды**

Фазовое состояние воды при $t=0^{\circ}\text{C}$	Плотность, кг/м^3	Теплоемкость, Дж/кг/К	Скрытая теплота фазового перехода, Дж/кг	Поверхностное натяжение, Дж/м^2
Лед	917	2137	$0,33 \cdot 10^6$ (плавление)	0,08
Вода	1000	4190	$2,5 \cdot 10^6$ (испарение)	0,075
Пар (насыщенный)	$5 \cdot 10^{-3}$	1844 (1383)	$2,83 \cdot 10^6$ (сублимация)	нет

Свойства воды, важные для климатообразования:

- вода является поглотителем лучистой энергии;
- обладает одним из самых высоких значений удельной теплоемкости среди других веществ на Земле (это сказывается на разности в нагревании суши и моря, проникновении радиации и тепла вглубь почвы и водоёмов); удельная теплоемкость при переходе воды из твердого состояния в жидкое возрастает вдвое: с 2,1 до $4,2 \text{ кДж} \cdot \text{кг}^{-1}$ при 0°C ;
- идеальный (почти) растворитель;
- дипольное (биполярное) строение молекул воды обеспечивает высокую температуру кипения (без водородных связей температура кипения равнялась бы -80°C);
- расширение при замерзании в отличие от других веществ, которые сжимаются (максимальная плотность воды наблюдается при температуре $+4^{\circ}\text{C}$; плотность льда меньше плотности воды: дистиллированной на 1/9, морской на 1/7; более легкий лед плавает по поверхности воды);

- при атмосферном давлении 1013 гПа (760 мм рт. ст.) переходит в твердую фазу (лед) при температуре 0°C; кипит при температуре +100°C; с уменьшением давления точка кипения снижается: до +80°C при 355 мм рт. ст. и до +40°C при 55 мм рт. ст.

Влагооборот состоит из испарения, переноса влаги в атмосфере, осадков и стока. Сток, как процесс гидрологический, при рассмотрении понятия «вода в атмосфере» можно опустить. Остальные же составляющие влагооборота существенно влияют на климатическую обстановку.

Испарение – процесс, при котором вода из жидкого или твердого состояния переходит в парообразное. Испарение – поступление водяного пара в атмосферу вследствие отрыва наиболее быстро движущихся молекул с поверхности воды, снега, льда, влажной почвы, капель и кристаллов в атмосфере. Обратный переход пара в воду называется *конденсацией*.

Благодаря процессам испарения и конденсации в атмосфере непрерывно происходит круговорот воды, в котором участвует значительная ее масса. Водяной пар в атмосфере обновляется в среднем $928 : 24 \approx 39$ раз в год, или каждые 9,5 суток (по другим оценкам, 32 раза и за 11 суток соответственно). Такой круговорот следует признать очень интенсивным. В океане возобновление воды происходит в среднем один раз в 3800 лет. По современным подсчетам, с поверхности океанов испаряется за год около 448 тыс. км³ воды (86 % общего испарения), а с поверхности суши чуть меньше 71 тыс. км³, что составляет остальные 14 %.

Для того, чтобы водяной пар поступал в атмосферу, нужен недостаток насыщения воздуха (дефицит влажности). Зависимость процесса испарения от дефицита влажности, рассчитываемая по температуре испаряющей поверхности, справедлива только в условиях неподвижного воздуха.

Различают несколько стадий:

- процесс перехода воды из твердого состояния в парообразное – *возгонка*;
- процесс перехода влаги из парообразного состояния в твердое минуя жидкое, – *сублимация*;
- процесс испарения воды растительностью – *транспирация*.

Испарение (возгонка) с поверхности снега и льда в основном зависит от тех же факторов, что и в случае испарения с поверхности воды. Испарение со снега – довольно сложный процесс, так как испаряется множество частиц, влияющих друг на друга, температура и содержание пара в снеге распределяются неравномерно. Температура окружающей среды и самих частиц снега обуславливается разными механизмами теплообмена.

Метелевое испарение снега (испарение частиц, летящих в ветровом потоке) характеризуется большей интенсивностью, чем испарение с поверхности снега. Испарение с поверхности снега возможно в условиях, когда воздух не насыщен водяным паром, и требует значительных затрат тепловой энергии. Теплообмен определяется тепловыми свойствами снега и льда. Поскольку теплопроводность льда выше, чем снега, а приток тепла больше, то, как следствие этого, интенсивность испарения со льда выше, чем со снега, при прочих равных условиях. Испарение со снежной поверхности относительно мало по сравнению с испарением с водной поверхности и за холодный период года составляет 25–30 мм слоя воды.

Испарение с поверхности суши состоит из испарения с водной поверхности, с почвы и транспирации растительностью.

Испарение с поверхности Земли называется *физическим испарением*. Физическое испарение и транспирация (физико-биологический процесс) вместе – *суммарное испарение*.

Любое изменение фазового состояния сопровождается затратами или выделением энергии. Теплота конденсации равна 2,5 МДж/кг при 0°C, 2,3 МДж/кг при 100°C. Теплота сублимации 2,8 МДж/кг (2,5 МДж/кг + 0,3 МДж/кг) при 0°C, теплота плавления 0,3 МДж/кг. Из атмосферы вода удаляется при выпадении осадков.

Приземные слои воздуха, обогащенные водяным паром, становятся легче и поднимаются вверх. Вследствие адиабатического понижения температуры поднимающегося воздуха содержание водяного пара в нем, в конце концов, становится предельно возможным. Происходит конденсация, или сублимация, водяного пара, образуются облака, а из них – осадки, выпадающие на Землю. Так совершается круговорот воды. Водяной пар в атмосфере обновляется в среднем примерно каждые восемь суток. Важным звеном круговорота воды является испарение, которое заключается в переходе воды из жидкого или твердого агрегатного состояния (возгонка) в газообразное и поступлении невидимого водяного пара в воздух (рисунок 5.1).

Одновременной с отрывом молекул от поверхности воды или почвы происходит и обратный процесс их перехода из воздуха в воду или в почву. Когда достигается состояние подвижного равновесия – возвращение молекул становится равным их отдаче с поверхности – испарение прекращается, однако отрыв молекул с поверхности продолжается, но он покрывается возвращением молекул. Такое состояние называется *насыщением*, водяной пар в таком состоянии – *насыщающим*, а воздух – *насыщенным*.

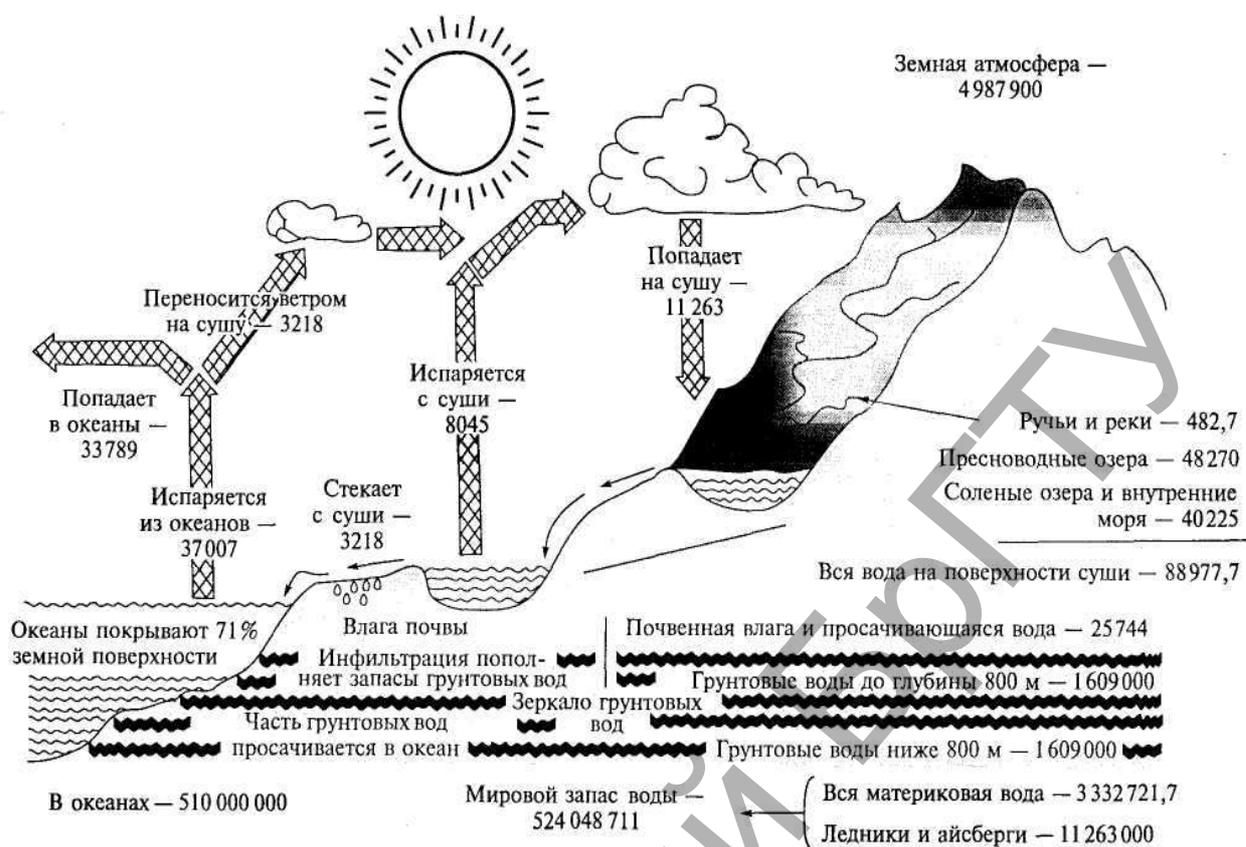


Рисунок 5.1 – Круговорот воды

Давление водяного пара в состоянии насыщения называется *давлением насыщенного водяного пара* (E), или упругостью насыщения, или максимальной упругостью. Пока состояние насыщения не достигнуто, то идет процесс испарения воды, при этом упругость водяного пара (e) над жидкостью меньше максимальной упругости: $e < E$. Если количество возвращающихся молекул воды больше количества вылетающих, то имеет место процесс конденсации или сублимации (надо льдом): $e > E$.

Давление насыщенного водяного пара зависит от:

- температуры воздуха,
- от характера поверхности (жидкость, лед),
- от формы этой поверхности,
- солёности воды.

Влажный воздух немного легче сухого, так как он менее плотный. Например, насыщенный водяным паром воздух при температуре 0°C и давлении 1000 мб менее плотен, чем сухой, – на 3 г/м (0,25%). При более высокой температуре и соответственно большем влагосодержании эта разница увеличивается.

Испарение показывает фактическое количество испаряющейся воды в отличие от испаряемости – максимально возможного испарения, не ограниченного запасами влаги. Поэтому над океанами испарение практически равно испаряе-

мости. Интенсивностью или скоростью испарения называется количество воды в граммах, испаряющееся с 1 см^2 поверхности в секунду ($г/см^2 \text{ в } с$).

$$V = A(E_s - e), \quad (5.1)$$

где E_s – упругость водяного пара при температуре испарителя; e – фактическая упругость водяного пара в воздухе над испаряющей поверхностью; A – коэффициент пропорциональности.

Чем больше разность ($E_s - e$), тем быстрее идет испарение. Если температура испарителя больше температуры воздуха, то испарение продолжается, когда воздух уже насыщен (т.е. когда $e = E$, а $E < E_s$).

Измерение и вычисление испарения – задача достаточно сложная. Поэтому на практике испарение учитывают косвенным способом – по величине слоя воды (в мм), испарившейся за более длительные промежутки времени (сутки месяц). Слой воды в 1 мм с площади 1 м^2 равен массе воды 1 кг.

Испаряющаяся с разнообразных поверхностей вода определяется не только испарением, но и испаряемостью.

Испаряемость – максимально возможное испарение, не ограниченное запасами влаги, поэтому над океанами испарение равно испаряемости.

Интенсивность (скорость) *испарения* с водной поверхности зависит от ряда факторов:

- 1) от температуры испаряющей поверхности: чем она выше, тем больше скорость движения молекул и большее их число отрывается от поверхности и попадает в воздух;
- 2) от ветра: чем больше его скорость, тем интенсивнее испарение, так как ветер относит насыщенный влагой воздух и приносит более сухой;
- 3) от дефицита влажности: чем она больше, тем интенсивнее испарение;
- 4) от давления: чем оно больше, тем меньше испарение, так как молекулам воды труднее оторваться от испаряющей поверхности.

Рассматривая испарение с поверхности почвы, надо учитывать такие ее физические свойства, как цвет (темные почвы из-за большого нагрева испаряют больше воды), механический состав (у суглинистых почв выше, чем у супесчаных, водоподъемная способность и интенсивность испарения), влажность (чем почва суше, тем слабее испарение). Важны и такие показатели, как уровень грунтовых вод (чем он выше, тем больше испарение), рельеф (на возвышенных местах воздух подвижнее, чем в низинах), характер поверхности (шероховатая по сравнению с гладкой обладает большей испаряющей площадью), растительность, которая уменьшает испарение с почвы. Однако растения сами испаряют много воды, забирая ее из почвы с помощью корневой системы. Поэтому в целом влияние растительности многообразное и сложное.

На испарение затрачивается тепло, в результате чего температура испаряющей поверхности понижается. Это имеет большое значение для растений, особенно в экваториально-тропических широтах, где испарение уменьшает их перегрев. Южное океаническое полушарие холоднее северного отчасти по этой же причине.

Суточный и годовой ход испарения тесно связан с температурой воздуха. Поэтому максимум испарения в течение суток наблюдается около полудня и хорошо выражен лишь в теплое время года. В годовом ходе испарения максимум приходится на самый теплый месяц, минимум – на холодный. В географическом распределении испарения и испаряемости, зависящих прежде всего от температуры и запасов воды, наблюдается зональность.

В экваториальной зоне испарение и испаряемость над океаном и сушей почти одинаковы и составляют около 1000 мм/год.

В тропических широтах их среднегодовые значения максимальные. Но наибольшие значения испарения – до 3000 мм отмечаются над теплыми течениями, а испаряемость 3000 мм – в тропических пустынях Сахары, Аравии, Австралии при фактическом испарении около 100 мм.

В умеренных широтах над материками Евразия и Северная Америка испарение меньше и постепенно уменьшается с юга на север из-за снижения температур и в глубь материков ввиду уменьшения влагозапасов в почве (в пустынях до 100 мм). Испаряемость в пустынях, наоборот, максимальная – до 1500 мм/год.

В полярных широтах испарение и испаряемость малы – 100–200 мм и одинаковы над морскими льдами Арктики и над ледниками суши.

Влажность воздуха

В атмосфере Земли содержится около 14 тыс. км³ водяного пара. Вода попадает в атмосферу в результате испарения с подстилающей поверхности. В атмосфере влага конденсируется, перемещается воздушными течениями и вновь выпадает в виде разнообразных осадков на поверхность Земли, совершая, таким образом, постоянный круговорот воды. Круговорот воды возможен благодаря способности воды находиться в трёх состояниях (жидком, твердом, газообразном (парообразном)) и легко переходить из одного состояния в другое. Влагооборот является одним из важнейших циклов климатообразования.

Всемирной метеорологической организацией рекомендованы следующие характеристики влажности воздуха: отношение смеси, объемное (мольное) отношение смеси, удельная влажность (массовая доля влаги), парциальное давление, абсолютная влажность, относительная влажность, точка росы, дефицит точки росы и др.

Отношение смеси – отношение массы водяного пара, который содержится в объеме влажного воздуха, до массы сухого воздуха в том же объеме:

$$r = \frac{m_v}{m_a} \text{ или } r = \frac{622e}{p-e}, \quad (5.2)$$

где r (в %) – отношение смеси, m_v – масса водяного пара, m_a – масса сухого воздуха, с которым этот водяной пар перемешан; r (г/кг) – отношение смеси, e – упругость водяного пара, p – давление воздуха.

Объемное (мольное) отношение смеси (r_μ в %):

$$r_\mu = \frac{m_v / \mu_v}{m_a \cdot \mu_a}, \quad (5.3)$$

где μ_v и μ_a – молекулярные массы водяного пара и сухого воздуха соответственно.

Абсолютная влажность (Q) – отношение массы водяного пара m_v к объему V влажного воздуха (г/м³):

$$Q = \frac{m_v}{V} \text{ или } a = 220 \frac{e}{T}, \quad (5.4)$$

где e – фактическая упругость водяного пара в миллибарах, T – температура воздуха по абсолютной шкале ($0^\circ\text{C} = 273\text{K}$).

Абсолютная влажность воздуха меняется с изменением давления и температуры, даже если при этом количество водяного пара не увеличивается и не уменьшается вследствие испарения, конденсации и перемещения. Для характеристики абсолютной влажности пользуются величиной, которая остается постоянной при изменении температуры и общего давления. Этой величиной является удельная влажность (S) или эквивалентная ей величина – отношение смеси (w).

Массовая доля влаги (устаревший термин «удельная влажность») – масса водяного пара, который удерживается в одном килограмме влажного воздуха, или отношение плотности водяного пара к плотности влажного воздуха:

$$q = \frac{m_v}{m_v + m_a} \text{ или } S = 0,623 \frac{e}{p}, \quad (5.5)$$

где q – удельная влажность (в %); e – плотность водяного пара, p – атмосферное давление,

Парциальное давление водяного пара (e), связывающее давление водяного пара, массовое отношение смеси (r_m) и массовую долю влаги (q)

$$e = r_m \cdot p / 0,622 + r_m, \quad (5.6)$$

$$r_m = \frac{\mu_r}{\mu_a} \cdot r_\mu \approx 0,622 r_\mu. \quad (5.7)$$

Относительная влажность (u) – величина отношения имеющейся упругости водяного пара (e) к упругости насыщенного пара для наблюдаемой температуры $es(T)$ (в %):

$$u = \frac{e}{E} \text{ или } u = \frac{e}{es(T)} \cdot 100\% , \quad (5.8)$$

где E – давление насыщенного пара, являющееся функцией температуры.

Абсолютная влажность уменьшается от экватора к полярным широтам:

- на экваторе она равна $25-30 \text{ г/м}^3$,
- в тропических широтах – 20 г/м^3 ,
- в умеренных широтах – $5-10 \text{ г/м}^3$,
- в полярных – около 1 г/м^3 воздуха.

Относительная влажность:

- в экваториальных и полярных широтах составляет 85-90%: на экваторе из-за большого количества осадков и испарения, а в полярных широтах из-за низких температур;

- в умеренных широтах летом относительная влажность равна 60%, зимой она возрастает до 75-80%;

- самая низкая относительная влажность в тропиках на материках – 30-40%, летом может уменьшиться до 10%.

Точка росы (t_d в $^{\circ}\text{C}$) – температура, при которой изобарически охлажденный водяной пар становится насыщенным по отношению к воде. Точка росы соответствует температуре, при которой наблюдаемая упругость пара равна упругости насыщенного пара $es=e$, при этом $t = t_d$. Если разница между фактической температурой и точкой росы ($t-t_d$) невелика, то воздух близок к состоянию насыщения.

Дефицит точки росы, определяемый как разность между фактической температурой воздуха (t $^{\circ}\text{C}$) и t_g :

$$\Delta t_d = t - t_g . \quad (5.9)$$

Упругость (фактическая) водяного пара (e) – давление водяного пара, находящегося в атмосфере, выражается в *мм рт. ст.* или в миллибарах (*мб*). Численно почти совпадает с абсолютной влажностью (содержанием водяного пара в воздухе в г/м^3), поэтому упругость часто называют абсолютной влажностью.

Упругость насыщения (максимальная упругость) (E) – предел содержания водяного пара в воздухе при данной температуре. Значение упругости насыщения зависит от температуры воздуха: чем выше температура, тем больше он может содержать водяного пара (таблица 5.2).

Таблица 5.2 – Зависимость максимальной упругости от температуры

Температура (°С)	- 30	- 20	- 10	0	10	20	30
Е (мм рт.ст.)	0,37	0,95	2,14	4,58	9,21	17,54	31,82

Пропорционально температуре упругость пара в течение суток меняется над океанами, морями и в прибрежных районах, а зимой и над материками. В течение суток наблюдается 2 экстремума (1-й – перед восходом Солнца, когда температура минимальная, 2-й – в 15-16 ч.), это связано с развитием конвекции над сушей.

Годовой ход упругости пара такой же, как и годовой ход температур. Минимум упругости пара наблюдается в самый холодный месяц (январь), а максимум – в самый теплый (июль). Более того, колебания упругости пара в течение года тем больше, чем больше годовая амплитуда температуры. Очевидно, что годовая разность упругости пара в континентальных районах более ощутима, чем в морских и прибрежных.

Влажность, зависящая от испарения и от переноса влаги воздушными течениями из одних районов планеты в другие, имеет зональное распределение по земному шару:

- в экваториальном поясе Земли наибольшие значения упругости водяного пара (20–30 мб) в сторону высоких широт убывает;

- над материками в умеренных и высоких широтах зимой и летом значение влагосодержания ниже, чем над океанами, что связано с различием температур и фактическим испарением.

Относительная влажность также изменяется по земному шару:

- высокая в экваториальном поясе, а также в северной части умеренных широт и в высоких широтах, где она составляет около 80–85 % (а местами и больше); это связано со значительным влагосодержанием воздуха, во втором – при малом влагосодержании – низкими температурами;

- низкая (до 50 %) характерна для субтропических и тропических пустынь (Сахары, Намиба, Калахари, Руб-эль-Хали, Гибсона и др.), где мало влаги при высоких температурах воздуха круглый год, а также в других частях планеты, таких как Средняя Азия, Иран, Тибетское нагорье, Монголия и др.

Охлаждение воздуха происходит при его подъеме на определенную высоту, это связано с процессом турбулентности в виде неупорядоченных вихрей, с конвекцией, а также с атмосферными фронтами.

При наличии ядер конденсации происходит конденсация и сублимация. Ядрами конденсации являются твердые и жидкие частицы, взвешенные в воздухе (пыль, капли влаги, кристаллики льда, соли), а также подстилающая поверхность (почва, листва, трава и другие предметы).

Атмосферное увлажнение. Под увлажнением территории понимают соотношение между количеством атмосферных осадков (R), выпадающих в данной местности, и испаряемостью (E_n) за один и тот же период (год, сезон, месяц). Такое отношение, выраженное в процентах, или в долях от единицы, называют коэффициентом увлажнения ($K_{ув} = R/E_n$) (по Н. Н. Иванову). Коэффициент увлажнения показывает либо избыточное увлажнение ($K_{ув} > 1$), если осадки превышают возможное при данной температуре испарение, либо различные степени недостаточного увлажнения ($K_{ув} < 1$), если осадки меньше испаряемости.

Характер увлажнения, т. е. соотношение тепла и влаги в атмосфере, – основная причина существования природно-растительных зон на Земле.

По гидротермическим условиям выделяют несколько типов территорий:

1. Территории с избыточным увлажнением – $K_{ув} > 1$, т. е. 100–150%. Это зоны тундр и лесотундр, а при достаточном количестве тепла – леса умеренных, тропических и экваториальных широт. Такие переувлажненные территории называют гумидными, а заболоченные – экстрагумидными (лат. *humidus* – влажный).

2. Территории оптимального (достаточного) увлажнения – это узкие зоны, где $K_{ув}$ около 1 (примерно 100%). В их пределах наблюдается соразмерность между суммой осадков и испаряемостью. Это узкие полосы широколиственных лесов, редкостойные переменновлажные леса и влажные саванны. Условия здесь благоприятны для произрастания мезофильных растений.

3. Территории умеренно-недостаточного (неустойчивого) увлажнения. Выделяют разные степени неустойчивого увлажнения: территориям с $K_{ув} = 1-0,6$ (100–60%) свойственны луговые степи (лесостепи) и саванны, с $K_{ув} = 0,6-0,3$ (60–30%) – сухие степи, сухие саванны. Им свойственен сухой сезон, что затрудняет земледельческое освоение из-за частых засух.

4. Территории недостаточного увлажнения. Выделяют аридные зоны (лат. *aridus* – сухой) с $K_{ув} = 0,3-0,1$ (30–10%), здесь типичны полупустыни, и экстрааридные зоны с $K_{ув}$ менее 0,1 (менее 10%) – пустыни.

Относительную влажность воздуха чаще всего измеряют психрометрами: стационарным Августа и аспирационным Ассмана (рисунок 5.1).

Стационарный психрометр Августа (рисунок 5.1 а) состоит из двух одинаковых спиртовых термометров. Резервуар одного из них (влажного) обернут гигроскопической тканью, конец которой опущен в наполненный дистиллированной водой стаканчик. По ткани к резервуару этого термометра поступает влага взамен испаряющейся. Сухой термометр показывает температуру воздуха. Показания влажного термометра зависят от содержания водяных паров в воздухе, так как при снижении их массы в единице объема возрастает испаре-

ние воды с увлажненной ткани, вследствие чего резервуар охлаждается в большей мере. По разности показаний термометров с помощью специальных психрометрических таблиц, определяют относительную влажность воздуха.

Наиболее удобным в производственных условиях является аспирационный психрометр Ассмана типа МВ-4М (рисунок 5.1 б). Он устроен аналогично. Отличие заключается в том, что для исключения влияния подвижности воздуха на показания влажного термометра в головной части прибора размещен вентилятор, который протягивает через прибор исследуемый воздух с равномерной скоростью, что повышает точность показаний прибора. Диапазон измерения относительной влажности этим прибором составляет от 10 до 100% при температуре окружающей среды от -30 до $+50^{\circ}\text{C}$. Прибор имеет два термометра с ценой деления $0,2$ градуса. Вентилятор создает постоянный напор воздуха, а следовательно, и скорость движения его в трубках с резервуарами ртутных термометров постоянна. Трубки предохраняют термометры от механических повреждений и отражают излучения, которые могут исказить показания прибора.

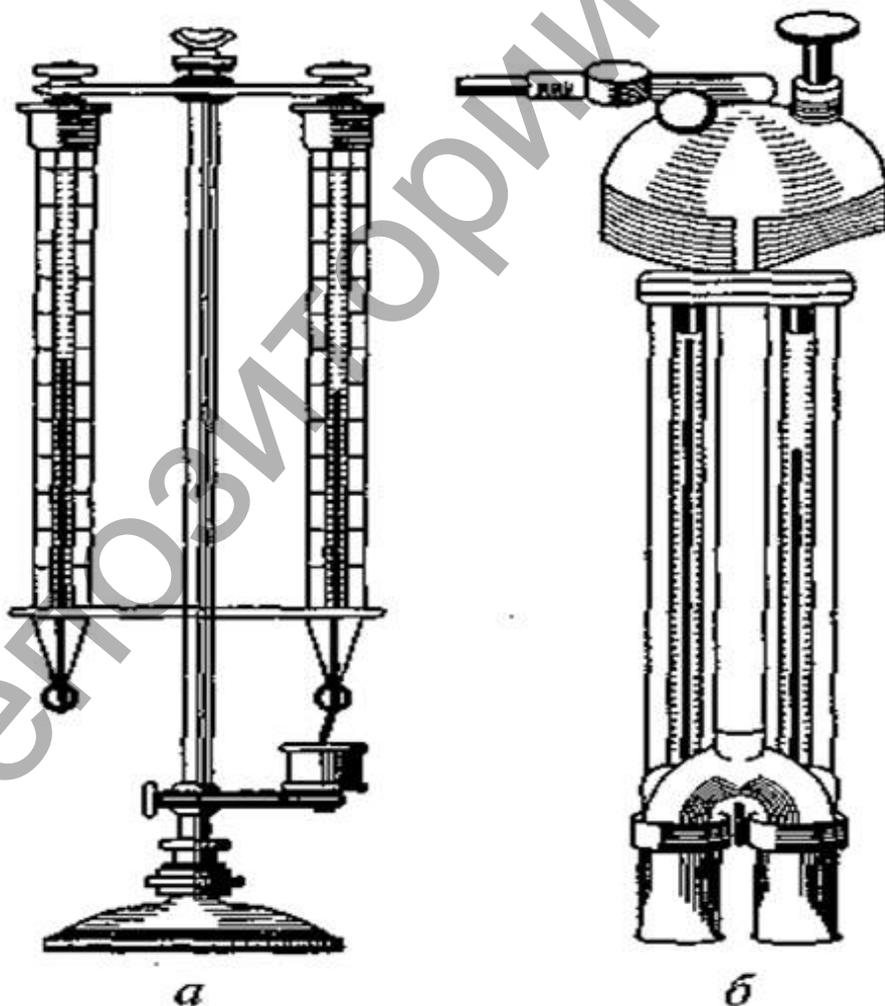


Рисунок 5.2 - Стационарный психрометр Августа (а), аспирационный психрометр Ассмана типа МВ-4М (б)

Облака

При повышенной относительной влажности воздуха капельки начинают расти и превращаются в видимые капельки облаков и туманов.

Облака – системы взвешенных в атмосфере (не у самой земной поверхности) продуктов конденсации водяного пара – капель воды или кристаллов льда, или тех и других облачных элементов. Из облаков при укрупнении облачных элементов и возрастании скорости падения выпадают осадки. Диаметр капель колеблется от долей микрометра до 200 мкм.

Длительность существования облака может изменяться в широких пределах. Кучевое облако может существовать 10–15 минут, другое – несколько часов. Пока облако существует, в нем идет непрерывный процесс облакообразования: одни элементы испаряются, другие – выпадают, третьи – возникают заново.

В настоящее время принята международная классификация облаков, включающая в себя 10 родов и основанная на подразделении облаков на ярусы по высоте развития и формам. Каждый род облаков имеет виды и разновидности. Существуют специальные атласы («Атлас облаков»), где собраны разновидности форм облаков.

Облака различаются по происхождению, интенсивности, условиям образования, форме.

Классификационные признаки облаков:

1. По фазовому состоянию облачных элементов облака делятся на классы:

Водяные (капельные) облака состоят только из капель. Они могут существовать как при положительных, так и при отрицательных (до -10°C и ниже) температурах. Такими являются высоко-кучевые, слоистые, кучевые.

Смешанные облака состоят из смеси переохлажденных капель и ледяных кристаллов. Они могут существовать, как правило, при температуре от -10 до -40°C . Образуются в результате возникновения кристаллов в водяном облаке либо в результате попадания кристаллов в водяное облако извне. Смешанные облака дают осадки. Это высоко-слоистые, слоисто-дождевые, кучево-дождевые; при низких температурах иногда также высоко-кучевые, слоистые, слоисто-кучевые.

Ледяные (кристаллические) облака состоят только из ледяных кристаллов. Они могут существовать только при температуре ниже -40°C . Это все облака верхнего яруса: перистые, перисто-слоистые, перисто-кучевые, а также вершины кучево-дождевых облаков.

2. По форме и высоте расположения в тропосфере облака разнообразны и изменчивы (таблица 5.3)

Таблица 5.3 - Основные формы облаков

Ярус	Форма	Краткое описание облаков
1	2	3
Верхний ярус (выше 6 км)	1. Перистые (Ci)	Белые, тонкие, волокнистые или нитевидные; осадков не дают
	2. Перисто-кучевые (Cc)	Белые, тонкие, слои и гряды в виде волн и хлопьев; осадков не дают
	3. Перисто-слоистые (Cs)	Имеют вид белой тонкой пелены, иногда слегка волнистой; осадки земли не достигают Белые, иногда сероватые в виде волн, гряд, куч, шаров, хлопьев; осадков не дают
Средний ярус (от 2 до 6 км)	4. Высокослоистые (As)	Серая или синеватая однородная пелена; обычно закрывают всё небо; летом осадки не достигают земли, зимой дают снегопад
	5. Высококучевые (Ac)	Серые гряды волн, кучи, пластины; могут образовывать сплошной покров; редко дают слабые непродолжительные дожди
Нижний ярус (ниже 2 км)	6. Слоистые (St)	Однообразная серая пелена облаков, сходная с туманом; внизу может быть разорвана в клочья; дают морось или мелкий снег
	7. Слоисто-кучевые (Sc)	
	8. Слоисто-дождевые (Ns)	Темно-серый облачный слой; дают обложные дожди или снег
Вертикального развития:	9. Кучевые (Cu)	Плотные высокие облака с белыми куполообразными вершинами и плоскими основаниями серого и синего цвета; осадки обычно не выпадают
	10. Кучево-дождевые (Cb)	Белые плотные облака с темным основанием; имеют вид огромных наковален, гор и т. п.; дают ливневые дожди, град с грозами

Кроме облаков различных типов, наблюдающихся в тропосфере, существуют еще изредка наблюдаемые облака на высотах порядка 20-25 км и 70-80 км – перламутровые и серебристые.

3. По высоте расположения (таблица 5.4)

Таблица 5.4 – Особенности формирования облаков в зависимости от высоты расположения

Облака	Широты		
	полярные	умеренные	экваториальные
Верхнего яруса	3–8	6–13	6–18
Среднего яруса	2–4	2–7	2–8
Нижнего яруса	0–2	0–2	0–2

4. По происхождению выделяют генетические типы облаков:

- *внутримассовые*:

а) облака конвекции (возникают в результате охлаждения воздуха в вертикальных восходящих токах), средняя скорость поднятия воздуха составляет 3-5 м/с,

б) облака устойчивых масс (возникают в связи с охлаждением воздуха от подстилающей поверхности, динамической турбулентностью и волновыми движениями в атмосфере);

- *фронтальные* (образуются огромные облачные системы, вытянутые вдоль линии фронта на тыс. км и шириной сотни км):

а) облака восходящего скольжения,

б) орографические облака.

Кроме того, выделяют:

Облака вулканических извержений – кучевообразные облака, возникающие над вулканами при извержении. Отличаются быстрым развитием, обильными клубами. Состоят из пыли (пепла) и водяных капель, иногда дают осадки. С ними могут быть связаны электрические явления.

Облака запруживания – облако, образующиеся вследствие замедления горизонтального переноса воздуха при продвижении его на подстилающую поверхность с увеличенным трением, в особенности, перед горными хребтами и массивами.

Облака пожаров – это облака, возникающие вследствие образования сильных восходящих токов конвекции над большими (лесными) пожарами. Содержат продукты сгорания (дым, сажу, пепел). Часто имеют мрачный вид.

Туманы

Туман – скопление продуктов конденсации (капель или кристаллов, или тех и других вместе), взвешенных в воздухе, непосредственно над поверхностью Земли.

Туман имеет место, когда горизонтальная видимость менее 1 км, в противном случае помутнение называется дымкой. Если видимость ≤ 50 м и продолжительностью не менее 6 ч, то туман считается ОМЯ (опасные метеорологические явления).

Образование тумана происходит при насыщении воздуха и конденсации водяного пара под воздействием следующих процессов:

1) охлаждения нижнего слоя воздуха путем теплообмена с поверхностью Земли;

2) испарения с поверхности воды, почвы, капель дождя в более холодный воздух;

3) поступления в приземный слой воздуха водяного пара с продуктами сгорания больших количеств топлива.

Чаще туманы образуются при охлаждении воздуха путем теплообмена с земной поверхностью.

Для туманов свойственна большая изменчивость в пространстве и во времени. Она обусловлена не только общими циркуляционными и радиационными факторами, но и местными условиями конкретного района (высота места, форма рельефа, экспозиция склонов по отношению к влагонесущим потокам, наличие крупных водоемов, озер, рек и т. д.), влияние которых зачастую бывает доминирующим при образовании туманов.

Примером может служить событие, которое отмечалось 01–03.11.1984 г., когда под влиянием антициклона с центром в районе Львова, охватившего большую часть Европейской территории, принесшего теплый и влажный воздух со Средиземного моря, в приземном слое образовались очень мощные интенсивные инверсии при увеличении температур до 5–10 °С, которые сохранились и в дневные часы и спровоцировали очень сильные туманы. В этот период в отдельных районах Брестской, Гродненской и Минской областей отмечались очень сильные туманы. Так, в Барановичах туман с видимостью менее 50 м продолжался 40 ч 51 мин. (с 17.19 ч 01.11.1984 г. по 10.10 ч 03.11.1984 г.). В Волковыске очень сильный туман продолжался 18 ч 5 мин. (с 18.20 01.11.1984 г. до 12.25 02.11.1984 г.). В Стародорожском районе Минской области туман с видимостью менее 50 м образовался в 21.00 ч 1 ноября и продолжался до 12.00 ч 3 ноября (продолжительность 39 ч).

Различают радиационный, адвективно-радиационный, адвективный, орографический, фронтальный туман, туман при сильных морозах, туман испарения.

Внутримассовые туманы

Туманы охлаждения возникают вследствие понижения температуры воздуха, обусловленного теплообменом с земной поверхностью; различают: адвективные и радиационные.

1. Адвективные туманы (охлаждения) возникают вследствие перемещения (адвекции) воздушной массы на более холодную подстилающую поверхность.

2. Радиационные туманы возникают над поверхностью Земли, охлажденной за счет длинноволнового излучения, чаще всего в предутренние часы.

Туманы испарения возникают вследствие испарения с подстилающей поверхности (или с капель осадков) в более холодном воздухе. Наблюдаются над арктическими морями у кромки льдов (испарения арктических морей), зимой – над внутренними морями (Черное и Балтийское), а также осенью над реками и озерами суши (осенние испарения).

Туманы склонов возникают в результате адиабатического охлаждения воздуха при его подъеме по склону.

Туман смещения возникает вследствие смещения двух масс воздуха с разной температурой и влажностью в переходном слое между ними. Могут существовать такие условия, при которых каждая масса в отдельности не насыщена, но при смещении воздуха становится насыщенной.

Фронтальные туманы возникают в местах соприкосновения двух воздушных масс с различными свойствами. Фронтальный туман возможен при испарении теплого дождя, проходящего через слои холодного воздуха.

Наиболее типичными для территории Беларуси являются *адвективные туманы*, которые формируются при перемещении воздуха с более теплой подстилающей поверхности на более холодную и при последующем его охлаждении. Широко распространены также *радиационные* (местные) *туманы*, которые возникают вследствие охлаждения воздуха на холодной подстилающей поверхности радиационным путем. Адвективные туманы более густые и продолжительные по времени, чем туманы местного образования. Местные туманы обычно рассеиваются с восходом солнца.

Туманы оказывают заметное влияние на состояние здоровья человека. В городе туманы в сочетании с повышенным уровнем загрязнения воздуха способны отрицательно воздействовать на самочувствие горожан, поскольку вредное влияние дымовых и газовых примесей при туманах проявляется более остро, чем при иных погодных условиях. Негативное влияние туманы оказывают и на организацию движения транспорта, особенно автомобильного, ухудшая видимость на дорогах и т.д. В то же время в сельском хозяйстве туманы могут играть позитивную роль, ослабляя интенсивность весенних или осенних заморозков.

Основными характеристиками туманов являются: среднее, наибольшее число дней и средняя продолжительность события в часах по месяцам и за год. Они позволяют получить наглядное представление об особенностях распределения туманов на исследуемой территории. Несмотря на влияние туманов на различные сферы деятельности человека, пространственно-временные колебания данного явления изучены недостаточно.

Туманы возникают как при положительных, так и отрицательных температурах воздуха. Примерно в 80% случаев туманы наблюдаются при малых скоростях ветра (0,2 м/с) и только в 10% наблюдаются при более высоких. Причем радиационным туманам сопутствуют слабые ветры и штили, адвективным – ветры большей силы.

Помимо естественных условий, существенное влияние на формирование туманов оказывает урбанизация территорий, особенно рост крупных городов. Дело в том, что туман возникает в том случае, когда у земной поверхности создаются благоприятные условия для конденсации водяного пара. Нужные для этого ядра конденсации существуют в воздухе всегда. В больших промышленных центрах содержание в воздухе ядер конденсации, притом крупных, резко повышено, что должно увеличивать повторяемость и плотность туманов в крупных городах. Однако в крупном городе число туманов может уменьшаться по сравнению с окрестными населенными пунктами, поскольку в крупном городе температура выше и для достижения состояния влагонасыщения и образования тумана требуется больше водяного пара. Повышение температуры в крупном городе даже на $0,5\text{ }^{\circ}\text{C}$ по сравнению с окрестностями будет приводить к рассеиванию туманов.

Осадки

С распределением облачности, влагосодержанием воздуха, его относительной влажностью связано образование осадков.

Осадки – вода в жидком или твердом состоянии, выпадающая из облаков или осаждающаяся из воздуха на поверхности земли и на предметах.

Во время выпадения одного и того же дождя или снегопада всегда имеется смесь элементов, заряженных в различной степени как положительно, так и отрицательно, а также и незаряженных. При этом число положительно заряженных капель больше, чем отрицательно заряженных.

Наибольшие заряды приносят ливневые осадки, наименьшие – обложные.

Капли облаков и туманов, как и твердые элементы в них, чаще бывают электрически заряженными, чем нейтральными. В основном в туманах капли несут заряды одного знака, но примерно в 25% случаев они заряжены разноименно.

В кучево-дождевых облаках, содержащих крупные капли, а также и значительные по размерам кристаллы, возникают особенно сильные электрические заряды. О них можно судить по зарядам выпадающих осадков. Твердые элементы облаков и осадков заряжены так же, как капли, или еще сильнее.

Дожди значительно чаще выпадают на земную поверхность с положительными, чем с отрицательными зарядами. Со снегом дело обстоит менее определенно.

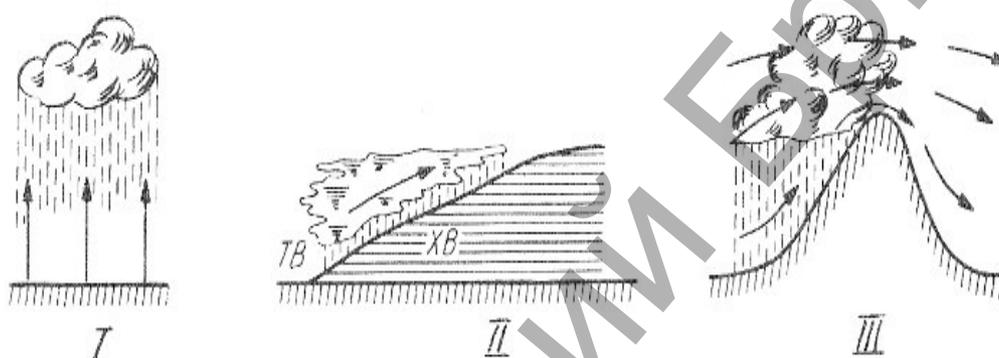
Мельчайшие капли конденсированного водяного пара в облаках, как правило, не дают осадков. Установлено, что небольшие капельки радиусом 5–10 микрометров наиболее характерны для жидко-капельных облаков. Поэтому такие капли, даже в слабых восходящих потоках воздуха, как бы в нем «плавают». Если даже такие капельки падают, то они испаряются за короткое время, так как ниже облака воздух не является насыщенным.

Для образования осадков должно произойти укрупнение капель. Так как дождевые капли имеют размер около миллиметра (1 000 микрометров), то для образования всего одной дождевой капли требуется около миллиона облачных капель, это возможно при коагуляции, то есть столкновении капель с последующим слиянием, и дисперсности (трехфазности) облачной системы.

По происхождению различают осадки: конвективные, фронтальные, орографические (рисунок 5.3, 5.4).

Из облаков осадки выпадают в виде дождя, мороси, снега, мокрого снега, снежной и ледяной крупы, снежных зерен, града, ледяного дождя, ледяных игл.

Непосредственно из воздуха выделяются роса, иней, жидкий и твердый налет, изморозь.



I – конвективные, II – фронтальные, III – орографические, ТВ – теплый воздух, ХВ – холодный воздух

Рисунок 5.3 – Типы осадков по происхождению

Осаждение переохлажденного дождя, мороси, тумана на земной поверхности и предметах дает гололед.

К осадкам относятся различные виды обледенения самолетов.

Укрупнение капель и кристаллов может идти путем:

- конденсации (до размеров не менее 20 мкм);
- таяния ледяных кристаллов;
- коагуляция (слияние) мелких капель;
- переконденсация (перекачка водяного пара с капель на кристаллы) - теория Берджерона – Финдайзена;
- кристаллизация (сублимация) плюс аккреция (приморозание капель) для твердых осадков.

Основными типами осадков являются дождь и снег. Однако существуют и другие виды осадков, так называемые гидрометеориты, – роса, иней, изморозь, гололед и др. Одни из них жидкие, другие твердые, но объединяет их то, что они образовались при конденсации водяного пара от соприкосновения влажного воздуха с холодными поверхностями.

Количество осадков, выпавших в том или ином месте за определённое время, выражается в миллиметрах слоя выпавшей воды. Твёрдые осадки также выражаются толщиной слоя воды, который они образовали бы, растаяв.

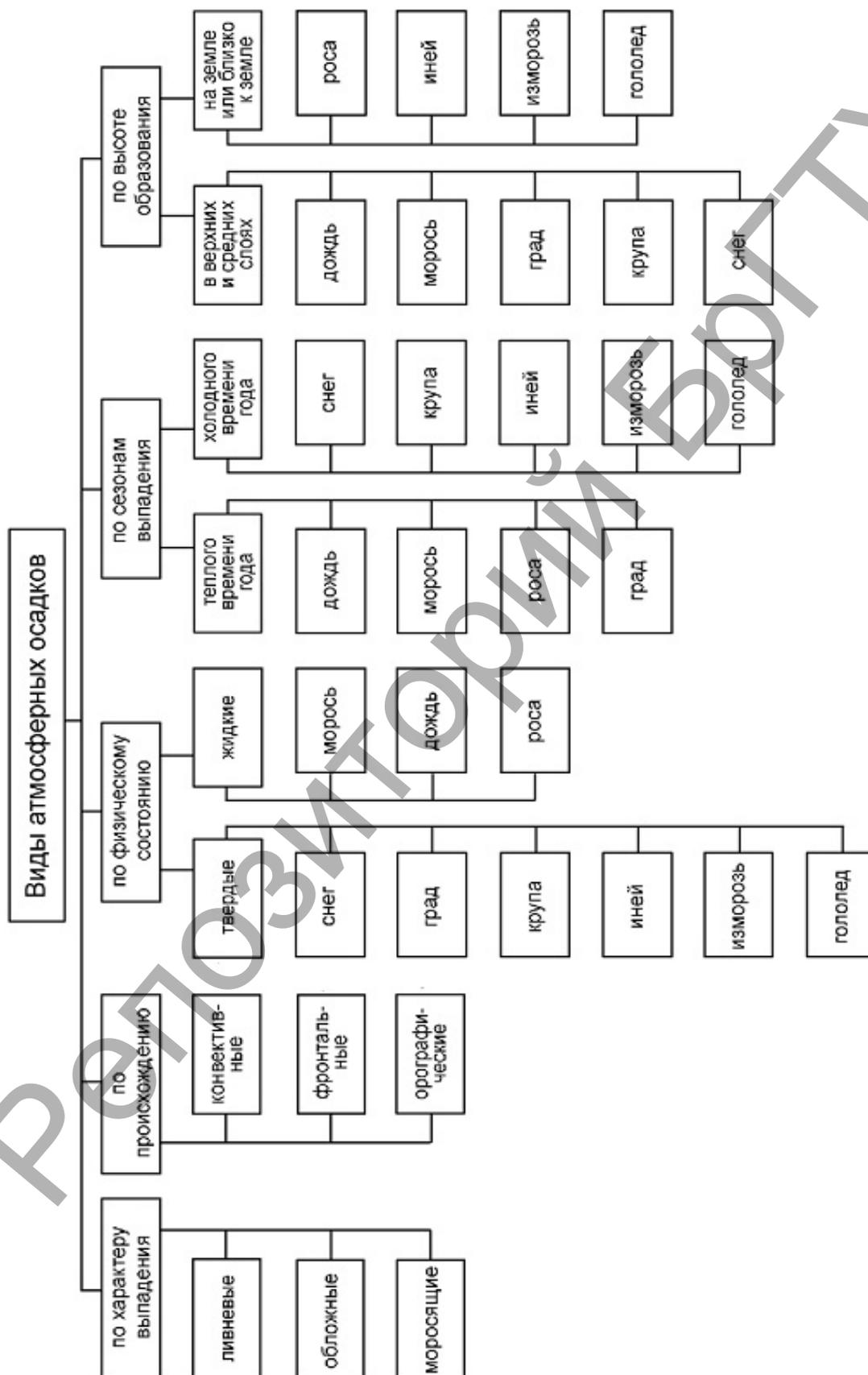


Рисунок 5.4 – Виды осадков

Высота слоя осадков в 1 мм соответствует 1 кг воды, выпавшей на площадь 1 м².

Ежегодно из атмосферы Земля получает около 520 тыс. км³ осадков, основное их количество (около 79 %) выпадает над Мировым океаном, меньшая часть (около 21 %) – над сушей.

Распределение осадков по поверхности планеты зависит от ряда факторов - солнечной радиации, циркуляции воздушных и водных масс, географического расположения материков, их величины, особенностей геоморфологического строения и др. - и носит выраженный зональный характер, при этом соотношение моря и суши, характер рельефа, облесенность территории и другие факторы вносят в общие закономерности выпадающих осадков азональные черты.

Количество выпавших осадков измеряется осадкомером или дождемером (рисунок 5.5). Для измерения количества осадков, собранных в сосуде, служит мерный стакан, который имеет 100 делений. Для защиты от ветровых воздействий служит специальный козырек из подвижных планок особой конфигурации.



1-воронка, 2-диафрагма, 3-ведро, 4-колпачок, 5-носик, 6-планочная защита, 7-подставка, 8-лестенка, 9-измерительный стакан

Рисунок 5.5 – Строение дождемера

Суточный и годовой ход осадков.

Для определения суточного хода необходимо осадки, выпавшие за определенный интервал времени, выразить в % от их общего суточного количества. Суточный ход осадков очень сложен.

На суше различают два основных типа суточного хода: *континентальный и береговой.*

Континентальный тип суточного хода осадков характеризуется наличием двух максимумов и двух минимумов. Первый максимум наблюдается рано утром (слабый), второй максимум – после полудня (основной), летом выражен резко. Главный минимум наблюдается после полуночи, второй минимум – перед полуднем.

Береговой тип характеризуется наличием одного максимума (ночью и утром) и одного минимума (в послеполуденные часы). Данный тип лучше выражен летом.

В Республике Беларусь суточный ход осадков не имеет ярко выраженной закономерности, особенно в холодное время года. Лишь в летнее время дневные осадки (9–12 ч) преобладают над ночными.

Суточный и годовой ход осадков зависит от широты места, удаленности от побережья, общей циркуляции атмосферы и других факторов.

Основные типы годового хода осадков:

Экваториальный (10° с.ш. – 10° ю.ш.): 2 дождливых сезона, разделенных сухими, приходятся на время после равноденствий, когда наиболее сильно развивается конвекция.

Тропический. Один дождливый сезон (летний) при наивысшем стоянии солнца, его продолжительность вблизи тропиков достигает 4 месяца, соответственно 8 месяцев – сухие.

Тип тропических муссонов отмечен в тех районах тропиков, где развита муссонная циркуляция (Индия, юго-восток Китая, север Австралии).

Средиземноморский тип. Максимум зимой (умеренный воздух), минимум – летом (субтропические антициклоны). Наблюдается в Калифорнии, на юге Африки, юге Австралии, побережье Средиземного моря.

Внутриматериковый тип умеренных широт. Максимум летом, минимум – зимой. Область распространения: Европа, Азия (очень редко), Северная Америка.

Морской тип умеренных широт. Распределение осадков равномерное, или максимум приходится на осень и зиму (наблюдается в Западной Европе).

Муссонный тип умеренных широт. Максимум летом, минимум зимой, но амплитуда значительно больше за счёт летних осадков.

Полярный тип. Максимум летом, т.к. температура воздуха летом выше, чем зимой, годовые суммы осадков незначительные. В местах с сильно развитой циклонической деятельностью максимум может сдвигаться на зиму, а количество осадков увеличивается.

Снежный покров

Наблюдения за снежным покровом включают в себя измерение его высоты и плотности, определение запасов воды, которая содержится в снеге, наличие и толщина ледяной корки, слоя воды на почве, состояние поверхности почвы (та-

лая или мерзлая), степени покрытия поверхности почвы снегом и характер залегания снегового покрова.

В практике установились следующие виды наблюдений за снежным покровом:

- 1) ежедневные;
- 2) ландшафтно-маршрутные снегомерные съемки;
- 3) специальные снегомерные съемки.

Ежедневно утром определяют наличие снежного покрова, степень покрытия и характер залегания, его высоту. Определение этих характеристик начинают с момента образования до момента полного исчезновения снежного покрова.

Степень покрытия оценивается по 10 – балльной системе. Так, если снегом покрыто 0,1 площади видимого пространства, то в книжке записывают 1 балл; если же снегом покрыта вся окружающая территория – записывают 10 баллов. При покрывании снегом менее 0,1 площади ставится 0. Характер залегания снежного покрова определяют на глаз. При этом отмечают его следующие характеристики: равномерный (без сугробов), с небольшими сугробами, без оголений, с оголениями, с проталинами, лежит местами.

Высота снежного покрова измеряется при помощи трех постоянных снегомерных реек, установленных осенью в вершинах треугольника с длиной стороны 10 м, высота покрова высчитывается как среднее арифметическое из отсчетов по трем рейкам.

Кроме наблюдений на постоянной метеоплощадке, дополнительно проводят декадные снегомерные съемки на маршруте. Маршрут проходит через элементы ландшафта, характерные для окрестностей (разные формы рельефа, типы растительности, овраги и т.д.). При ландшафтно-маршрутных съемках высоту снежного покрова измеряют переносной снегомерной рейкой через каждые 10 или 20 м, а плотность снега – при помощи весового снегомера через 100 или 200 м.

Снегомерные рейки

Постоянные снегомерные рейки устанавливаются осенью перед образованием снежного покрова. Для этого забивают в почву деревянный заостренный брусок длиной 40–60 см, на котором заранее выпилен выступ, который должен находиться на уровне поверхности почвы. На этот выступ устанавливают рейку, нулевое деление которой совмещается с поверхностью почвы. Отсчеты по рейке снимаются с точностью до 1 см, при этом наблюдатель должен находиться на расстоянии 2–3 м от рейки.

Переносная снегомерная рейка представляет собой прямоугольный деревянный брусок длиной 180 см, толщиной 2 см и шириной 4 см, на одной стороне рейки нанесена шкала с сантиметровыми делениями (рисунок 5.6). На ее нижнем конце имеется заостренный металлический наконечник, которым рейка опускается вертикально в снег. При этом она должна доходить до поверхности почвы.

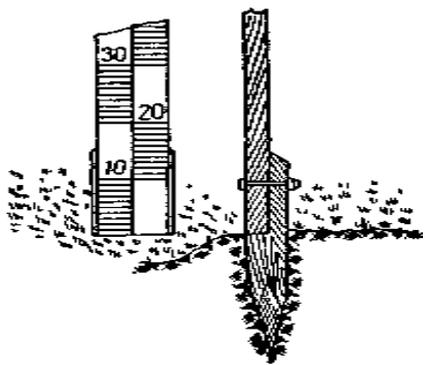
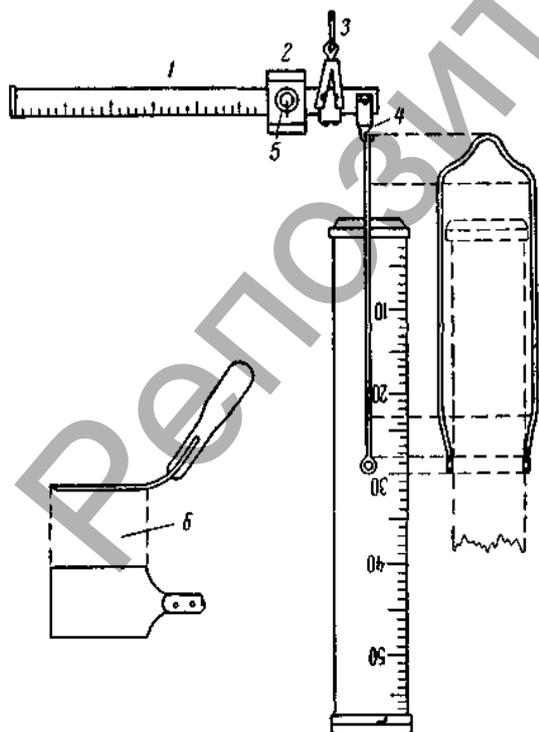


Рисунок 5.6 – Постоянная снегомерная рейка

Весовой снегомер используется для определения плотности снега: отношение массы снега к его объему. Он состоит из снегозаборника, весов и лопатки (рисунок 5.7). Основная часть снегомера – полый цилиндр с площадью сечения 50 см^2 с пилообразным краем, который при измерении погружают отвесно в снег до соприкосновения с подстилающей поверхностью, а затем вырезанный столбик снега вынимают вместе с цилиндром. Затем взятую пробу снега взвешивают на весах, входящих в состав прибора. На боковой поверхности нанесена шкала (в см), нулевое деление совпадает с открытым пилообразным концом цилиндра. Сверху цилиндра находится кольцо, которое свободно перемещается и имеет прищепку, при помощи которой снегозаборник подвешивается к весам. Объем пробы снежного покрова определяется перемножением площади поперечного сечения трубы снегомера и высоты вырезанного столбика снега. Путем деления массы пробы снега на её объём получают искомую плотность снега.

Весы состоят из металлической линейки, на которой имеется шкала ценой одного деления 5 г; каждая десятая черточка обозначена цифрой. К крючку весов подвешивается цилиндр со взятой пробой снега. При помощи приспособления весы удерживаются в подвешенном состоянии.

Для уравнивания весов служит перемещаемый груз (грузик), который свободно перемещается на линейке. Через отверстие груза видна шкала весов. На нижней стороне отверстия имеется черта, которая служит показателем при отсчетах по шкале весов после их уравнивания.



рую производится отсчет показаний весов;

1 – весы; 2 – передвижной грузик, 3 – кольцо;
4 – крючок; 5 – прорезь в грузике, через кото-
6 – лопатка

Рисунок 5.7 – Походный весовой снегомер

Основная часть снегомера – полый цилиндр с площадью сечения 50 см^2 с пиловидным краем, который при измерении погружают отвесно в снег до соприкосновения с подстилающей поверхностью, а затем вырезанный столбик снега вынимают вместе с цилиндром. Затем взятую пробу снега взвешивают на весах, входящих в состав снегомера. В момент взвешивания нужно стоять спиной к ветру. При нахождении над снежным покровом ледяной корки определяют ее толщину в мм.

Плотность снега вычисляют путем деления массы взятой пробы снега на его объем. Масса пробы равна $5n$, где n – количество делений, отсчитанных по шкале весов, а объем составляет $50h \text{ см}^3$, где h – высота снегового покрова при взятии пробы. Отсюда плотность снега ρ равна:

$$\rho = \frac{5n}{50h} = \frac{n}{10h}. \quad (5.10)$$

Плотность снега высчитывается с точностью до сотых, а результат округляется до десятых г/см^3 . Измерения производят только при высоте снежного покрова не менее 5 см . В тех случаях, когда мощность снежного покрова составляет более 60 см , весь столб снега отбирают последовательно за несколько раз. При снегосъемках делают три измерения на одном месте, а плотность снега определяют как среднее из этих измерений.

Запас воды в снежном покрове (Q , мм – высота слоя воды в миллиметрах, который образуется после таяния снега) определяется на основании данных плотности и его высоты. Вес воды взятой пробы снега равен $5n$. Поскольку плотность воды равна единице, то объем составляет так же $5n$. Значит, если объем разделить на площадь сечения снегозаборника и умножить на 10, то можно получить высоту слоя воды в мм:

$$Q = \frac{5n \cdot 10}{50} = n. \quad (5.11)$$

Таким образом, количество делений, отсчитанных на весах снегомера, соответствует запасу воды в снежном покрове.

Запас воды в снеге также может быть определен по следующей формуле:

$$Q = 10\rho h, \quad (5.12)$$

где ρ – плотность снега; h – высота снежного покрова; 10 – коэффициент для перевода высоты слоя воды в мм.

Практическая работа № 5.1**Тема: Испарение. Испаряемость**

Цель: формирование знаний о влагосодержании атмосферного воздуха и факторах, его определяющих; умений анализировать географическое распространение метеовеличин.

Задания для самостоятельной работы

1. Рассчитать и проанализировать скорость испарения в различные месяцы. Для расчетов использовать данные таблицы 5.5.

Таблица 5.5 – Температура воздуха (t °C), парциальное давление пара (e , гПа), относительная влажность (f , %), дефицит влажности (d , гПа)

Метео-элементы	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Год
Верхнедвинск													
t	-7,8	6,6	-2,8	5,0	11,6	15,8	17,2	16,0	11,2	5,6	0,4	-4,6	5,1
e	3,4	3,5	4,2	6,6	9,6	12,7	14,6	14,2	10,9	7,9	5,9	4,4	8,2
f	85,0	84,0	81,0	71,0	69,0	70,0	75,0	78,0	82,0	85,0	89,1	88,0	80,0
d	0,5	0,6	1,1	2,6	5,1	6,4	5,8	4,9	2,4	1,4	0,7	0,5	2,7
p	730	740	755	760	760	745	765	770	760	755	750	745	730
Гродно													
t	-5,0	-4,7	-0,9	6,2	12,6	16,1	17,7	16,6	12,3	6,4	2,1	-2,6	6,4
e	4,0	4,1	4,8	7,1	9,8	12,8	14,4	14,1	11,4	8,6	6,5	5,0	8,6
f	88,0	86,0	80,0	74,0	69,0	70,0	73,0	76,0	80,0	85,0	85,0	89,0	80,0
d	0,5	0,6	1,3	3,1	5,5	6,3	6,5	5,5	3,8	1,7	0,8	0,5	3,1
p	730	740	755	760	760	745	765	770	760	755	750	745	730
Гомель													
t	-7,4	-6,6	-1,8	6,6	13,8	17,2	18,7	17,7	12,6	6,5	1,0	-4,1	6,2
e	3,4	3,6	4,6	7,3	10,3	13,4	15,2	14,6	11,1	7,9	6,0	4,4	8,5
f	85,0	83,0	80,0	72,0	66,0	68,0	71,0	74,0	77,0	80,0	87,0	87,0	78,0
d	0,5	0,7	1,2	3,7	6,3	7,4	7,4	6,4	4,1	2,0	0,9	0,6	3,4
p	730	740	755	760	760	745	765	770	760	755	750	745	730

Испарение можно характеризовать скоростью протекания процесса. *Скорость испарения* (V) выражается в миллиметрах слоя воды, испарившейся за единицу времени с единицы поверхности. Она зависит от дефицита насыщения, атмосферного давления и скорости ветра.

Суммарная формула для расчета скорости испарения выглядит следующим образом:

$$V = A \frac{(E_s - e)}{p}, \quad (5.13)$$

где E_s – упругость водяного пара при температуре испарителя; e – фактическая упругость водяного пара в воздухе над испаряющей поверхностью; A – коэффициент пропорциональности, p – атмосферное давление:

$$d = E - e, \quad (5.14)$$

$$E = d + e. \quad (5.15)$$

Коэффициент A (психрометрический) для стационарного психрометра, установленного в будке, принят равным 0,0007947.

2. Проанализировать величину испарения и испаряемости на земном шаре:

- Выявить основные закономерности в распространении годовых величин испарения по широтам.

- Сравнить величины испарения на суше и на океане на одних и тех же широтах и объяснить существующие между ними различия.

- Выявить основные закономерности в распространении годовых величин испаряемости по широтам.

- Сравнить годовые величины испарения и испаряемости на разных широтах и объяснить различное соотношение между этими величинами. На каких широтах и почему величины испарения и испаряемости почти совпадают и на каких широтах разница между ними достигает максимальных значений?

- Почему на карте годовой испаряемости над океаном не показана величина испаряемости (рисунки 5.7, 5.8)?

3. Определить абсолютную (q), относительную (f) влажность и дефицит влажности (d), когда температура воздуха $t=25$ °C, а упругость e водяного пара равна 12,0 гПа

$$q = 217 \frac{e}{T} \text{ или } q = \frac{0,8e}{1 + \alpha \cdot t}, \quad (5.16)$$

где T и t – температура водяного пара (воздуха) в К и °C соответственно, α – температурный коэффициент объемного расширения газов, равен 1/273 или 0,004.

$$f = \frac{e}{E} \cdot 100\%, \quad (5.17)$$

где (f , %) – относительная влажность, e – упругость водяного пара, E – упругость насыщения.

4. Определить, сколько граммов водяного пара удерживается в 1 кг влажного воздуха, когда упругость водяного пара $e=16,2$ гПа, а атмосферное давление p составляет 1010,0 гПа:

$$s = \frac{622e}{p - 0,378e} \quad (5.18)$$

5. Какой процесс (испарение или конденсация) будет происходить над водоемом или увлажненной поверхностью суши при относительной влажности 100%, если температура их поверхности равна 2,5; 10,3; 12,5⁰C; а температура воздуха – соответственно 0,0; 7,3; 15,8⁰C?

6. Какое атмосферное явление при условии данной задачи может наблюдаться над водоемом (увлажненной суши)?

7. По психрометрической таблице (таблица 5.6) определить упругость водяных паров e , относительную влажность f воздуха и дефицит влажности, если давление воздуха 1010 гПа и известны температуры по сухому и смоченному термометрам стационарного психрометра Августа (таблица 5.7).

Таблица 5.6 – Психрометрическая таблица

Показания сухого термометра, °C	Разность показаний сухого и влажного термометров, °C									
	0	1	2	3	4	5	6	7	8	9
Относительная влажность воздуха, %										
0	100	81	63	45	28	11				
2	100	84	68	51	35	20				
4	100	85	70	56	42	28	14			
6	100	86	73	60	47	35	23	10		
8	100	87	75	63	51	40	28	18	7	
10	100	88	76	65	54	44	34	24	14	5
12	100	89	78	68	57	48	38	29	20	11
14	100	90	79	70	60	51	42	34	25	17
16	100	91	81	71	62	54	46	37	30	22
18	100	91	82	73	65	56	49	41	34	27
20	100	92	83	74	66	59	51	44	37	30
22	100	92	83	76	68	61	54	47	40	34
24	100	92	84	77	69	62	56	49	43	37
26	100	92	85	78	71	64	58	51	46	40
28	100	93	85	78	72	65	59	53	48	42
30	100	93	86	79	73	67	61	55	50	44

Таблица 5.7 – Температура по сухому и смоченному термометрам психрометра Августа

$t_{\text{сухого}}, ^\circ\text{C}$	$t_{\text{смоченного}}, ^\circ\text{C}$	$t_{\text{сухого}}, ^\circ\text{C}$	$t_{\text{смоченного}}, ^\circ\text{C}$
18	14	12	9
28	19	16	8
2	0	4	2
10	9	6	3
14	10	26	11
0	0	8	6
22	11	2	2

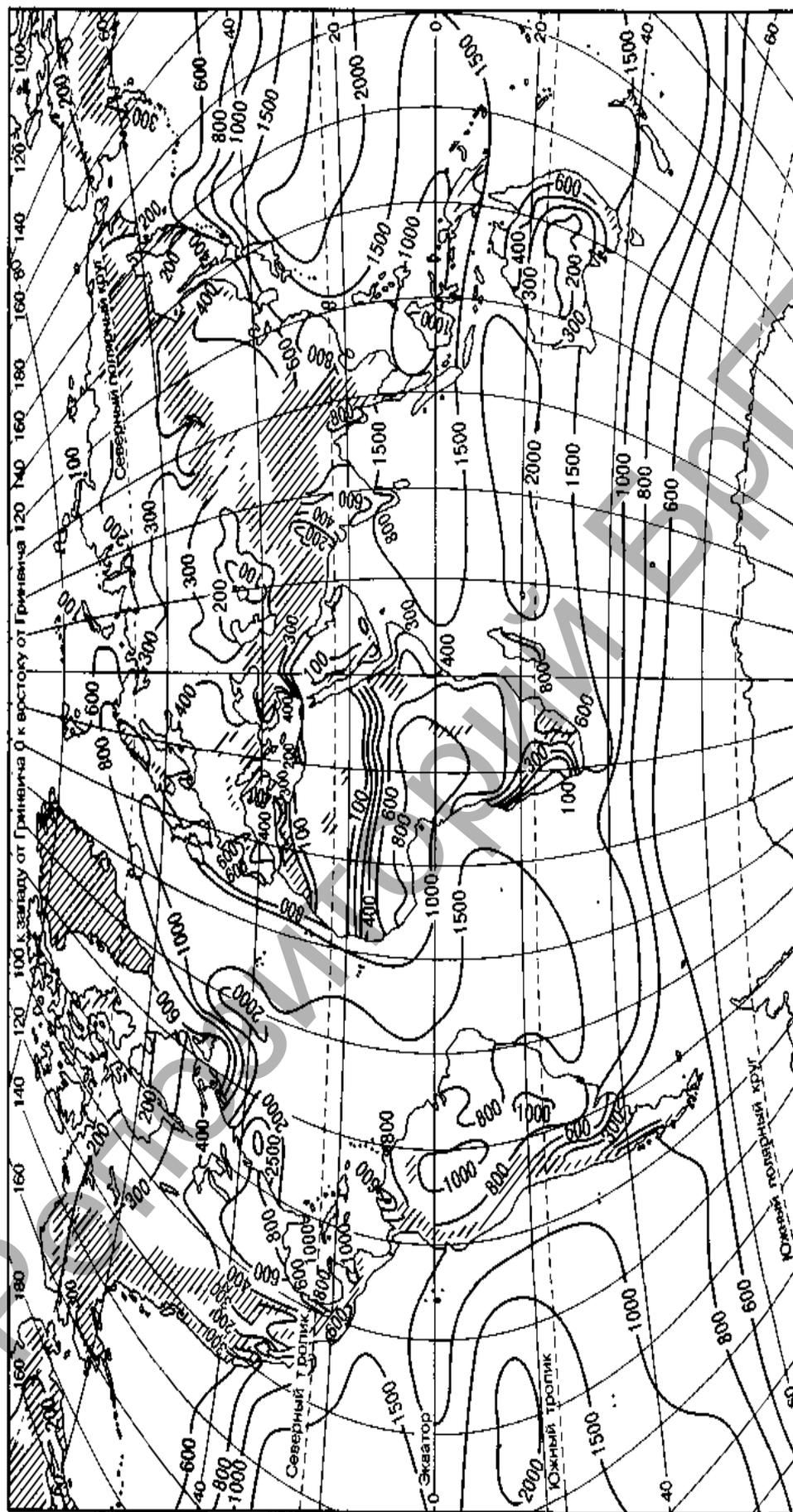


Рисунок 5.7 – Средние годовые значения испарения с подстилающей поверхности (мм/200)
(по С.Г. Любушкиной и др.)

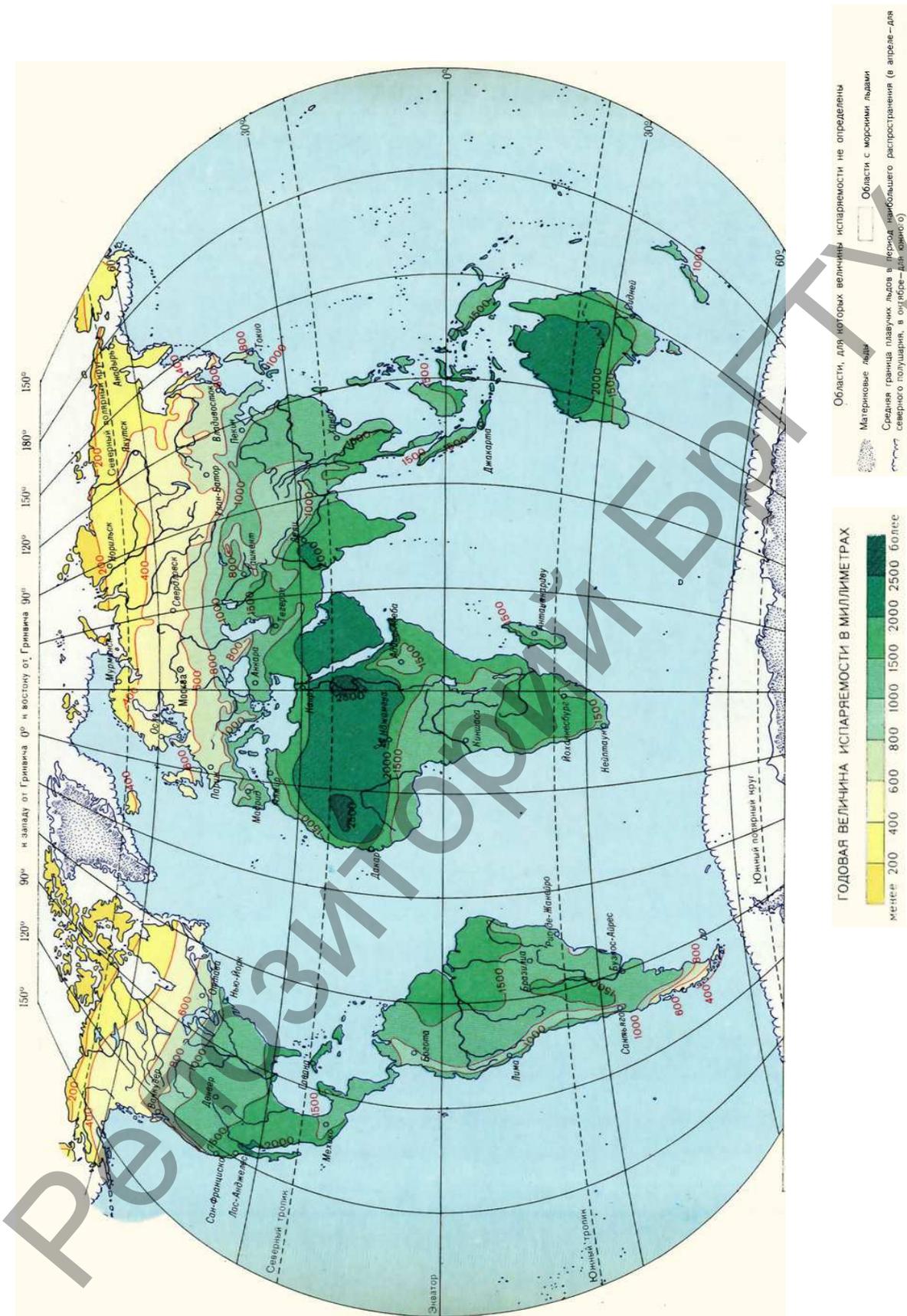


Рисунок 5.8 – Испаряемость. Год (возможное испарение с поверхности суши)

Практическая работа № 5.2**Тема: Облака. Туманы**

Цель: формирование знаний об облаках и туманах, об их образовании, морфологии, классификации; умений определения основных форм облаков.

Задания для самостоятельной работы

1. Составить таблицу основных родов облаков по форме (таблица 5.8).

Таблица 5.8 – Характеристика основных форм облаков

Ярус	Формы облаков			Виды и разно- видности	Физиче- ский состав	Осадки и оптические явления	Генетиче- ский тип
	Название по - русски	Название на латыни	Условное название				

2. Дать анализ карты среднегодовой облачности.

3. Определить нижнюю границу слоистых облаков (Stratus(стратус) – St) в 12.00 21 марта на метеостанции Брест, когда температура воздуха 6,7 °С, относительная влажность 85%, парциальное давление водяного пара 7,8 гПа., для расчетов использовать следующие формулы:

$$H = 215(t - t_d), \quad (5.19)$$

$$H = 25(102 - f), \quad (5.20)$$

$$H = 22(107 - f). \quad (5.21)$$

4. Помимо естественных условий, существенное влияние на формирование туманов оказывает урбанизация территорий, особенно рост крупных городов. Провести анализ влияния различных населенных пунктов на формирование туманов (таблица 5.9).

Таблица 5.9 – Повторяемость туманов по крупным (численность населения более 300 тысяч человек) и прочим городам и другим населенным пунктам за период с 1975 по 2008 гг.

Показатели	Месяцы												Год
	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	
Крупные города													
Средние за весь период наблюдений	4,8	4,6	4,2	2,8	2	2	2,2	3,1	4,4	5	6,5	6,1	4,0
Средние за 1975–1987 гг.	5,9	5,4	6,1	3,1	2,4	3,3	3,3	3,7	4,6	5,5	6,6	6,3	4,7
Средние за 1988–2008 гг.	4,4	4,5	3,5	2,1	1,7	1,6	1,7	2,7	3,9	4,5	6,3	5,8	3,6
Разность за периоды 1975–1987 гг. и 1988–2008 гг.	1,5	0,9	2,6	1,0	0,7	1,7	1,6	1,0	0,7	1,0	0,3	0,5	1,1
Прочие города и другие населенные пункты													
Средние за весь период наблюдений	3,9	3,8	3,3	2,1	1,4	1,8	2,2	2,9	4	4,3	5,3	5,2	3,4
Средние за 1975–1987 гг.	4,7	4,3	5,5	2,4	1,8	3,1	2,9	3,2	4,3	5,0	6,0	5,4	4,0
Средние за 1988–2008 гг.	3,4	3,4	2,7	1,6	1,2	1,4	2,0	2,5	3,8	4	5	4,3	2,9
Разность за периоды 1975–1987 гг. и 1988–2008 гг.	1,3	0,9	2,8	0,8	0,6	1,7	0,9	0,7	0,7	1,0	1,0	1,1	1,1

5. Проанализировать пространственные особенности распространения туманов на территории Беларуси (рисунок 5.9).

6. Рассмотрите и проанализируйте пространственную структуру среднего количества дней с туманами для теплого и холодного периодов на территории Беларуси (рисунки 5.10, 5.11).

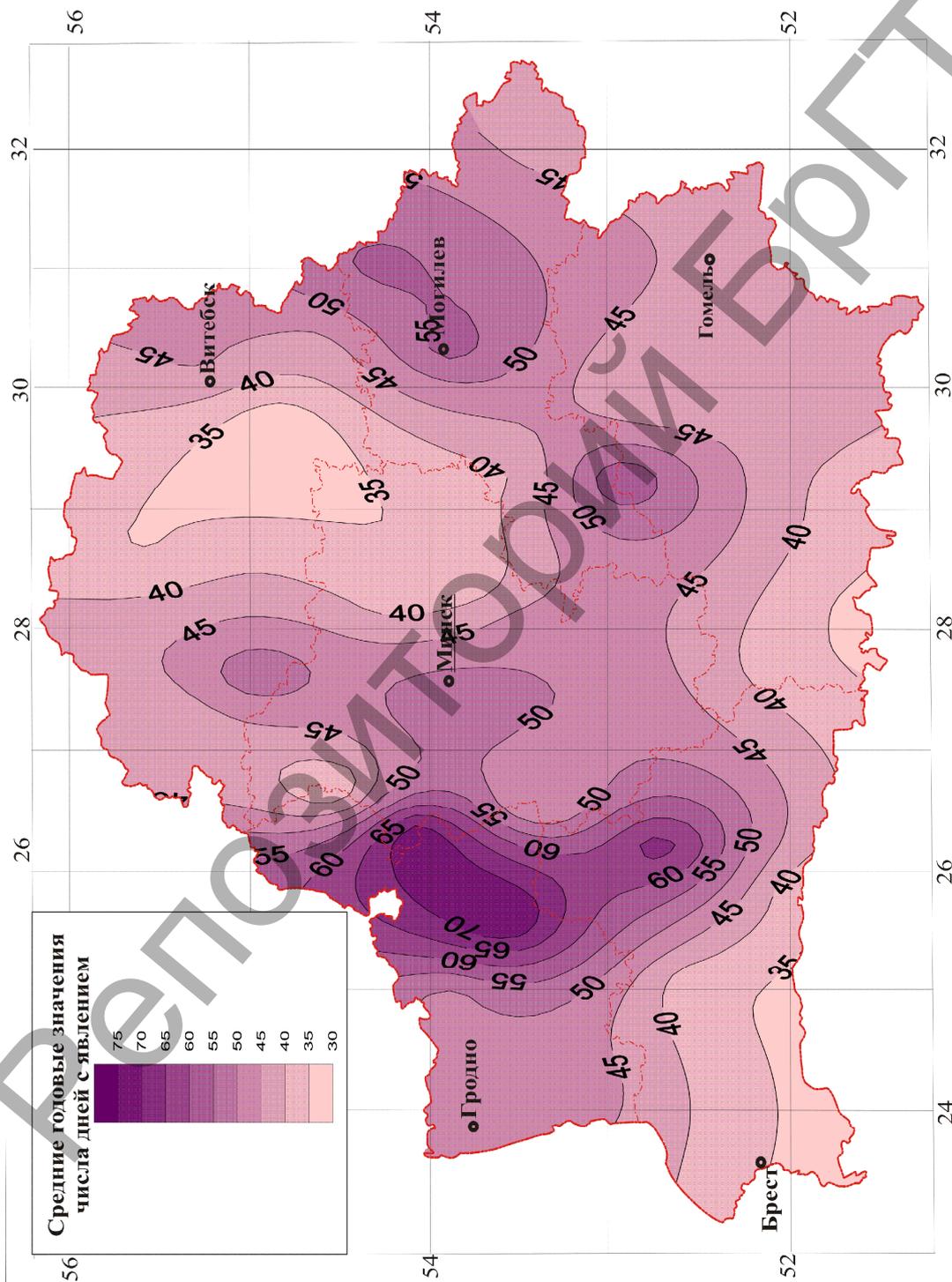


Рисунок 5.9 – Пространственное распределение среднего годового значения числа дней с туманами на территории Беларуси (1975–2008 гг.)

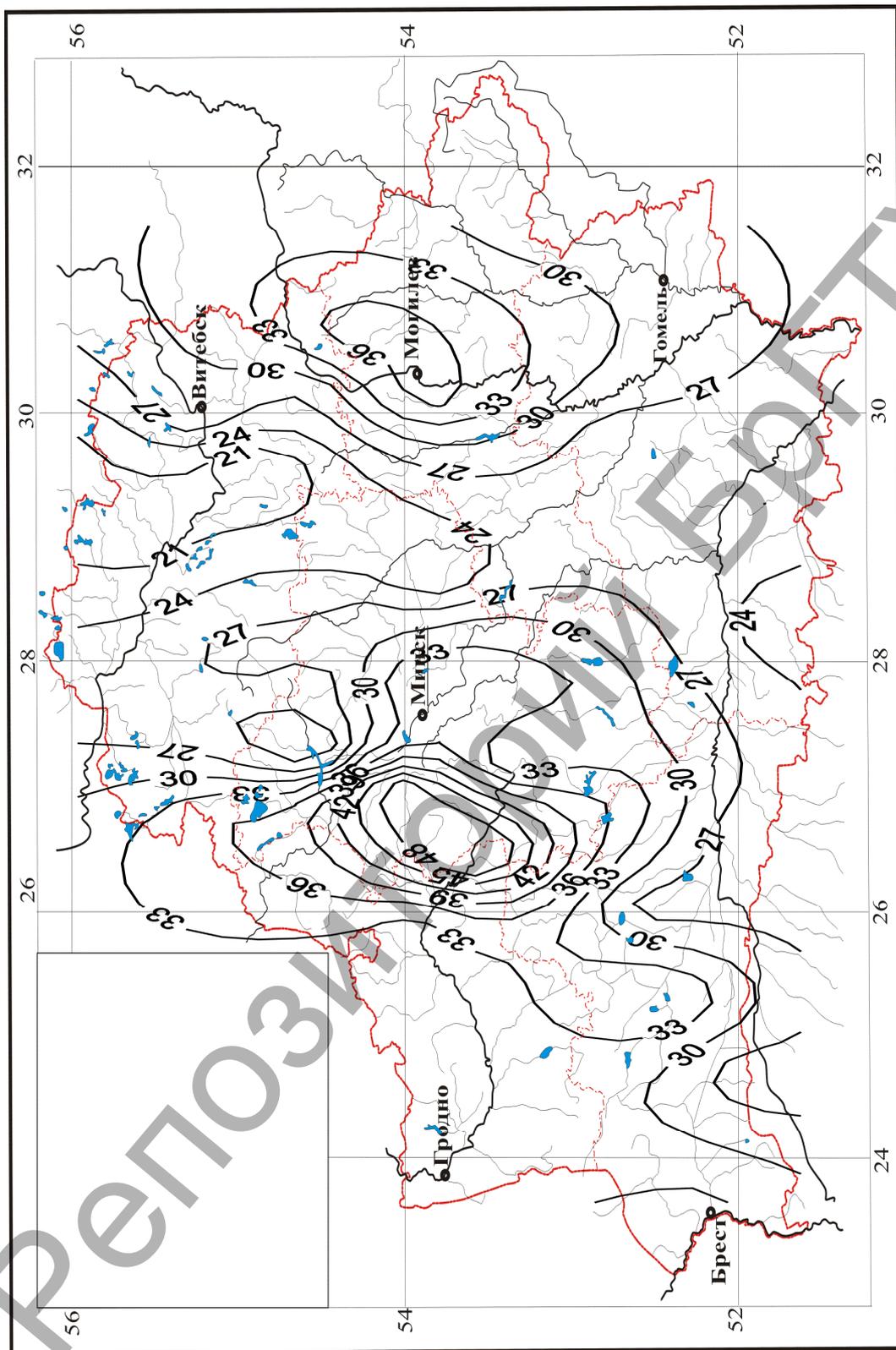


Рисунок 5. 10 - Пространственное распределение среднего годового значения числа дней с туманами по территории Беларуси за холодный период

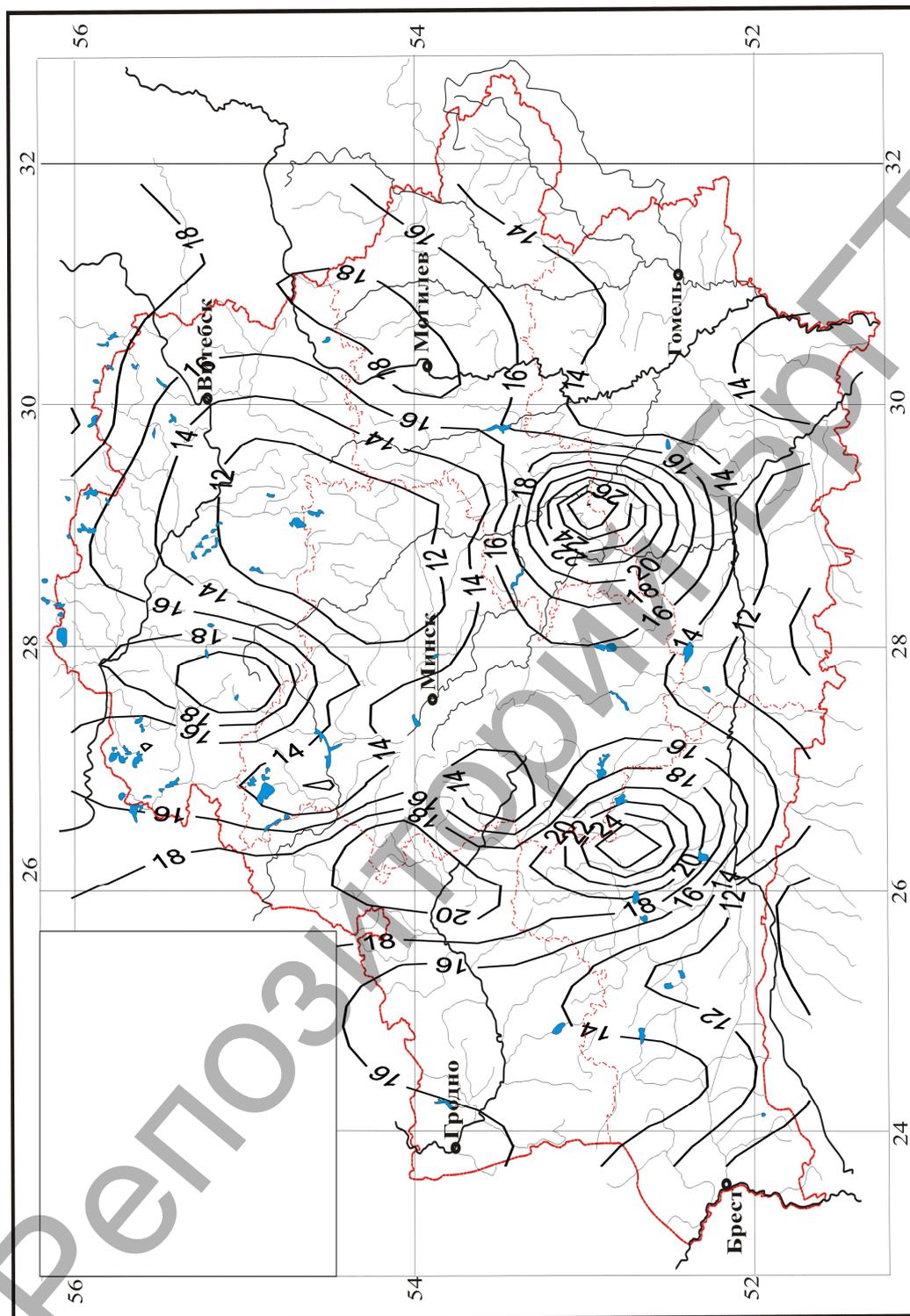


Рисунок 5. 11 - Пространственное распределение среднего годового значения числа дней с туманами по территории Беларуси за теплый период

Практическая работа № 5.3**Тема: Атмосферные осадки**

Цель: формирование знаний об осадках, условиях их образования и географии распространения; умений анализировать географические карты, различать основные типы годового хода осадков.

Задания для самостоятельной работы

1. На основании анализа годового хода осадков в нижеследующих пунктах (таблица 5.10), расположенных в Северном полушарии, указать тип годового хода осадков в каждом пункте (умеренный морской, умеренный континентальный, муссонный, средиземноморский, экваториальный). Для одного пункта построить гистограмму.

Таблица 5.10 – Типы годового хода осадков

Пункты	Сумма осадков за месяц, мм												Сумма осадков за год, мм	Тип годового хода осадков
	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII		
1	113	87	62	56	57	31	15	19	24	77	123	125	789	
2	45	38	43	41	51	53	64	64	41	68	53	57	618	
3	34	23	26	28	44	70	75	71	46	54	53	41	565	
4	7	26	29	39	142	280	313	322	264	98	16	8	1544	
5	269	217	245	283	272	225	165	219	219	374	409	333	3230	
6	2	6	4	44	298	465	543	499	404	181	64	2	2512	
7	37	35	39	36	52	66	82	74	58	53	49	39	620	
8	145	102	106	156	280	160	143	208	244	253	260	248	2305	
9	5	5	7	24	65	98	129	125	49	34	15	8	564	
10	114	96	79	41	20	5	0	0	10	28	61	102	556	

2. Во время дождя выпало 12,8 мм осадков. Какая масса воды выпала на площадь 1 м², 1 га, 1 км²?

3. Ливень интенсивностью 1 мм/мин продолжался 10 мин, а обложной дождь интенсивностью 0,01 мм/мин – 10 ч. В течение какого из периодов выпало больше осадков?

4. Определить интенсивность выпадения осадков, если обложной дождь шел 5 ч. и в течение этого времени выпало 9 мм осадков.

5. Вычислить среднюю интенсивность дождя длительностью 15 мин., если количество выпавшей воды составило 55 делений измерительного сосуда дождемера.

6. Ливень – кратковременные атмосферные осадки большой интенсивности обычно в виде дождя или снега. Проанализировать пространственное распределение ливневых дождей на территории Беларуси. Объяснить, с чем связаны «очаги» наибольшей повторяемости ливневых дождей (рисунок 33).

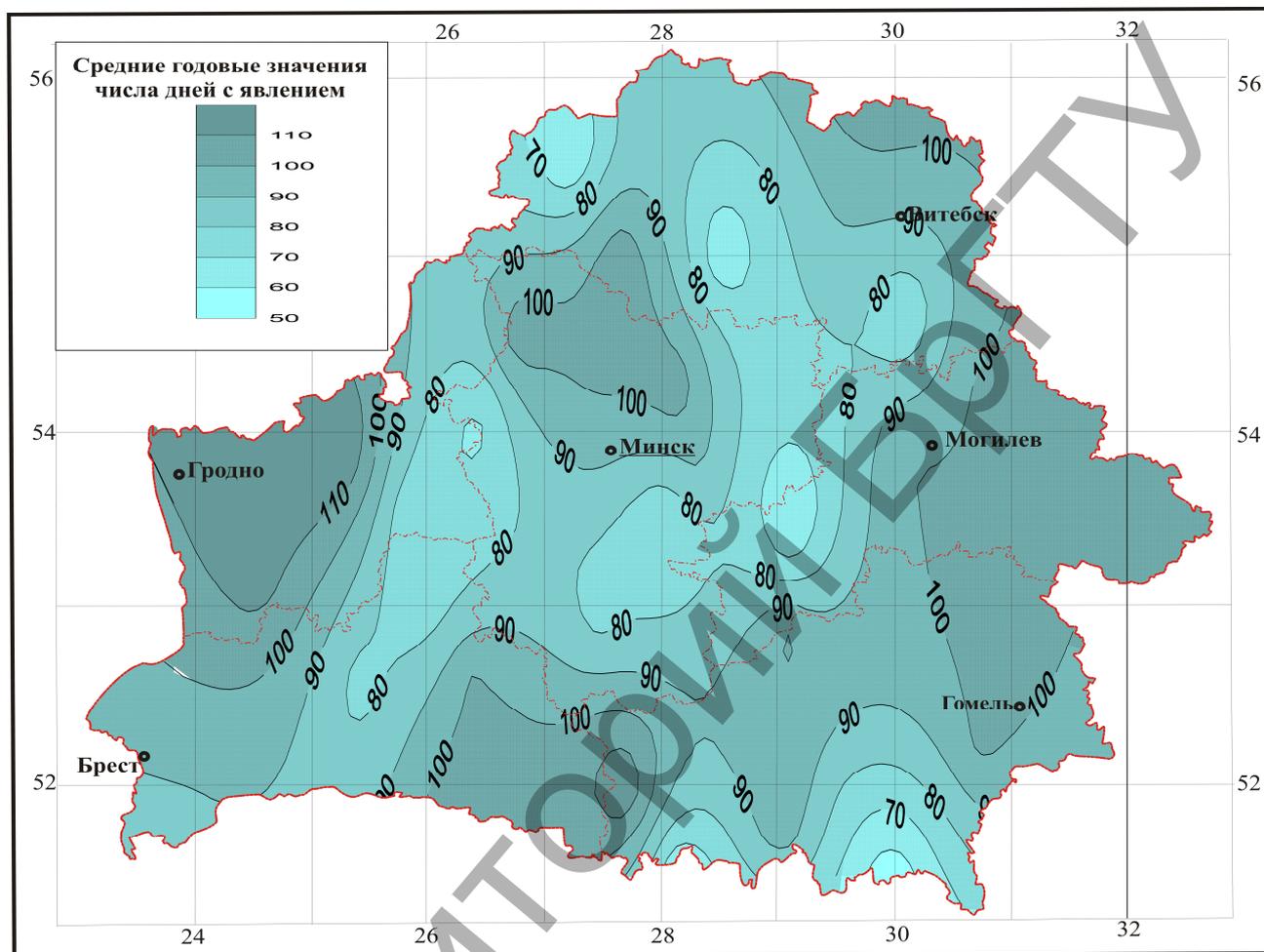


Рисунок 5.12 – Пространственное распределение среднего годового значения числа дней с дождями ливневыми на территории Беларуси за 1975-2008 гг.

7. Как влияет орографический фактор (фактор рельефа) на количество осадков?

8. Вес взятой пробы снега составляет 235 г. Определить плотность снега и сколько литров воды приходится на 1 га при условии равномерного залегания снежного покрова со средней высотой 50 см?

9. Определить запас воды в снежном покрове, если высота его 50 см, а плотность равна $0,25 \text{ г/см}^3$.

10. Перед обильным снегопадом было произведено определение высоты и плотности снежного покрова с помощью весового снегомера. Объем пробы снега равен 2200 см^3 , объем воды в ней 420 см^3 . После снегопада, при новом определении плотности, объем пробы был равен 3500 см^3 , а объем воды в ней 480 см^3 . Определить изменение плотности и запаса воды в снеге в литрах на 1 га в результате снегопада.

11. Определить плотность снега и слой воды при его таянии, если объем при взятии пробы снега составлял 3400 см^3 , а объем воды, образовавшейся при таянии этого снега, равен 870 см^3 .

12. Проанализировать пространственное распределение сильного снегопада на территории Беларуси и по областям в частности. Объяснить, с чем связаны «очаги» наибольшей повторяемости сильного снегопада (рисунок 5.13, таблица 5.11).

Таблица 5.11 – Годовой ход сильного снегопада (повторяемость, %, от общего числа дней с явлениями)

	I	II	III	IV	X	XI	XII
Витебская область		29	29	14		14	14
Минская область	67			33			
Гродненская область	20		20	60			
Могилевская область					50	50	
Брестская область	50			50			
Гомельская область			33			33	34

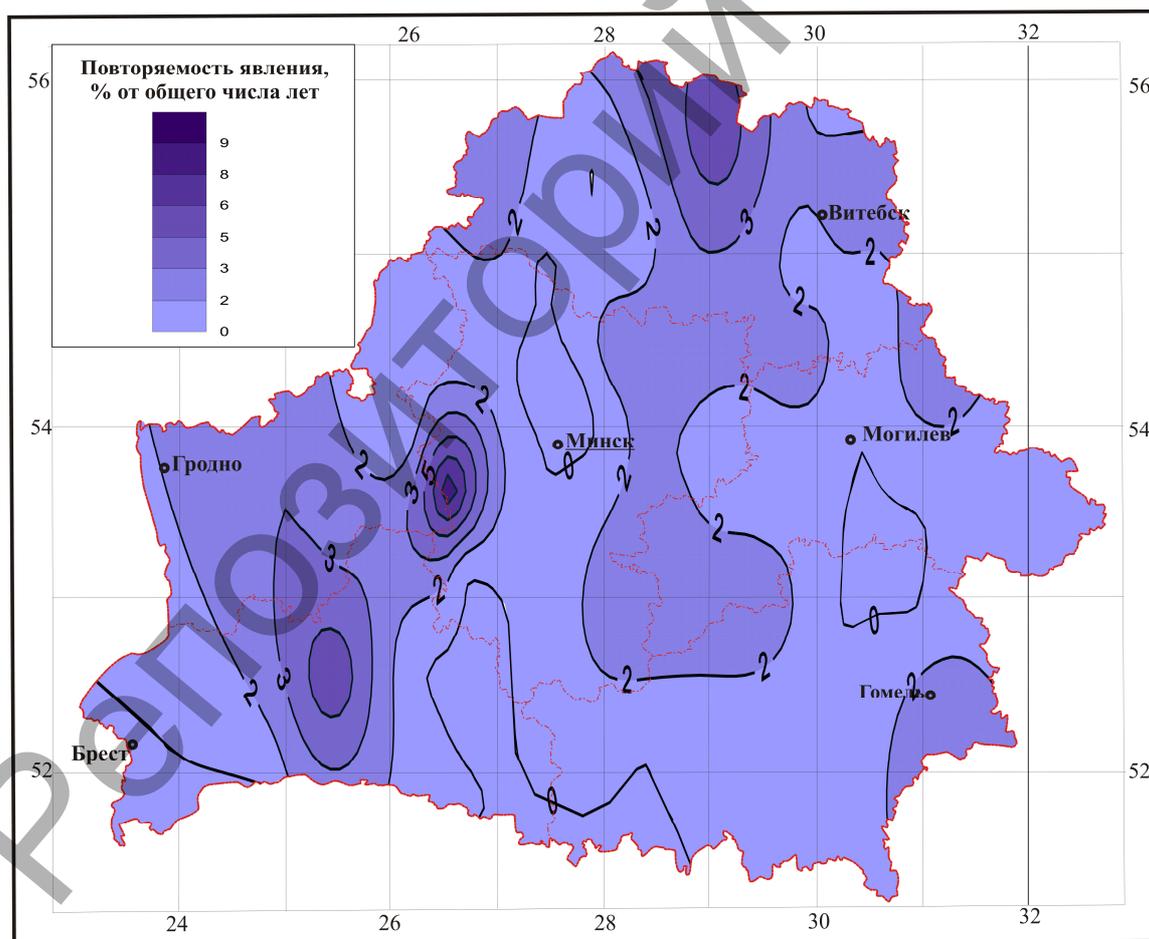


Рисунок 5.13 – Распределение сильного снегопада по территории Беларуси, % лет

ТЕМА 6. БАРИЧЕСКОЕ ПОЛЕ И ВЕТЕР

Атмосферное давление

Атмосферное давление – это сила, с которой давит на единицу земной поверхности столб воздуха, простирающейся от поверхности Земли до границы атмосферы.

Еще у Аристотеля, появились идеи о том, что воздух имеет вес. Однако, практически до XVII в. ученые считали воздух невидимым и невесомым. В 1595 г. к Галилею обратились с просьбой объяснить, почему насосы не поднимают воду с глубины, превышающей 10 м. Галилео Галилей одним из первых выдвинул гипотезу, которую развивал еще Аристотель, о том, что природа боится пустоты. Этим законом объясняли многие физические явления, например, всасывание, прилипание двух гладко отшлифованных пластинок, явление сцепления, поднятие воды в насосах. Для более детального ответа на вопрос о том, что природа боится пустоты Галилей привлек своих учеников Эванжелиста Торричелли и Винченцо Вивiani. Э. Торричелли высказал идею о том, что вода в системе поднимается под действием тяжести атмосферы, которая давит на поверхность водоема. Столб воды высотой в 10,3 м в точности уравнивает это давление, и поэтому выше вода не поднимается. Торричелли пришла мысль исследовать, до какой высоты будет «бояться пустоты» ртуть. В 1644 г. он предложил Вивiani выполнить классический опыт, который около 300 лет повторяли в школах всего мира. Стеклообразная трубка, запаенная с одного конца и длиной около метра была наполнена ртутью. Открытый конец был закрыт пальцем, трубку опустили в сосуд с ртутью и предоставили ей, возможность опускаться. Столб остановился на высоте 760 мм над поверхностью ртути в сосуде. Вес столба ртути сечением в 1 см² равне 1,033 кг, т.е. в точности равен весу столба воды такого же сечения высотой 10,3 м. Именно с такой силой атмосфера давит на каждый квадратный сантиметр любой поверхности, в т.ч. и на поверхность нашего тела. Таким образом, с этого момента ведет свое начало понятие нормального атмосферного давления. День, когда Торричелли и Винченцо Вивiani проводили опыт, был ясный, солнечный, давление было точно равно 760 мм рт. ст. Этот опыт позволил сконструировать первый ртутный барометр (рисунки 6.1, 6.2). Подобным образом можно провести эксперимент, если вместо ртути в трубку налить воды, то столб воды будет высотой 10,3 м. Поэтому водяные барометры не производят, т.к. они были бы слишком громоздкими. Торричелли открыл, что столб воды высотой 32 фута (или 10,33 м) равен давлению атмосферы. Если вместо воды использовать ртуть, которая в 13,6 раза тяжелее воды, то атмосферное давление уравнивается столбом ртути высотой 760

мм. Атмосферное давление на уровне моря принято считать равным 1 кг/см^2 (100 кПа).

Торричелли писал в 1644 г.: «Мы погружены на дно безбрежного моря воздушной стихии, которая, как известно из неоспоримых опытов, имеет вес, причем он наибольший вблизи поверхности Земли, где он составляет одну четырехсотую часть веса воды».

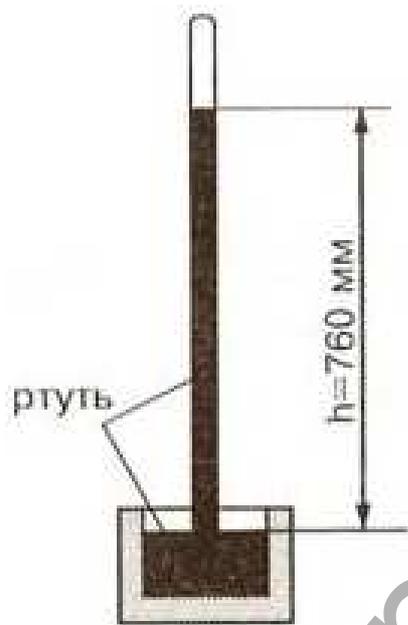


Рисунок 6.1 – Опыт Торричелли

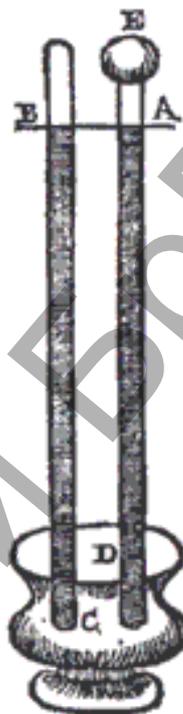


Рисунок 6.2 – Первый ртутный барометр

Опыт Торричелли показывает, что *атмосферное давление* составляет около 760 мм.рт.ст., равно весу вертикального столба воздуха, простирающегося от любого заданного уровня до внешней границы атмосферы, и равно давлению столба воды высотой более 10 м. Так как 1 мм рт. ст., то атмосферное давление равно $760 \cdot 13,5 \text{ мм вод. ст.} = 10332 \text{ мм вод. ст.} = 1,013 \cdot 10^5 \text{ Па}$. Давление измеряется в миллиметрах ртутного столба (мм рт. ст.), в миллибарах (мб), в гектопаскалях (гПа) ($760 \text{ мм рт. ст.} = 1000 \text{ мб} = 1000 \text{ гПа}$).

Соотношение этих трех величин представляется следующим образом:

$$1 \text{ мбар} = 1 \text{ гПа} = 3/4 \text{ мм рт.ст.}$$

$$1 \text{ мм рт.ст.} = 4/3 \text{ мбар} = 4/3 \text{ гПа}$$

Атмосферное давление убывает с высотой по определенному закону – в зависимости от вертикального распределения плотности воздуха, температуры и влагосодержания. На высоте около 5 км давление составляет около половины от атмосферного давления у земной поверхности, на высоте 100 км измеряется только доля миллибара.

Изменения атмосферного давления в зависимости от высоты можно описать при помощи уравнения, которое получило название *основного уравнения статики атмосферы*:

$$dp = g \cdot \rho \cdot dz, \quad (6.1)$$

где dp – прирост давления, dz – прирост высоты (толщина слоя), g – ускорение свободного падения, ρ – плотность воздуха.

Следует отметить, что при положительном приросте высоты ($dz > 0$) прирост давления отрицательный ($dp < 0$). При этом разность давления на верхней и нижней границе рассматриваемого объема воздуха равна силе тяжести, действующей на воздух в этом объеме.

Для определения изменения давления с высотой введено понятие барической ступени. Под *барической ступенью* понимается расстояние по вертикали (в м), соответствующее изменению атмосферного давления на 1мб. Так, на уровне моря при стандартном давлении в 1 000 мб и температуре 0 °С барическая ступень составляет около 8 м на 1мб, а на высоте 3 км – 15–20 м/мб. Барическая (или барометрическая) ступень зависит от температуры воздуха и, соответственно, увеличивается или уменьшается в теплом или холодном воздухе (таблица 6.1). Величина, обратная барической ступени, называется *барическим (или барометрическим) градиентом*.

Таблица 6.1 – Зависимость величины барической ступени от атмосферного давления (при температуре 0 °С)

Давление, гПа	Барическая ступень, г/гПа	Давление, гПа	Барическая ступень, г/гПа
1000	8	600	13,3
800	10	400	20

Приведение давления к уровню моря – вычисление с помощью барометрической формулы, по фактически наблюдаемому на станции атмосферному давлению и по температуре воздуха. Того атмосферного давления, которое было бы на станции, если бы она находилась на уровне моря, т.е. если бы к фактическому давлению было прибавлено еще давление столба воздуха, простирающегося от уровня станции до уровня моря. Так как этого дополнительного столба воздуха в действительности (для станции на равнине) не существует, то для расчета условно принимают, что температура растет на 0,5°С на каждые 100 м понижения. Давление на станциях, расположенных выше 800 м, к уровню моря не приводится. Приведение к уровню моря является очень важной операцией, так как на синоптические карты наносят значения давления на уровне моря.

Для небольшого перепада высот (менее 1000 м) можно применять *упрощенную формулу Бабинне*:

$$Z = 16000(1 + 0,04t) \frac{P_n - P_в}{P_n + P_в}, \quad (6.2)$$

где Z – разность высот двух пунктов, t – температура воздуха (средняя), P_n – давление в пункте, расположенном ниже, $P_в$ – давление в пункте, расположенном выше.

Атмосферное давление в горизонтальном направлении распределяется неравномерно, причем это распределение все время меняется. Изменение давления на единицу расстояния в горизонтальной плоскости носит название *горизонтального барического градиента*. Горизонтальный барический градиент представляет собой векторную величину, за начало отсчета принимается направление, на котором давление убывает наиболее значительно, и направлен в сторону уменьшения давления, а длина его пропорциональна числовому значению градиента.

Атмосферное давление в каждой точке атмосферы характеризуется одним числовым значением, выраженным в гПа. Распределение артериального давления называют *барическим полем*. В пространстве его можно представить поверхностями значений, а на плоскости – линиями равных значений (изобарическими поверхностями и изобарами).

Всю атмосферу можно представить пронизанной системой изобарических поверхностей, огибающих земной шар. Эти поверхности пересекаются с уровнями под очень малыми углами. Высота расположения изобарических поверхностей:

1000 гПа – над уровнем моря,	200 гПа – 12 км,
700 гПа – 3 км,	100 гПа – 16 км,
500 гПа – 5 км,	50 гПа – 20 км.
300 гПа – 9 км,	

На каждые 100 м высоты давление воздуха изменяется приблизительно на 10,5 мм рт. ст. Чем выше точка над уровнем моря, тем атмосферное давление меньше.

Структура поля давления, или барического поля атмосферы, разнообразна. Во внетропических широтах у поверхности земли и на высотах всегда можно обнаружить области повышенного или пониженного давления, как большие, так и относительно малые.

Области повышенного или пониженного давления, на которые расчленяется барическое поле атмосферы, называются *барическими системами*.

Основные типы барических систем (рисунок 6.3):

- с замкнутыми изобарами: а) циклон, б) антициклон;
- с незамкнутыми изобарами: а) ложбина, б) гребень, в) седловина.

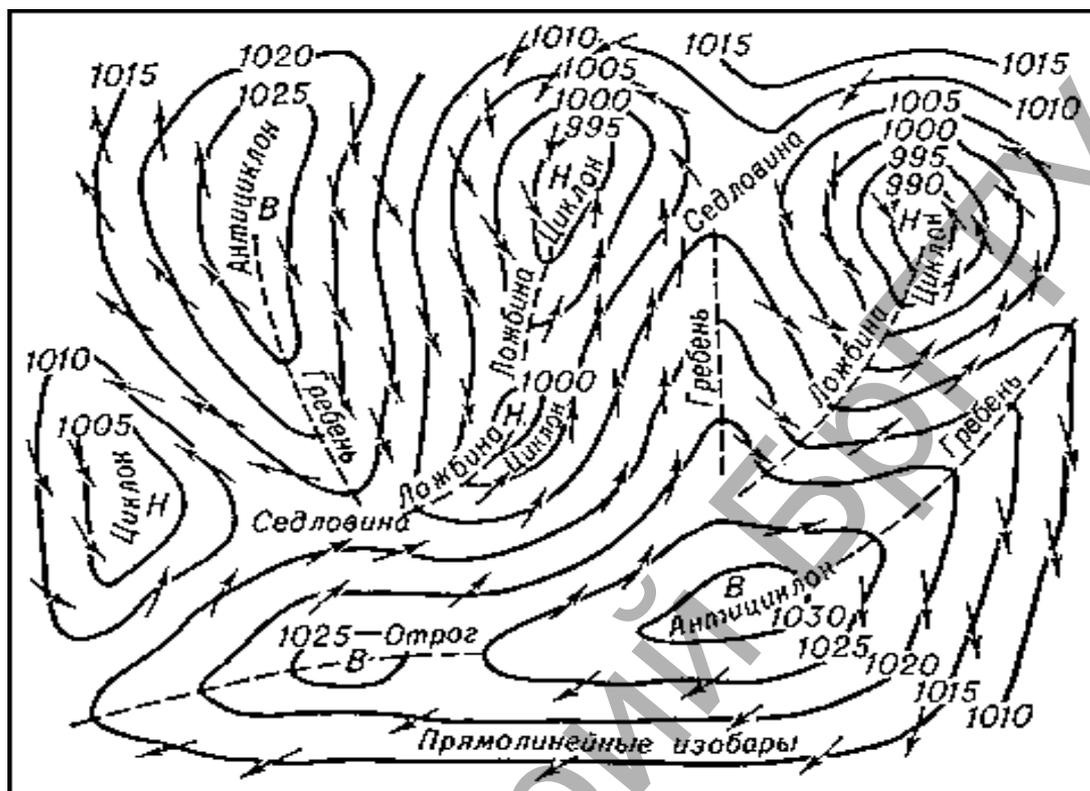


Рисунок 6.3 – Основные типы барических систем: сплошные линии – изобары, прерывистые линии – оси ложбин и гребней, Н – центры циклонов, В – центры антициклонов, стрелками показаны направления ветра у земной поверхности в Северном полушарии

Циклон – атмосферное возмущение с пониженным атмосферным давлением в центре и с циркуляцией воздуха вокруг центра в Северном полушарии против часовой стрелки и по часовой стрелке в Южном. Горизонтальный барический градиент направлен от периферии к центру циклона.

Антициклон – область повышенного атмосферного давления с замкнутыми концентрическими изобарами на уровне моря и соответствующим распределением ветров (в Северном полушарии – по часовой стрелке). Горизонтальный барический градиент направлен от центра к периферии. В отдельных случаях (над Азией зимой) давление в центре антициклона на уровне моря может превышать 1070 мб, обычно оно ниже.

Ложбина – полоса пониженного давления между двумя областями повышенного давления. Изобары либо почти параллельные, либо имеют вид латинской буквы V. Центра в ложбине нет, есть ось (линия, на которой атмосферное давление имеет минимальное значение или на которой изобары резко меняют направление простирания). Отрог циклона.

Гребень – область или полоса повышенного давления без замкнутых изобар (абсолютных изогипс) между двумя областями пониженного давления. Очерчивается на карте либо малокриволинейными изобарами между областями низкого давления, либо имеет вид буквы U (отрог антициклона). У гребня есть ось, на которой атмосферное давление максимально.

Седловина – область в барическом поле (форма барического рельефа) между двумя циклонами и двумя антициклонами (ложбинами и гребнями), расположенными крест-накрест. В этом случае изобарические поверхности имеют характерную форму седла: они поднимаются по направлению к антициклонам и опускаются – к циклонам. Точка в центре седловины называется «точка седловины».

В каждой точке атмосферы давление испытывает как периодические (суточный ход, годовой ход), так и непериодические колебания. Особенно значительны последствия, связанные с циклонической деятельностью и характеризующие межсуточную изменчивость давления. Крайние значения атмосферного давления на уровне моря: 1080 мб (в антициклоне над Сибирью) и 887 мб (в тропическом циклоне).

Годовой ход давления различен в разных областях планеты. Зависит от интенсивности циклонической деятельности в разные сезоны года. Лучше всего он выражен в умеренных широтах, муссонных областях. Над материками умеренных широт наблюдается простой годовой ход: максимум – зимой, минимум – летом. Амплитуда зависит от удаленности места от побережья: чем ближе к центру материка, тем больше. Над океанами в высоких широтах максимум наблюдается ранним летом, а минимум – зимой. В тропических широтах над океанами годовой ход практически не выражен.

Суточный ход давления имеет закономерность – от тропиков к экватору амплитуда суточных колебаний давления убывает, в умеренных и полярных широтах на первый план выходят непериодические изменения давления. Амплитуда может достигать 3–4 гПа. При этом наблюдаются 2 максимума (9–10 ч, 21–22 ч) и 2 минимума (15–16 ч, 3–4 ч) в течение суток. Факторы, которые обусловили суточный ход давления – суточный ход температуры, собственные упругие колебания атмосферы, приливные волны в атмосфере.

Непериодические изменения давления – следствие циклонической деятельности. Характеризуются они величиной междусуточной изменчивости давления.

Междусуточная изменчивость давления – среднее многолетнее изменение давления за сутки независимо от знака изменения (наблюдается за 1 срок). У земной поверхности она наибольшая над океанами зимой и над материками ле-

том. Максимум наблюдается на Фарерских островах, в Исландии – 8,5–10 гПа, по мере приближения к тропикам уменьшается до 0,5–1 гПа.

К приборам, служащим для измерения атмосферного давления, можно отнести стационарный чашечный барометр, барометр-анероид и барограф.

Барометр-анероид (рисунок 6.4) используется в полевых условиях. Действие этого прибора основано на свойстве упругих тел деформироваться под действием давления. Приемной частью является металлическая коробочка, состоящая из двух спаянных между собой гофрированных мембран. При изменении давления происходит деформация этой коробочки, и с помощью рычагов движение передается стрелке прибора.

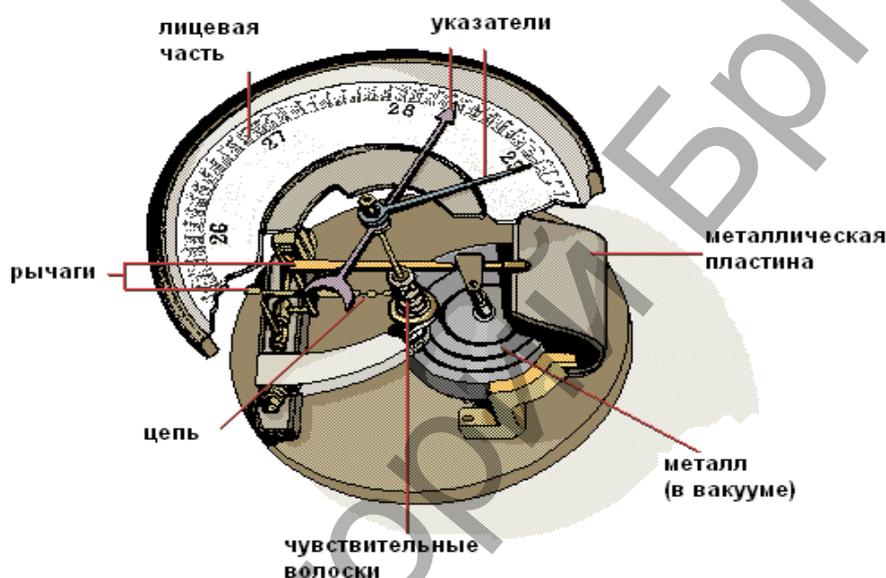


Рисунок 6.4 – Барометр-анероид

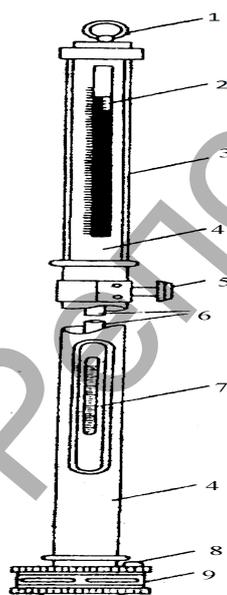
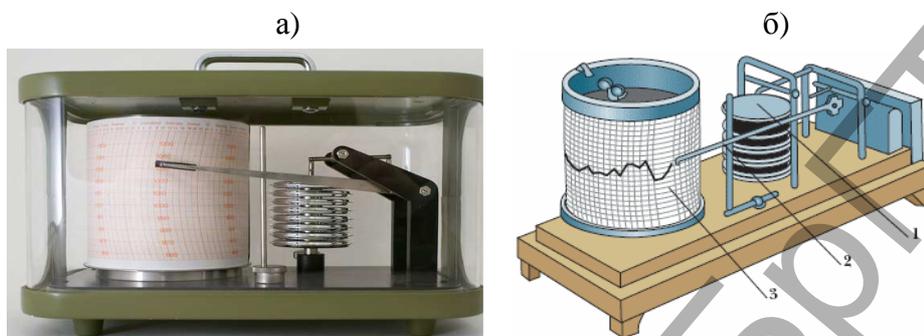


Рисунок 6.5 –
Стационарный чашечный
барометр

Стационарный чашечный барометр (рисунок 6.5) – это очень точный прибор, который используется только в стационарных условиях на метеорологических станциях. Стеклянная трубка (6) с ртутью помещается в металлическую оправу (3), запаяна сверху и нижним концом опущена в чашечку с ртутью (9). В верхней части чашечки имеется отверстие (8) для сообщения ртути с атмосферным воздухом. Для точного взятия отсчета на приборе имеется кольцо с нониусом (2), перемещаемым вдоль шкалы с помощью винта (5). В средней части оправы вмонтирован термометр (7). Барометр помещается в специальном шкафчике, укрепленном на стене, и подвешивается за кольцо (1).

Барограф (рисунок 6.6) – прибор-самописец, который служит для непрерывной регистрации показаний атмосферного давления. Приемное устройство этого прибора представляет собой бароблок, состоящий из нескольких спаянных между собой анероидных коробок. Системой рычагов приемник соединен со стрелкой. Прибор имеет барабан с часовым механизмом, на который надевается лента, и на этой ленте пером записывается изменение атмосферного давления.



а) общий вид, б) внутреннее строение: 1 – анероидные коробки, 2 – перо, 3 – барабан с часовым механизмом,

Рисунок 6.6 – Барограф

Давление изменяется не только по вертикали, но и горизонтальном направлении, а так же во времени. Изменение давления во времени и в горизонтальном направлении тесно связано с режимом *ветра*.

Ветер – движение воздуха относительно земной поверхности. В атмосфере наблюдаются движения различных масштабов – от десятков до сотен метров (местные ветры) до сотен и тысяч километров (циклоны, антициклоны, пассаты, муссоны). Воздушные течения направлены из областей высокого давления в сторону низкого давления. Отток воздуха идет до тех пор, пока не исчезнет разность давлений.

Ветер выражается направлением – откуда дует ветер (16-румбовая система). Направление определяется при помощи флюгера.

Ветер как горизонтальное движение воздуха происходит под воздействием силы барического градиента, силы трения.

Вертикальные составляющие ветра проявляются особенно значительно в случае сильно выраженной конвекции, когда они могут превышать 10 и даже 20 м/с⁻¹, а также в случаях орографических влияний, когда воздух может опускаться по горному склону при фене или боре.

Ветры над большими площадями земной поверхности образуют обширные воздушные течения, из которых складывается общая циркуляция атмосферы. Ветры определенных направлений, несущие воздух с определенными свойствами, имеют в различных районах местные названия.

В связи с наличием общей циркуляции атмосферы и местных циркуляций ветры все время меняют величину и направление в любой точке атмосферы, однако в разных областях эта изменчивость ветра различна. Например, в зоне пассатов ветер очень устойчив; в умеренных широтах (в Европе) – очень изменчив.

Ветры у земной поверхности подвержены суточному ходу вследствие изменения условий турбулентности в течение суток.

Ветер

Ветер – горизонтальное перемещение потока воздуха в определенном направлении параллельно земной поверхности. Ветер характеризуется скоростью и направлением.

Скорость ветра – вектор скорости движения воздуха относительно земной поверхности, чаще всего в горизонтальной плоскости или на поверхности уровня. Она измеряется в метрах в секунду (*м/с*), в километрах в час (*км/ч*), узлах или условных единицах (баллах).

За направление нужно принять не четкую линию, а сектор в 21–22 С. Для обозначения направления указывают либо румб (по 16-румбовой системе), либо угол, который горизонтальный вектор скорости ветра образует с меридианом (причем север принимается за 360 или 0°С, восток – за 90°С, юг – за 180°С, запад – за 270°С).

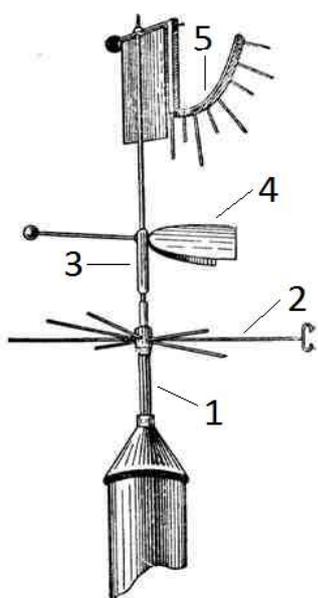
Горизонтальная составляющая определяется с помощью стационарных приборов (флюгера, анемометра и др.), а в свободной атмосфере – с помощью шаропилотных наблюдений. Вертикальная составляющая ветра значительно меньше горизонтальной, инструментально определяется труднее и чаще вычисляется.

Всемирной метеорологической организацией принята двенадцатибалльная шкала – шкала Бофорта – для приближенной оценки скорости ветра по его воздействию на земные предметы или по волнению в открытом море. Средняя скорость ветра указывается на стандартной высоте 10 м над открытой и ровной поверхностью.

Линии равных скоростей ветра на картах погоды называются «изотахи».

Наблюдения над ветром ведутся с помощью таких приборов, как флюгер Вильда, анемометр ручной, анеморумбометр.

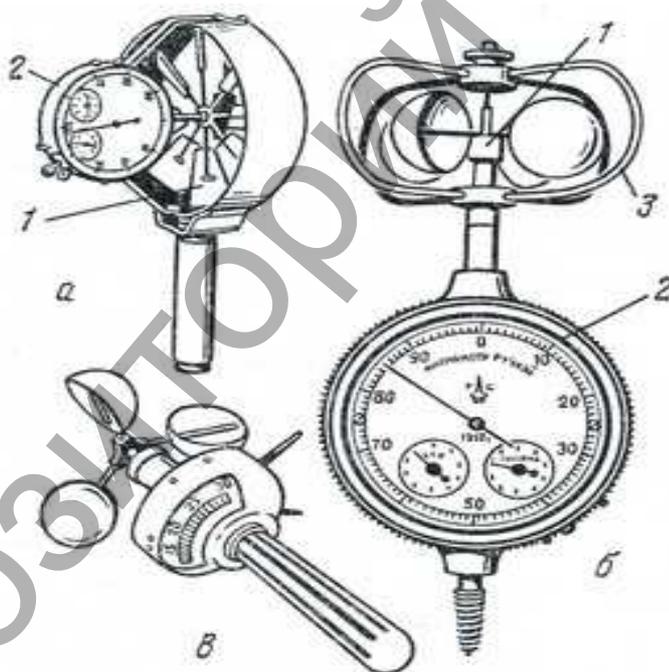
Флюгер Вильда (рисунок 6.7) – стационарная установка для определения направления и скорости ветра. Это простейший прибор. Прибор устанавливается на высоте 10 м. Мачта высотой 8–10 метров с вертикальной осью для флюгарки (1), горизонтальной неподвижной 8-лучевой шкалой (звезда) с буквой «N» или «С» у штифта, направленного на север – для измерения направления ветра (2),



подвижной флюгаркой (3) (например, железного прута) с прикрепленными на ней 2 лопастями (4) и противовесом – для указания направления ветра, дугообразно изогнутой в вертикальной плоскости шкалы с штифтами-делениями на верхушке флюгарки (5) – для измерения скорости ветра, «ветромерной доски» на горизонтальной оси на верхушке флюгарки рядом с дугообразной шкалой – для указания скорости ветра (при штиле ветромерная доска свешивается вертикально вниз, при ветре – отклоняется от вертикали, указывая на определенное деление дугообразной шкалы).

Рисунок 6.7 – Флюгер Вильда

Анемометр ручной (рисунок 6.8) – один из простых приборов для измерения скорости ветра в диапазоне от 1 до 20 м/с.



а – ручной крыльчатый (вентиляционный), б – ручной чашечный, в – ручной индукционный

Рисунок 6.8 – Анемометр ручной

Ручной крыльчатый (вентиляционный) анемометр предназначен для измерения скорости направленного воздушного потока в трубопроводах и каналах вентиляционных устройств. Порог чувствительности прибора – 0,2 м/сек. Предел измерения - 0,3–0,5 м/сек. Приемная часть прибора – легкое ветровое колесо (крыльчатка) (рисунок 6.8а, 1), огражденное металлическим кольцом для защиты от механических повреждений. Движение оси крыльчатки передается на

систему зубчатых колес, приводящих в движение стрелки счетного механизма (рисунок 6.8а, 2).

Ручной чашечный анемометр служит для определения средних скоростей ветра. Приемная часть прибора – вертушка (рисунок 6.8б, 1) из четырех полых полушарий, обращенных выпуклыми поверхностями в одну сторону. Счетный механизм (рисунок 6.8б, 2) заключен в пластмассовую коробку. Вертушка закреплена на металлической оси, нижний конец которой связан со счетным механизмом; проволочные дужки (рисунок 6.8б, 3) служат для защиты вертушки от случайных повреждений. Три стрелки на циферблате прибора показывают число оборотов полушарий вокруг оси: большая – число единиц и десятков, а две маленькие – число сотен и тысяч. Предел измерения скорости воздуха – от 1 до 20,0 м/сек; порог чувствительности – 0,8 м/сек.

Кроме описанных анемометров с механическим счетчиком, промышленность выпускает приборы с электрическим счетчиком. К ним относится анемометр ручной индукционный АРИ–49 (рисунок 6.8в).

Правила работы с анемометром: прибор приподнимают в вытянутой руке (или закрепляют на шесте), ориентируя его по току ветра. Наблюдение ведут в течение 10 минут. При пользовании первыми двумя анемометрами с механическими счетчиками скорость движения воздуха определяют по поверочному свидетельству, прилагаемому к прибору; при пользовании АРИ–49 переводных вычислений не требуется, скорость ветра (в м/сек) указана на шкале анемометра.

Анеморумбометр (рисунок 6.9) – прибор, являющийся дистанционным электромеханическим устройством довольно сложной конструкции, служит для измерения как скорости ветра, осредненной за 10-минутный интервал, так и максимальной мгновенной скорости ветра между сроками наблюдений и направления ветра.

Принцип действия анеморумбометра основан на преобразовании направления и скорости ветра в электрические величины. В комплект прибора входит датчик 1, измерительный пульт 2 и блок питания 3. Датчик состоит из обтекаемого корпуса, вращающегося вокруг вертикальной неподвижной стойки. В конце корпуса находится флюгарка 5, а в начале – четырехлопастный винт 4 с горизонтальной плоскостью вращения, которая с помощью флюгарки устанавливается всегда перпендикулярно направлению воздушного потока. Внизу вертикальной стойки находится ориентир для установки датчика относительно сторон света и штепсельный разъем для подключения соединительного кабеля.

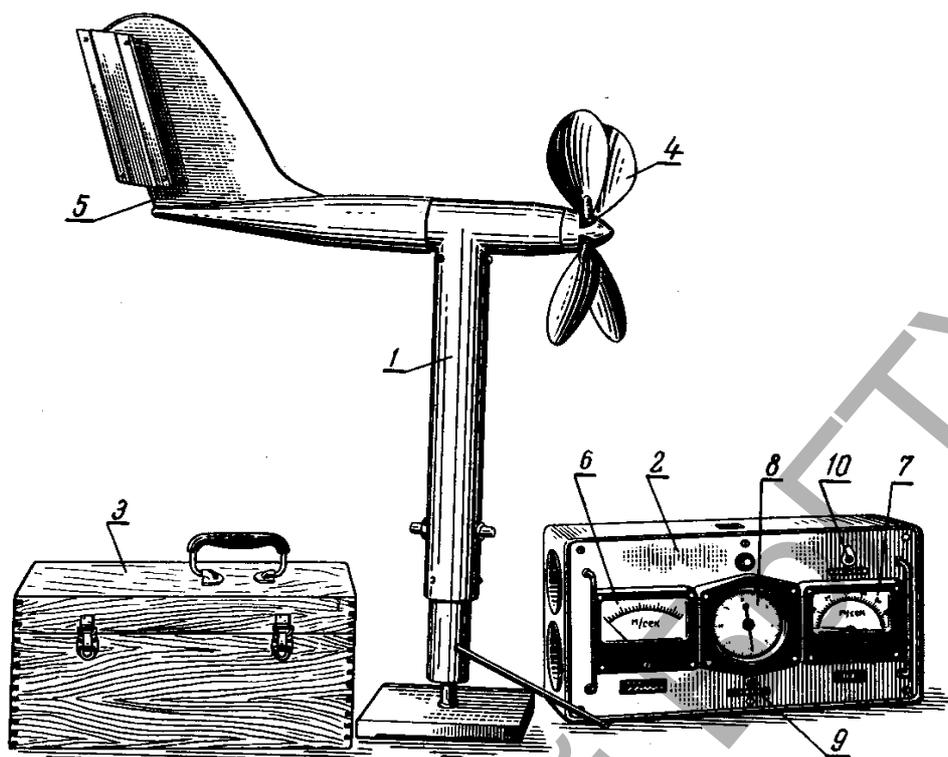


Рисунок 6.9 – Анеморумбометр

Измерительный пульт – настольный прибор, на лицевой стороне которого размещены указатель мгновенной скорости 6, указатель средней скорости 7 и указатель направления ветра 8.

Блок питания состоит из двух батарей аккумуляторов, вольтметра для измерения напряжения аккумуляторов и тумблера. Блок питания подключается к сети переменного тока.

Большое значение имеет знание господствующих ветров в данном месте. От этого зависит, например, выбор направления, в котором следует установить снегозадерживающие щиты, лесополосы и т.д.

Распределение ветров можно дать в виде таблицы, а также в виде графика: для этого составляют розу ветров.

Практическая работа № 6.1**Тема: Атмосферное давление**

Цель: формирование знаний об атмосферном давлении и методах его измерения, о барических системах; научиться рассчитывать величину атмосферного давления, приведенного к уровню моря.

Задания для самостоятельной работы

1. Перевести в *гПа* и *Па* давление 705,0; 759,4 и 797,2 *мм рт. ст.*. Перевести в *Па* и *мм рт. ст.* давление 939,8; 975,0 и 1032,5 *гПа*, если известно, что 1 *мм рт. ст.* = 133,3 *Па* = 1,333224 *гПа* = 13,5951 *мм вод. ст.*; 1 *мб* = 1 *гПа*.

2. Найти вес и массу столба воздуха с сечением 1 *см²*, 1 *м²*, который распространяется до верхней границы атмосферы, при давлении, равном 950,0 *гПа*. Давление перевести в *мм рт. ст.*

Существует понятие Международной стандартной атмосферы. За нулевую точку отсчета принят воздух, имеющий барометрическое давление 760 *мм рт. ст.*, температуру +15 °С, плотность 1,225 *кг/м³*.

Атмосферное давление меняется с высотой, плотность воздуха также является функцией высоты $\rho(h)$.

Масса воздуха в элементе объема dV вычисляется по формуле:

$$dm = dV \cdot \rho, \quad (6.3)$$

где V – объём вещества, *м³*; ρ – плотность вещества, *кг/м³*, плотность воздуха примите 1,225 *кг/м³*.

Зная объём воздуха, найдите его массу.

Масса тела – это физическая величина, характеризующая свойства тела, прямо пропорциональная объёму и плотности. Единица измерения – килограмм. Её величина неизменна и на Земле, и в невесомости. Вес тела прямо пропорционален массе тела и ускорению. Воздух, как и любое другое вещество, имеет вес.

Масса столба воздуха можно рассчитать по формуле:

$$p = H \cdot g \cdot \rho, \quad (6.4)$$

где ρ – плотность воздуха у поверхности Земли (1,2 *кг/м³*); g – ускорение свободного падения, *м/с²* (9,8 *Н/кг*).

Найти высоту, которую будут иметь столбы ртути (таблица 6.2), воды (таблица 6.3) и бензина (таблица 6.4), что уравновешивают это давление, при температуре (t)=0, 10, 20, 30 °С давление (p)=1015 гПа.

Плотность бензина – около 0,75 г/см³.

Автомобильные бензины имеют относительно невысокую вязкость.

Таблица 6.2 – Плотность ртути при давлении 1 ат. (темп. t от 0 до 300°С)

Температура в °С	ρ , 10 ³ кг/м ³	Температура в °С	ρ , 10 ³ кг/м ³
0	13,5951	50	13,4723
5	13,5827	55	13,4601
10	13,5704	60	13,4480
15	13,5580	65	13,4358
20	13,5457	70	13,4237
25	13,5335	75	13,4116
30	13,5212	80	13,3995
35	13,5090	90	13,3753
40	13,4967	100	13,3514
45	13,4845	300	12,875

Таблица 6.3 – Плотность воды при различных температурах

t , °С	ρ , г/см ³	t , °С	ρ , г/см ³	t , °С	ρ , г/см ³	t , °С	ρ , г/см ³
0	0,99987	9	0,99981	18	0,99862	27	0,99654
1	0,99993	10	0,99973	19	0,99843	28	0,99626
2	0,99997	11	0,99963	20	0,99823	29	0,99597
3	0,99999	12	0,99952	21	0,99802	30	0,99567
4	1,00000	13	0,99940	22	0,99780	31	0,99537
5	0,99999	14	0,99927	23	0,99757	32	0,99505
6	0,99997	15	0,99913	24	0,99732	33	0,99472
7	0,99993	16	0,99897	25	0,99707	34	0,99440
8	0,99988	17	0,99880	26	0,99681	35	0,99406

Таблица 6.4 – Вязкость и плотность бензина

Бензин	Плотность, г/см ³	Вязкость, сСт
А-72 летний	0,7332	0,6013
А-72 зимний	0,7258	0,5423
А-76 летний	0,7840	0,5609
А И -93 летний	0,7550	0,6204
АИ-93 зимний	0,7552	0,5254
Каталитического риформинга:		
обычного режима	0,7305	0,5105
жесткого режима	0,8114	0,6857
Каталитического крекинга		
Термического крекинга	0,7345	0,6895
Коксования	0,7577	0,8152

$$h = \frac{8000}{p} (1 + \alpha \cdot t), \quad (6.5)$$

где h – величина барической ступени, м, α – коэффициент расширения воздуха, равен 0,00366 ($\alpha = 1/273 \approx 0,004$), p – давление воздуха на высоте метеорологической станции, гПа, t – температура в точке, для которой вычисляется барическая ступень, °С.

3. При входе в слоисто-кучевое облако отмечалось давление 910 гПа и температура 3°С, а при выходе из облака давление уменьшилось на 55 гПа, а температура снизилась на 2°С. Определить вертикальную мощность воздуха. Для расчетов использовать формулы (6.2, 6.6):

$$Z = 16000 \left(1 + 0,04 \cdot \frac{T_n + T_g}{2} \right) \cdot \frac{P_n - P_g}{P_n + P_g}, \quad (6.6)$$

где T_n и T_g – температура воздуха соответственно на нижнем и верхнем уровнях, °С.

4. Рассчитать превышение первого пункта над другим и определить отметки точки, зная высоту другой, $p_n = 1002$ гПа, $p_g = 975$ гПа, $T_n = 16^\circ\text{C}$, $T_g = 12,5^\circ\text{C}$

Если превышение высот не более 1500 м, расчет можно выполнить по упрощенной формуле барометрического нивелирования:

$$Z = 16000 \left(1 + 0,00366 \cdot \frac{T_n + T_g}{2} \right) \cdot \frac{P_n - P_g}{P_n + P_g} \quad (6.7)$$

5. Привести к уровню моря давление p , если известны высота места наблюдения (110 м) и температура $T = +25^\circ\text{C}$.

Для приведения к уровню моря давления на заданной высоте места наблюдения и температуре воздуха необходимо знать величину барометрической ступени при температуре 0°C. Пользуются упрощенной формулой барометрического нивелирования:

$$p_0 = \frac{H}{H_{bc} \cdot (1 + 0,004 \cdot T)} + p \quad (6.8)$$

Величина барометрической ступени (H_{bc}) в данном случае равна 8мб.

6. Определить относительную высоту холма если у подножия холма давление 1018,3 гПа, а на вершине 1000,5 гПа, температура воздуха 17,3 °C (барическая ступень определяется по таблице 6.5).

Таблица 6.5 – Барическая ступень

Температура, °C	Давление воздуха, гПа (мм. рт. ст.).						
	960 (720)	973 (730)	987 (740)	1000 (750)	1013 (760)	1027 (770)	1027 (770)
+30	12,43	12,25	12,10	11,94	11,78	11,63	11,48
+28	12,35	12,17	12,01	11,85	11,70	11,55	11,40
+26	12,26	12,08	11,93	11,77	11,61	11,46	11,31
+24	12,17	11,99	11,84	11,68	11,53	11,38	11,23
+22	12,08	11,90	11,75	11,60	11,44	11,29	11,14
+20	11,99	11,82	11,67	11,51	11,36	11,21	11,06
+18	11,90	11,73	11,58	11,43	11,27	11,12	10,97
+16	11,81	11,64	11,49	11,34	11,19	11,04	10,89
+14	11,72	11,55	11,41	11,25	11,11	10,96	10,82
+12	11,63	11,47	11,32	11,17	11,02	10,88	10,74
+10	11,55	11,38	11,23	11,08	10,93	10,80	11,66
+8	11,46	11,29	11,15	11,00	10,85	10,71	10,57
+6	11,37	11,20	11,06	10,91	10,77	10,63	10,49
+4	11,28	11,12	10,97	10,83	10,69	10,55	10,41
+2	11,19	11,03	10,89	10,74	10,60	10,46	10,32
0	11,10	10,94	10,80	10,66	10,52	10,38	10,24
-2	11,01	10,85	10,71	10,58	10,44	10,30	10,16
-4	10,92	10,76	10,63	10,49	10,35	10,21	10,07
-6	10,83	10,68	10,54	10,41	10,28	10,13	9,99
-8	10,74	10,59	10,45	10,32	10,20	10,05	9,91
-10	10,65	10,50	10,37	10,24	10,11	9,96	9,82
-12	10,57	10,41	10,28	10,15	10,03	9,88	9,74
-14	10,48	10,33	10,19	10,07	9,94	9,80	9,66
-16	10,39	10,24	10,11	9,98	9,86	9,72	9,59
-18	10,30	10,15	10,02	9,89	9,78	9,64	9,51
-20	10,21	10,06	9,93	9,81	9,69	9,55	9,42

7. На фрагментах карт изобар Северного полушария условными знаками показать центры циклонов и антициклонов, оси барических ложбин и гребней, линии тока и атмосферные фронты (рисунок 6.10, 6.11).

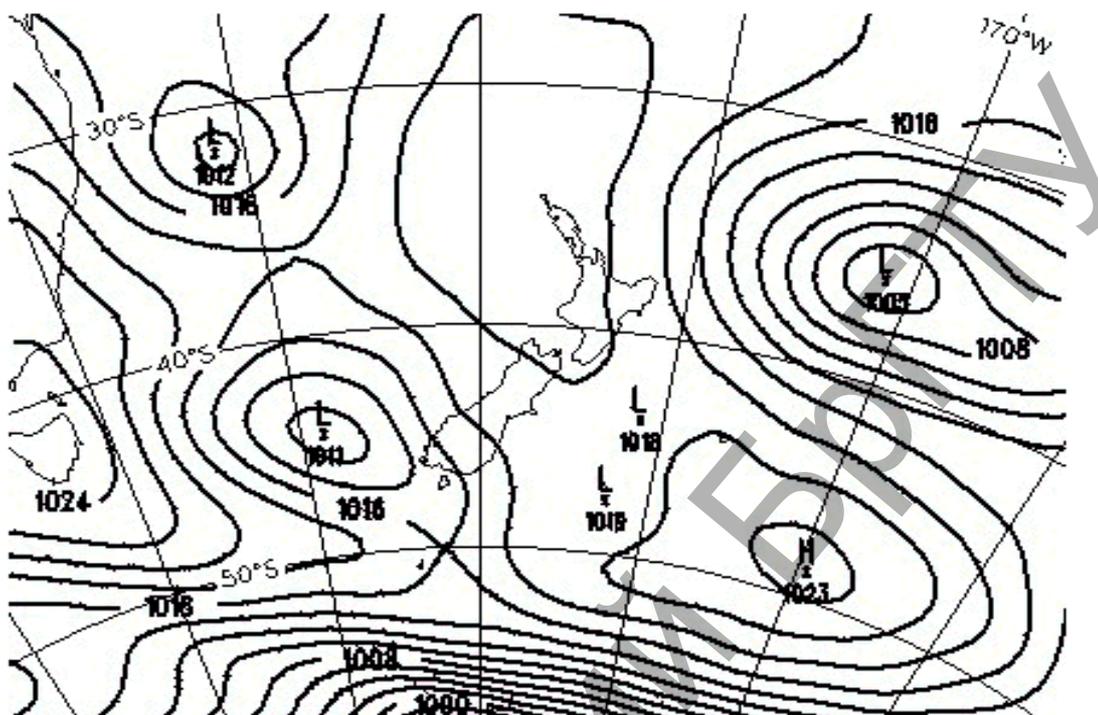


Рисунок 6.10– Карта изобар (фрагмент 1)

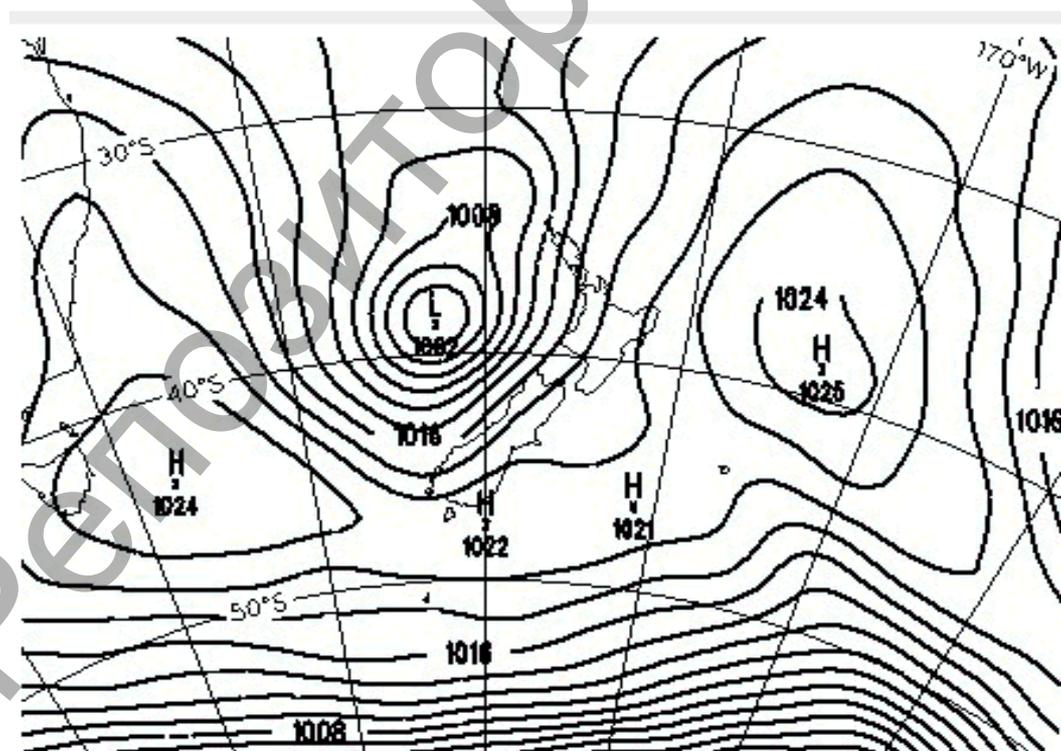


Рисунок 6.11– Карта изобар (фрагмент 2)

8. Провести анализ карт распределения атмосферного давления в январе, июле.



Рисунок 6.12 – Распределение среднего атмосферного давления на уровне моря в январе (зПа)

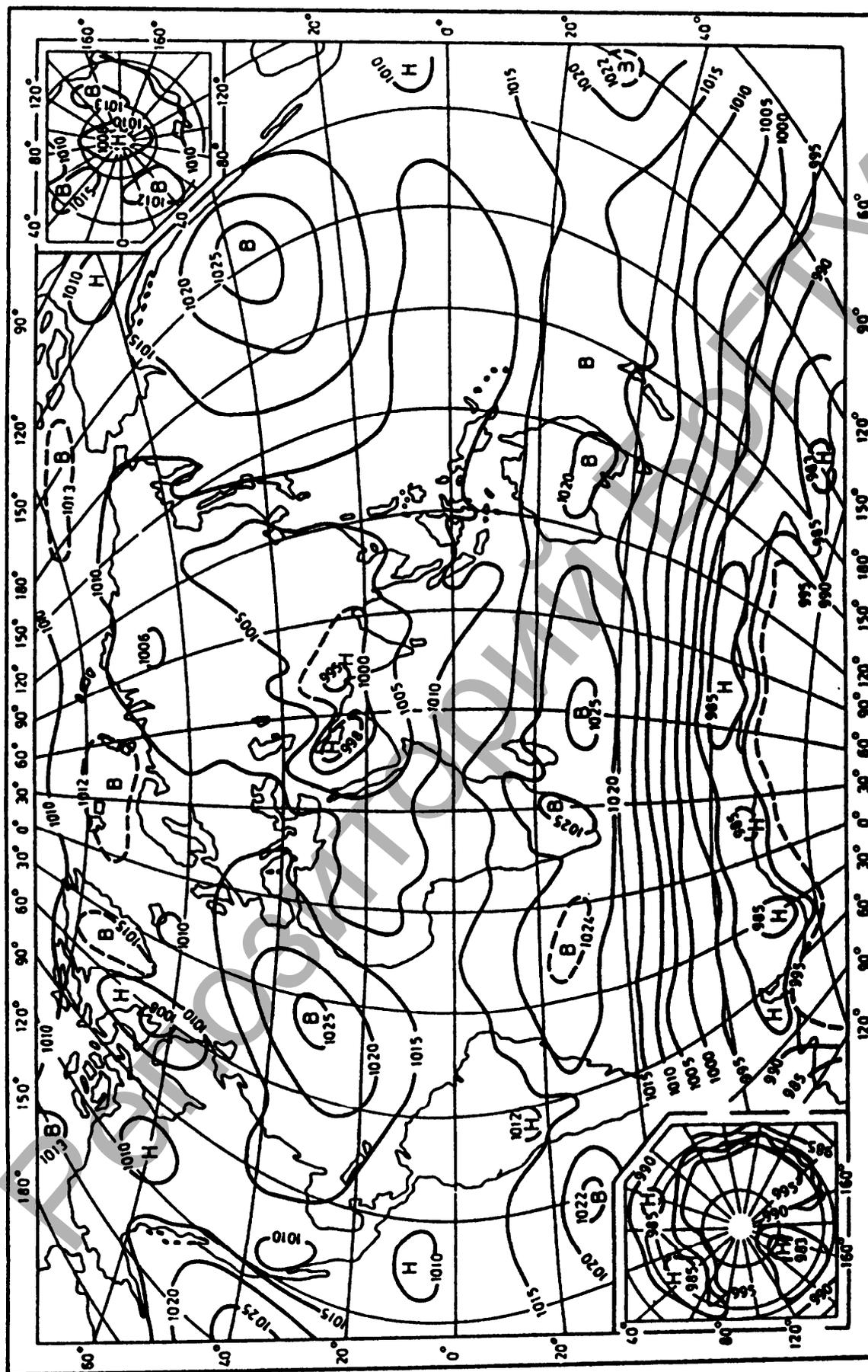


Рисунок 6.13 – Распределение среднего атмосферного давления на уровне моря в июле (зПа)

Практическая работа № 6.2**Тема: Ветер**

Цель: формирование знаний о ветре, его изменении во времени и пространстве; умений строить диаграммы повторяемости направлений ветра (розу ветров).

Задания для самостоятельной работы

1. Определить направление воздуха в румбах, если воздух движется: а) с юга на север; б) с востока на запад; в) с востока-северо-востока на запад-юго-запад.

2. Выразить в румбах направления ветра: 8, 29, 87, 135, 148, 186, 205, 320°, для выражения использовать таблицу 6.6.

Таблица 6.6 – Названия румбов, их обозначение и значение в градусах

Румбы	Обозначение		Градусы	
	русское	международное	от	до
Северо-северо-восток	ССВ	NNE	12	33
Северо-восток	СВ	NE	34	56
Восток-северо-восток	ВСВ	ENE	57	78
Восток	В	E	79	101
Восток-юго-восток	ВЮВ	ESE	102	123
Юго-восток	ЮВ	SE	124	146
Юго-юго-восток	ЮЮВ	SSE	147	168
Юг	Ю	S	169	191
Юго-юго-запад	ЮЮЗ	SSW	192	213
Юго-запад	ЮЗ	SW	214	236
Запад-юго-запад	ЗЮЗ	WSW	237	258
Запад	З	W	259	281
Запад-северо-запад	ЗСЗ	WNW	282	303
Северо-запад	СЗ	NW	304	326
Северо-северо-запад	ССЗ	NNW	327	348
Север	С	N	349	11

N – норд, E – ост, S – зюйд, W – вест

3. Построить розу ветров. На полученной розе ветров выбрать направление посадки защитных лесополос.

Роза ветров строится по восьми основным румбам (С, СВ, В, ЮВ, Ю, ЮЗ, З, СЗ) (рисунок 6.14). Данные промежуточных румбов (ССВ, ВСВ и т. д.) разбиваются между основными соседними румбами. Если повторяемость ветра промежуточного румба число нечетное, то большая цифра повторяемости промежуточного румба относится к основному румбу также с большей повторяемостью.

Пример.

Направление ветра, %	С	ССВ	СВ	ВСВ
Повторяемость ветра, %	2	5	4	3

Повторяемость промежуточного румба – северо-северо-восточного (ССВ) 5 разбиваем между основными соседними румбами – северным (С) и северо-восточным (СВ). Делим повторяемость северо-северо-восточного румба пополам. Поскольку это число нечетное, то получим $2 + 3$. Большую цифру повторяемости 3 прибавляем к северо-восточному румбу, имеющему большую повторяемость ветра 4 по сравнению с северным 2. Таким образом, повторяемость ветра северного направления будет 4 ($2 + 2$), а северо-восточного – 7 ($4 + 3$). Затем разбиваем повторяемость восточно-северо-восточного румба между северо-восточным и восточным. Получаем число $2 + 1$. Повторяемость в 2 единицы прибавляем к северо-восточному румбу (т.е. к 7), а 1 – к восточному (т.е. к 4) и т.д. Повторяемость промежуточного северо-северо-западного румба разбивается между северным и северо-западным. Все полученные данные заносятся во вновь составленную таблицу с восемью основными румбами.

Выполнив предварительно разбивку, строят розу ветров (рисунок 6.15). Для этого на листе бумаги из одной точки проводят прямые линии по направлению основных румбов. Затем в определенном масштабе от центра откладывают отрезки, соответствующие по величине и частоте повторяемости ветра разных румбов того или иного направления. Концы отрезков повторяемости ветра разных румбов соединяют друг с другом.

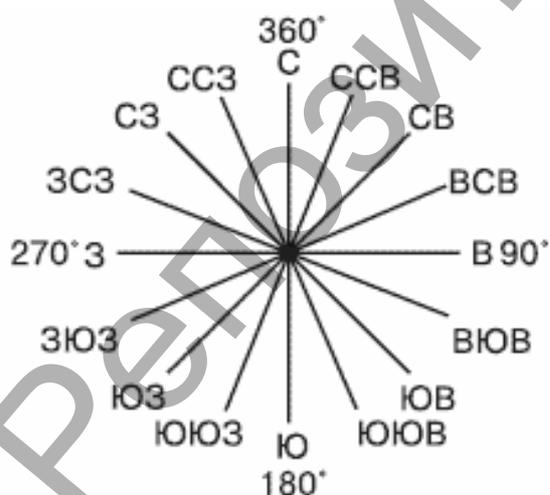


Рисунок 6.14 - Румбы горизонта

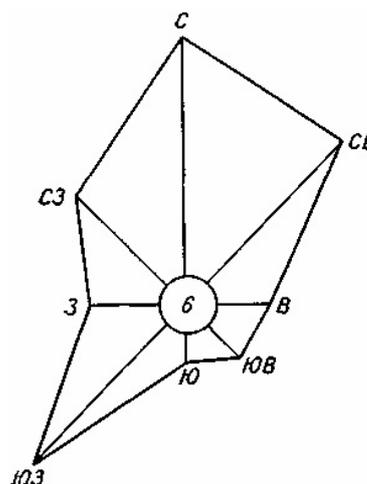


Рисунок 6.15 – Роза ветров

4. Используя данные таблицы 6.7, составить таблицу вероятности различных скоростей ветра по направлениям в процентах.

Таблица 6.7 – Повторяемость (%) направлений ветра различных румбов (*n*) и средняя скорость по этим румбам (*c*) в 2003 г.

станции	с		ссв		св		всв		в		вюв		юв		ююв	
	п	с	п	с	п	с	п	с	п	с	п	с	п	с	п	с
Барановичи	8	3,9	5	3,8	3	3,2	4	3,2	4	2,9	3	2,8	3	2,8	5	3,6
Ганцевичи	8	2,5	7	2,2	4	2,4	3	2,4	4	2,5	3	2,7	6	3,2	5	2,9
Ивацевичи	6	2,0	5	1,5	6	1,8	4	1,7	4	1,7	2	2,5	3	2,6	5	2,4
Пружаны	5	3,5	5	2,9	4	2,8	4	2,8	6	3,0	4	3,8	6	4,1	5	3,6
Высокое	8	2,7	4	2,5	3	2,1	5	1,9	8	2,2	4	2,3	4	2,3	4	2,2
Пинск	8	2,1	5	1,9	3	1,9	6	1,9	4	2,1	5	2,2	5	2,2	6	2,1
Брест	2	2,2	4	1,8	4	2,0	5	2,0	8	2,2	5	2,4	7	2,5	5	2,7
станции	ю		ююз		юз		зюз		з		зсз		сз		ссз	
	п	с	п	с	п	с	п	с	п	с	п	с	п	с	п	с
Барановичи	10	3,7	6	3,4	5	3,3	7	3,3	10	3,5	11	3,0	6	2,9	10	3,6
Ганцевичи	6	2,2	7	2,4	7	2,8	9	2,8	13	2,8	7	2,8	6	3,0	5	3,2
Ивацевичи	7	2,0	5	1,9	5	2,2	10	2,6	13	2,2	7	2,1	7	2,3	11	2,3
Пружаны	5	2,9	7	3,1	5	3,5	8	4,0	12	3,9	8	3,9	8	4,2	8	4,3
Высокое	6	2,4	8	2,6	8	2,7	6	2,9	12	2,8	7	2,7	6	3,0	7	2,9
Пинск	5	1,7	4	2,0	3	2,1	7	2,3	15	2,4	8	2,5	8	2,3	8	2,3
Брест	3	2,3	5	2,1	6	2,6	9	2,6	13	3,0	10	2,8	8	2,7	6	3,0

Вероятность ветра данного интервала скорости и румба вычисляется по формуле:

$$P = \left(\frac{n_i}{\sum n} \right) \cdot 100\% , \quad (6.9)$$

где n_i – число случаев повторяемости ветра данных интервала скорости и румба, $\sum n$ – число всех случаев измерений ветра за навигацию.

Определяется суммирование количества всех случаев измерений ветра.

На чертеже по направлениям восьми румбов в масштабе откладываются отрезки, пропорциональные значениям вероятностей ветра для каждого интервала скорости. Масштаб принять в 1 см – 2%. Из начала координат откладываются отрезки, соответствующие проценту вероятности первого интервала скоростей, затем добавляются отрезки для второго интервала и т.д. Концы отрезков каждого интервала скоростей соединяются прямыми линиями.

5. Скорость ветра можно определить при помощи шкалы Бофорта (таблица 6.8), разработанной в 1806 году. Процесс определения заключается в визуальном рассмотрении взаимодействия ветра с различными предметами на суше и в море. Прочитайте и определите скорость и название ветра:

«Проснувшись с первыми петухами, я посмотрел в окно. Там я увидел, что в соседнем доме тоже встали и затопили печь, так как из трубы шел почти вер-

тикальный столб дыма. День обещал быть хорошим. С хорошим настроением приготовил завтрак, собрался и пошел на работу. По дороге на работу мое внимание заняла маленькая птичка, которая пела утреннюю песенку. Листья на деревьях «задорно подпевали» мягким шевелением. Во второй половине дня я обратил внимание, что начали шуметь верхушки деревьев. Я забеспокоился: как бы успеть домой до того момента, когда погода совсем испортится. На мое счастье ветер стих. А когда я подошел к своему дому, то заметил, что в соседнем доме дым из трубы шел под небольшим наклоном, а деревья в саду приветствовали меня чуть шевелящимися листьями.»

Таблица 6.8 - Определение скорости ветра

Скорость ветра в м/сек	Название ветра	Признаки
0	Штиль	Дым из трубы идет вверх, почти вертикально
1,5-3	Очень слабый	Небольшой наклон дыма, чуть шевелятся листья
4-5	Легкий	Ветки качаются
6-7	Умеренный	Сучья гнутся
8-9	Свежий	Верхушки деревьев шумят
10-11	Очень свежий	Тополя и толстые сучья гнутся
12-14	Сильный	Листья и ветки срываются
15-16	Резкий	Тонкие сучья ломаются
17-19	Буря...	

6. При анализе и оценке метеорологической обстановки летный и диспетчерский состав должен уметь быстро и грамотно определять характер воздушных масс и ожидаемое их преобразование; характер, направление и скорость перемещения барических образований; тип фронтов, тенденцию их развития, направление и скорость их перемещения. Особое внимание следует обратить на зоны и участки маршрута со сложными и опасными условиями погоды.

Проанализировать скорость, направление ветра на синоптических картах (рисунок 6.16, таблица 6.9).

Таблица 6.9 – Условные обозначения направления и скорости ветра

Знак на карте	м/с	узлы	км/ч	Знак на карте	м/с	узлы	км/ч
	0	0	0		17-18	33-37	61-65
	0,5-1	1-2	2-4		19-21	38-42	68-76
	2-3	3-7	7-10		22-23	43-47	79-83
	4-6	8-12	14-22		24-26	48-52	86-94
	7-8	13-17	25-29		27-28	53-57	97-101
	9-11	18-22	32-40		29-31	58-62	104-111
	12-13	23-27	43-47		32-33	63-67	115-119
	14-16	28-32	50-58	и т.д.			

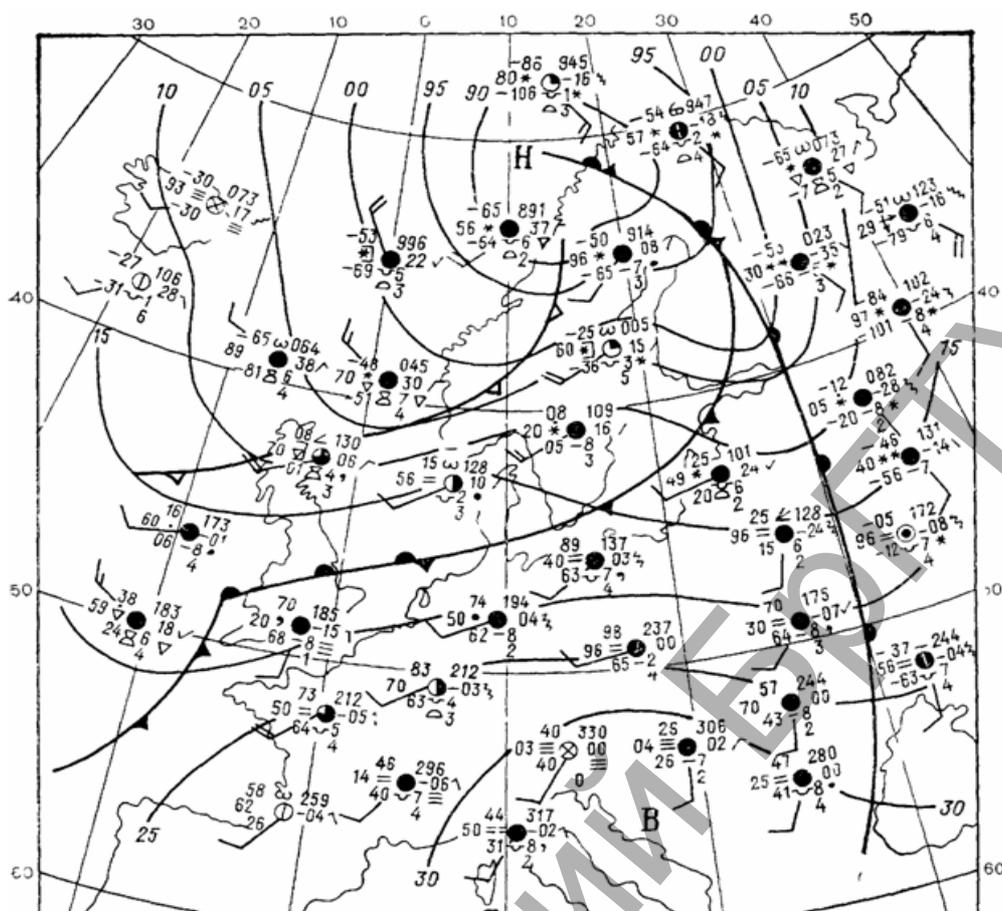


Рисунок 6.16 – Фрагмент синоптической карты

7. Провести сравнительный анализ пространственного распределения шквалов по территории Беларуси (рисунки 6.17, 6.18).

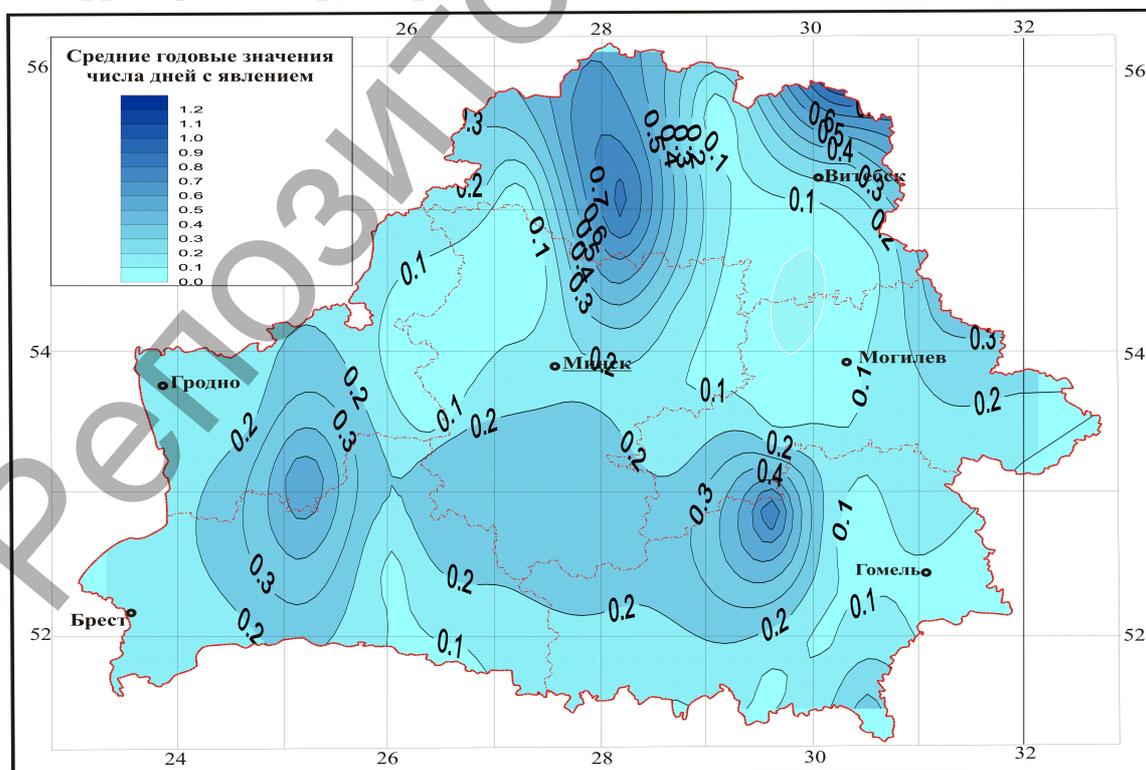


Рисунок 6.17 – Пространственное распределение среднего годового значения числа дней со шквалами на территории Беларуси за 1975-2008 гг.

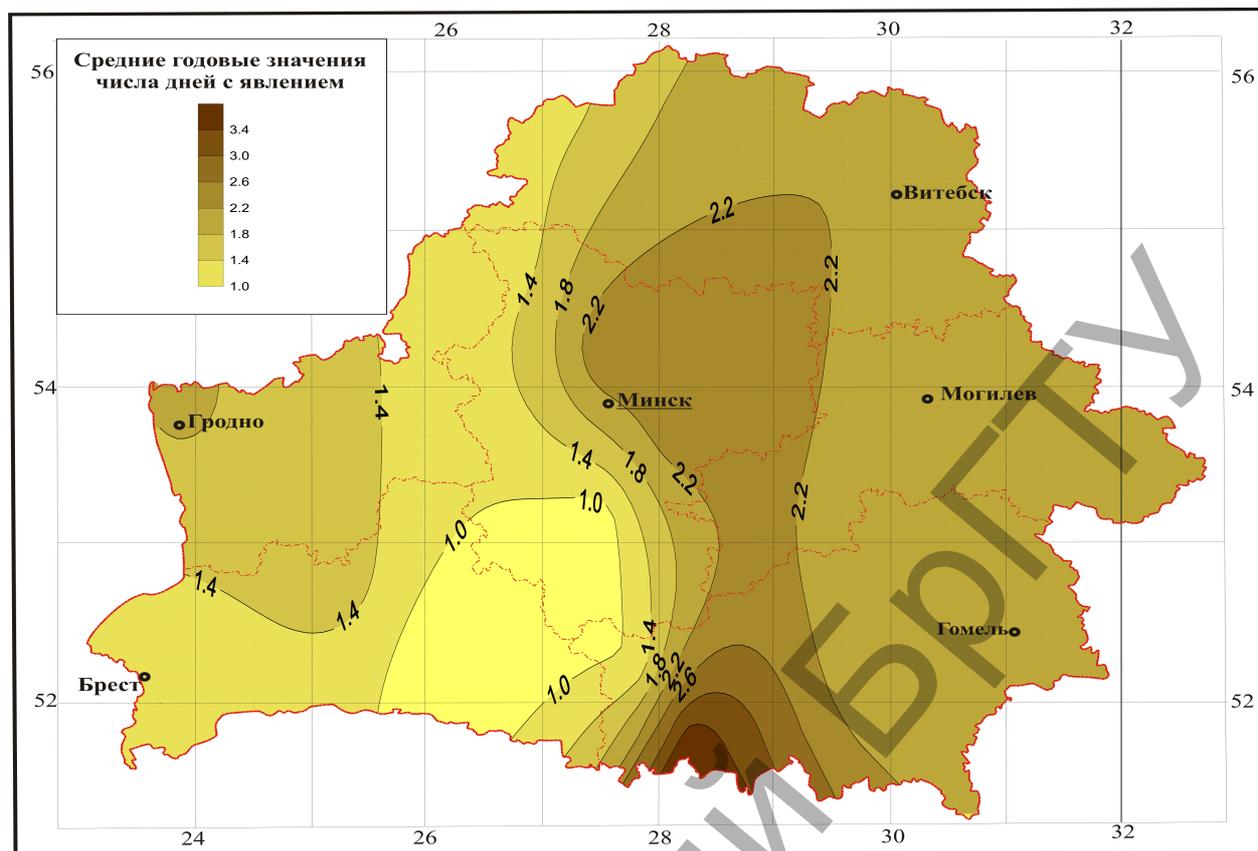


Рисунок 6.18 – **Пространственное распределение среднего годового значения числа дней со шквалами за 1946-1956 гг.**

8. Для образования гололедно-изморозевых отложений необходимы благоприятные ветровые условия, т. е. когда максимальная скорость ветра и вертикальный градиент скорости ветра не превышают значений, указанных в таблице 6.10. Величины $\frac{d\bar{V}}{dz}$ характеризуют оптимальные условия неустойчивости, при которых осуществляется процесс формирования капель мороси и переохлажденного дождя в облаках или капель тумана в приземном слое воздуха.

Проанализировать, как изменяются скорости ветра и вертикальные градиенты при различных видах отложений.

Таблица 6.10 – **Значения максимальной скорости ветра и вертикальных градиентов вектора скорости ветра при отложениях различного вида**

Слой, м	Вид отложения			
	гололед	зернистая изморозь	кристаллическая изморозь	сложное отложение
$\frac{d\bar{V}}{dz}$ м/с на 100 м				
0–300	3,5...–1,3 (6,1)	3,5...0	2,0...–1,0 (4,5)	3,5...–0,5 (7,0)
301–600	2,5...–1,5 (5,3...–4,1)	1,0...–0,7	1,0...–1,0 (1,7...–1,7)	1,3...–2,0

Слой, м	Вид отложения			
	гололед	зернистая изморозь	кристаллическая изморозь	сложное отложение
601–900	2,0...–1,5 (3,1...–4,0)	2,5...–0,3 (3,3)	1,5...–1,3 (2,3)	1,0...–1,0 (–2,7)
V_{\max} м/с				
Земная поверхность	12 (16...18)	9	7	В зависимости от характера отложения
0–1000	17 (20...23)	12	10	

Примечание. В скобках даны значения $\frac{dV}{dz}$ м/с на 100 м и V_{\max} м/с, встречающиеся в отдельных случаях. Знак «минус» означает уменьшение скорости ветра с высотой.

9. Провести сравнительный анализ пространственного распределения гололеда и изморози по территории Беларуси (рисунки 6.19, 6.20). Выявить причины.

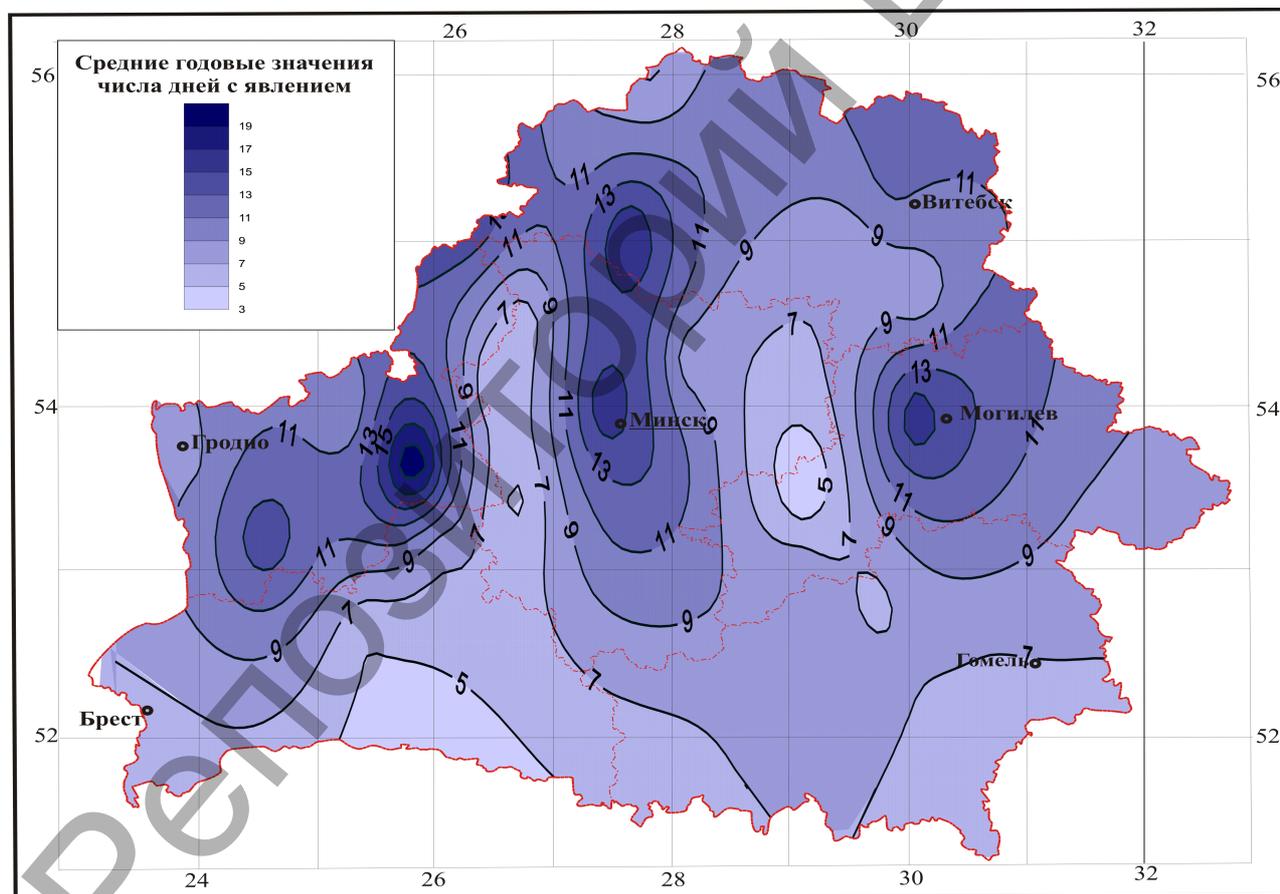


Рисунок 6.19 – Пространственное распределение среднего годового значения числа дней с гололедом на территории Беларуси (1975–2008 гг.)

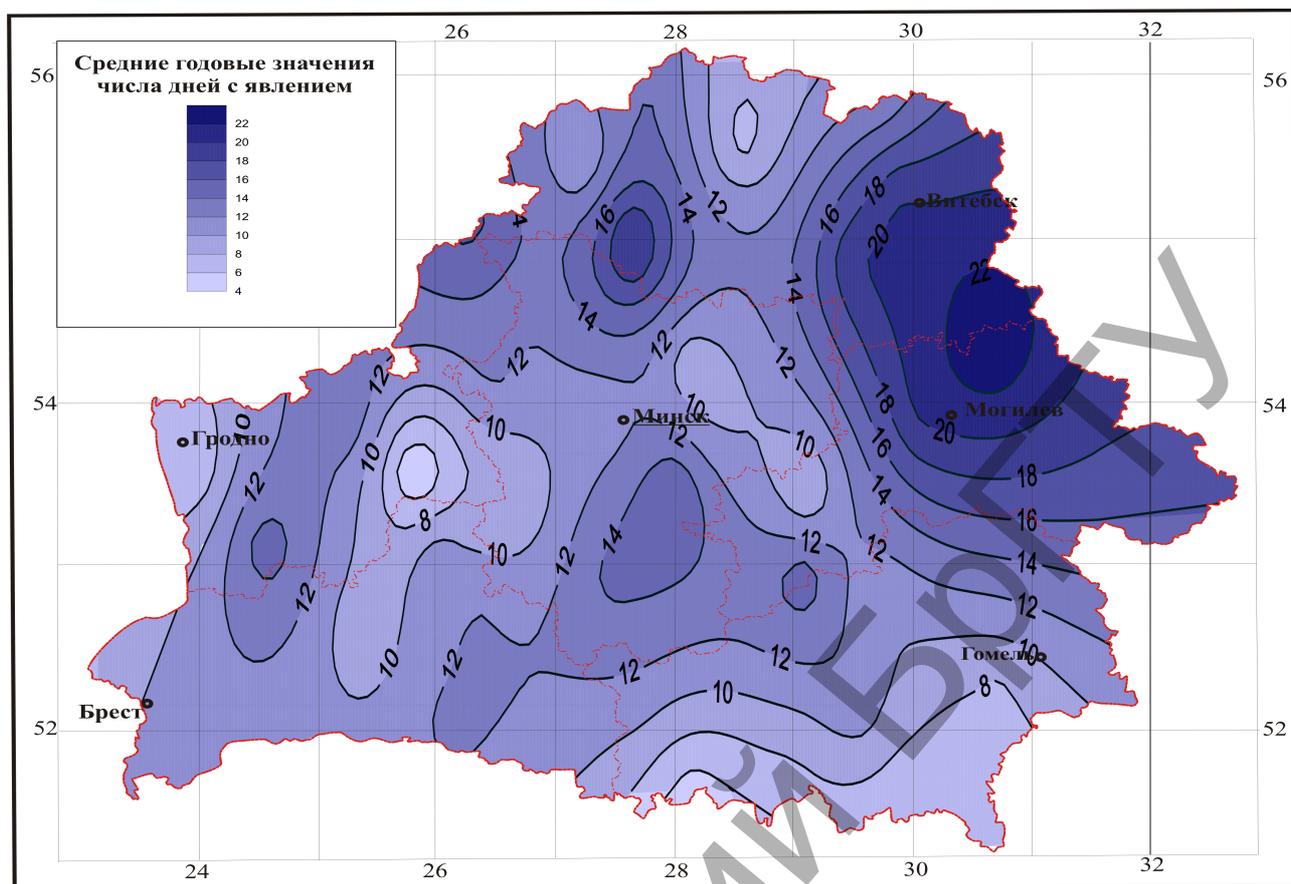


Рисунок 6.20 – Пространственное распределение среднего годового значения числа дней с изморозью на территории Беларуси (1975–2008 гг.)

ТЕМА 7. ЦИРКУЛЯЦИЯ АТМОСФЕРЫ

Общая циркуляция атмосферы – совокупность течений воздуха крупных масштабов, благодаря которым осуществляется обмен его по горизонтали и вертикали. Другими словами, общая циркуляция атмосферы – система крупномасштабных воздушных течений по Земле (т.е. течений, соизмеримых по размерам с большими частями материков и океанов).

По Пальмену и Ньютону, к циркуляционной системе относятся атмосферные возмущения синоптического масштаба (циклоны, антициклоны, тропические циклоны, фронты, струйные течения и т.д.), а также мезо-масштабные конвективные возмущения.

Различают несколько подходов к циркуляционной эпохе.

По Б.Л. Дзердзеевскому – период длительностью в 20–35 лет, характеризующийся превышением нормы повторяемости зональных или меридиональных типов циркуляции (элементарных циркуляционных механизмов) в северном полушарии.

По Г.Я. Вангенгейму и А.А. Гирсу, циркуляционная эпоха – период продолжительностью от 10 лет и более, характеризующийся превышением нормы повторяемости элементарных синоптических процессов одной (или двух) из трех форм: зональной (западной) (*W*), меридиональной центральной (*C*) и восточной (*E*).

Исследования общей циркуляции атмосферы начались в XVII-XVIII вв. для того, чтобы объяснить пассатную циркуляцию. В середине XIX в. Мори дал схему циркуляции атмосферы на всем земном шаре.

Важнейшей особенностью общей циркуляции атмосферы является её непрерывная изменчивость, имеющая характер колебаний около некоторого среднего состояния равновесия, сходных с колебаниями упругой системы. Среди различных направлений и скоростей ветра в данной точке, среди различных вариантов распределения воздушных течений всегда имеются некоторые средние и наиболее частые направления и скорости ветра, наиболее частые формы распределения течений (рисунок 7.1).

Находящаяся в покое частица воздуха под действием силы разности давления Γ начинает двигаться из точки a_0 в сторону низкого давления. С появлением движения возникает отклоняющаяся сила A_1 и частица начинает отклоняться вправо, попадая в точку a_1 . Сила Γ всё больше ускоряет движение, но с ростом скорости растёт и отклоняющая сила (A_2, A_3). Когда направление движения совпадает с направлением изобар (a_4), отклоняющая сила A_4 , уравнивает силу Γ и частица будет продолжать двигаться только по инерции вдоль изобар.

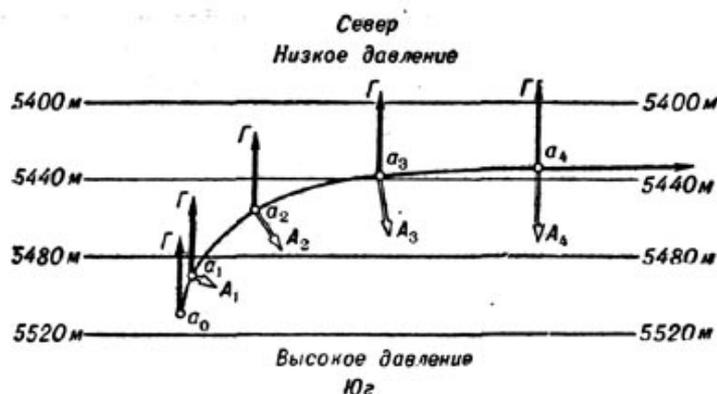


Рисунок 7.1 – Возникновение ветра

Если бы не было общей циркуляции атмосферы, то на экваторе среднегодовая температура была бы на 13°C выше (действительная температура на экваторе $+26^{\circ}\text{C}$), а на широтах $70\text{--}80^{\circ}$ – на 23°C ниже, чем в настоящее время (действительная температура на полюсах -20°C).

Общая циркуляция атмосферы – важнейший климатообразующий фактор, от которого зависит погода каждого региона.

Общая циркуляция атмосферы формируется под влиянием: неравномерного распределения солнечной радиации, действия силы Кориолиса, неоднородности подстилающей поверхности, силы трения (уменьшает скорость ветра и отклоняет его направление от первоначальной).

Главные закономерности общей циркуляции атмосферы постоянны: в нижней

части стратосферы струйные течения воздуха в умеренных и субтропических широтах преимущественно западные, а в тропических – восточные, и идут они со скоростью до 150 метров в секунду. В нижней тропосфере преобладающие направления переноса воздуха различают по географическим поясам. В полярных широтах – восточные ветры; в умеренных – западные с циклонами и антициклонами, в тропических широтах наиболее устойчивы пассаты и муссоны (рисунок 7.2).

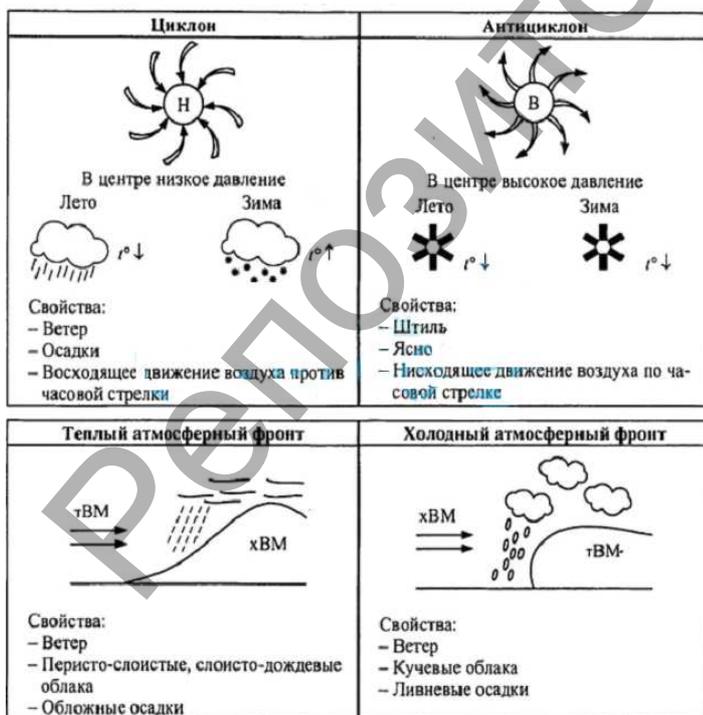


Рисунок 7.2 – Атмосферная циркуляция

Общая циркуляция атмосферы приводит к обмену воздуха между различными широтами и областями Земли. Она осуществляется в форме циклонической деятельности, т.е. с помощью атмосферных возмущений – циклонов и антициклонов. Под влиянием радиационных условий и циклонической деятельности происходит расчленение атмосферы (тропосферы) в горизонтальном направлении на отдельные воздушные массы с резко разграничивающими их переходными зонами – фронтами (рисунок 7.3).

Циклоны делятся на:

- фронтальные,
- центральные,
- тропические,
- термические депрессии.

Фронтальные циклоны образуются на арктическом и полярном фронтах.

Летом наиболее активен арктический фронт, так как увеличивается различие в свойствах арктической и полярной воздушных масс.

Зимой наиболее существенна разница в свойствах между тропической и полярной воздушными массами и активизируется полярный фронт.

Циклоны обычно существуют несколько суток, двигаясь с запада на восток со скоростью около 20 – 30 км/ч. На фронте возникает серия циклонов, в серии по три-четыре циклона.



Рисунок 7.3 – Общая циркуляция атмосферы

Каждый следующий циклон находится на более молодой стадии развития и движется быстрее. Циклоны нагоняют друг друга, смыкаются, образуя *цен-*

тральные циклоны – второй тип циклона. Благодаря малоподвижным центральным циклонам поддерживается область пониженного давления над океанами в умеренных широтах.

Тропические циклоны образуются на тропических фронтах чаще всего между 5 и 20° северной и южной широты, на экваторе сила Кориолиса равна нулю и циклоны не образуются. Возникают они над океанами в конце лета и осенью, когда вода нагрета до температуры 27–28 °С.

Термические депрессии возникают на суше из-за сильного нагрева участка поверхности, поднятия и растекания воздуха над ним. В результате у подстилающей поверхности образуется область пониженного давления.

Антициклоны подразделяются на:

- фронтальные,
- субтропические антициклоны динамического происхождения,
- стационарные.

В умеренных широтах в холодном воздухе возникают *фронтальные антициклоны*.

Антициклоны в умеренных широтах перемещаются сериями с запада на восток со скоростью 20–30 км/ч. Последний заключительный антициклон достигает субтропиков, стабилизируется и образует *субтропический антициклон динамического происхождения*. К ним относятся постоянные барические максимумы на океанах.

Стационарный антициклон возникает над сушей в зимний период в результате сильного выхолаживания участка поверхности.

При движении с запада на восток циклоны испытывают отклонение к северу, а антициклоны – к югу в Северном полушарии. Причина отклонений объясняется влиянием силы Кориолиса. На северной периферии атмосферного вихря сила Кориолиса больше. Следовательно, циклоны начинают двигаться на северо-восток, а антициклоны – на юго-восток. Благодаря ветрам циклонов и антициклонов наблюдается обмен между широтами теплом и влагой. В тыловой части циклона и передней части антициклона воздух движется из высоких широт в низкие, в передней части циклона и тыловой антициклона, наоборот, из низких широт в высокие.

Внедрение теплых воздушных масс называется «волнами тепла». Перемещение тропических воздушных масс в умеренные широты летом вызывает засуху, а зимой – сильные оттепели. Внедрение арктических воздушных масс в умеренные широты – «волны холода» – вызывает похолодание.

В связи с разнообразием подстилающей поверхности в общей циркуляции атмосферы могут возникать районные отклонения – местные ветры, которые захватывают сравнительно небольшие площади, а их образование связано со взаимным расположением водных поверхностей и суши, а также с влиянием рельефа на движение воздуха.

Например, на Байкале отмечаются следующие ветры:

- *Север, сиверка* – холодный ветер, осенью с ним связаны заморозки.

- *Баргузин* – сток холодного воздуха с верховьев р. Баргузин, идет по Баргузинской котловине, имеет характер боры. В устье реки усиливается до бури, опасен для легких судов. В котловине озера ослабевает, становится устойчивым продольным ветром при ясной погоде. Скорость обычно менее 20 м/с, длится менее суток. На юге озера поднимает волну высотой более 4 м. Наблюдается с ноября в сочетании с ночным бризом.

- *Сарма* (от бурятского пережат) – шквалистый ветер типа боры; связан с долиной реки Сармы и ее устьем, но действие его распространяется и далее к северо-востоку, примерно до деревни Покойники.

Примеры местных ветров, обусловленных в основном рельефом местности:

- *бора* – сильный порывистый горно-долинный ветер, который переваливает очень холодный воздух через невысокий хребет, а у подножия подветренного склона воздух теплый и потому менее плотный;

- *фен* – теплый сухой ветер с высоких гор, часто покрытых ледниками; возникает благодаря адиабатическому охлаждению воздуха на наветренном склоне и адиабатическому нагреву – на подветренном склоне;

- *суховей* – сухой и жаркий ветер, способствующий сильному испарению, вызывающий иссушение растений и почвы, в Прикаспии, на юго-востоке Европейской России, в Казахстане обозначают русским термином «суховей»; в этих районах суховей (обычно восточные или южные) связаны с антициклонами и распространены в их периферических частях. Сегодня этот термин применяется более широко, им нередко называют всякий ветер, приводящий к иссушению растений и почвы;

- *бризы* возникают на берегах океанов, морей, озер, там, где велики суточные колебания температур. В крупных городах сформировались городские бризы.

К мелкомасштабным вихрям относятся *смерчи* и *тромбы (торнадо)*. Вихри над морем называются смерчами, над сушей – тромбами. Для них характерны небольшие размеры (диаметр 100–300 м), большая скорость ветра, большая разность давления внутри вихря и вблизи него.

Практическая работа № 7.1

Тема: Воздушные массы и атмосферные фронты

Цель: формирование знаний о системе крупномасштабных воздушных течений в атмосфере Земли, умений составления и анализа географических карт.

Задания для самостоятельной работы

1. На основе карт атласа на контурные карты мира нанести следующие данные для зимнего и летнего периодов:

- а) основные барические центры высокого давления красным цветом;
- б) основные барические центры низкого давления синим цветом;
- в) господствующие направления ветров (для летнего периода – красным цветом, для зимнего периода – синим цветом);
- г) климатические фронты и воздушные массы (покажите линиями соответствующего цвета).

2. По климатическим картам атласа географии Беларуси составить характеристику климата г. Бреста, Витебска, Гродно, Гомеля, Могилева, Минска:

- а) показатель суммарной солнечной радиации (в январе и июле);
- б) господство различных воздушных масс;
- в) средняя температура воздуха в январе и июле;
- г) сумма активных температур;
- д) продолжительность безморозного периода;
- е) годовое количество осадков;
- ж) количество дней со снежным покровом.

3. По климатическим картам составить краткую характеристику климата каждого климатического пояса на территории СНГ по следующему плану:

- а) показатель суммарной солнечной радиации (в январе и июле);
- б) господство различных воздушных масс;
- в) средняя температура воздуха в январе и июле;
- г) сумма активных температур;
- д) годовое количество осадков;
- е) коэффициент увлажнения (средняя годовая разность осадков и испаряемости);

Практическая работа № 7.2**Тема: Синоптическая карта. Синоптический код**

Цель: формирование знаний о методах прогноза погоды, умения расшифровывать и составлять метеотелеграммы.

Задания для самостоятельной работы

Для передачи данных гидрометеорологических наблюдений с наземных и морских наблюдательных станций различных типов используют синоптический код – КН-01.

Для удобства машинной обработки информации группы, подлежащие глобальному, региональному и национальному обмену, объединены в разделы со специальными опознавательными цифрами, а каждой группе (кроме нескольких) присвоены опознавательные номера. В случае отсутствия данных обо всех элементах, входящих в ту или иную группу, имеющую опознавательный номер, эта группа в сообщении не включается и дробные черточки вместо нее не передаются. Обязательными для включения в виде дробных черточек являются лишь группы, которые не имеют опознавательных номеров.

Для составления приземных карт погоды по данным наземных и морских наблюдательных станций используются следующие группы из телеграмм, закодированных в коде КН-01:

YYGGi_w Piii i_Ri_XhVV Nddff 1s_nTTT 2s_nT_dT_dT_d 4PPPP 5appp
7wwW₁W₂ 8N_hC_LC_MC_H (222D_sV_s0s_nT_wT_wT_w) 333 1s_nT_XT_XT_X 2s_nT_nT_nT_n
6RRRt_R 8N_hCh_sh_s 9S_pS_pS_pS_p

Пример: 15151 26063 21328 81407 10073 21027 40025 57021 76345 86626
 333 10115 60052 86708.

Значение буквенных и цифровых символов в схеме кода:

YYGGi_w (15151) - группа даты и времени телеграммы в коде КН-01;

YYGGi_w (15151) - **YY** - число месяца по среднему гринвичскому времени (СГВ), когда производились наблюдения – 15-го числа;

YYGGi_w (15151) – **GG** - срок наблюдения в часах СГВ – 15.00;

YYGGi_w (15151) - **i_w** - указатель единиц скорости ветра и способа ее определения. Кодирован по таблице 7.1 («инструментальный»).

Таблица 7.1 - Цифры кода, используемые при кодировании i_w

Цифры кода	Способ определения скорости ветра	Единицы скорости ветра
0	Визуальный	м/с
1	Инструментальный	м/с
3	Визуальный	узлы
4	Инструментальный	узлы

$iiiii$ (26063) – международный индексный номер гидрометеорологической станции по каталогу ВМО;

$iiiii$ (26063) – ii - номер района по международной индексации, в котором расположена станция (26);

$iiiii$ (26063) - iii - номер станции в пределах района ii (063);

$i_{Ri}xhVV$ (11328) - группа высоты нижней границы облачности, измеренной визуально и горизонтальной видимости;

$i_{Ri}xhVV$ (21328) - i_R - указатель места включения в телеграмму группы осадков $6RRRt_R$. Кодировается по таблице 7.2. (Группа $6RRRt_R$ включена в 3-й раздел).

Таблица 7.2 - Сведения включения в телеграмму группы $6RRRt_R$

Цифра кода	Сведения о включении группы $6RRRt_R$
1	Включена в раздел 1
2	Включена в раздел 3
3	Не включена, т.к. осадков не было
4	Не включена, т.к. количество осадков не измерялось

$i_{Ri}xhVV$ (21328) - i_x - указатель типа станции, а также включения в телеграмму группы $7wwW_1W_2$. Кодировается по таблице 7.3 (Станция обслуживается персоналом. Группа $7wwW_1W_2$ включена в телеграмму).

$i_{Ri}xhVV$ (21328) h — высота основания самых низких облаков над поверхностью земли (моря). В учреждениях Роскомгидромета наносится в цифрах кода. Кодировается по таблице 7.4.

Таблица 7.3 - Указатель скорости ветра и способа ее определения (ix)

Цифра кода	Сведения о включении группы 7	Тип станции
1	Включена	Обслуживаемая персоналом
2	Не включена (нет явлений, подлежащих передаче)	Обслуживаемая персоналом
3	Не включена (наблюдения не производились)	Обслуживаемая персоналом
4	Включена	Автоматическая
5	Включена (нет явлений, подлежащих передаче)	Автоматическая
6	Включена (наблюдения не производились)	Автоматическая

Таблица 7.4 – Фрагмент синоптического кода

Цифра кода	N ОБЩЕЕ КОЛИЧЕСТВО ОБЛАЧНОСТИ	N _h КОЛИЧ. ОБЛАКОВ C ₁ ИЛИ C _M (НАНОСИТЬ В ЦИФРАХ КОДА)	W ₁ W ₂ ПРОШЕДШАЯ ПОГОДА	h ВЫСОТА ОБЛАКОВ C ₁ ИЛИ C _M (НАНОСИТЬ В ЦИФРАХ КОДА)	ОБЛАКА			a ХАР-КА БАРИЧЕСКИХ ТЕНДЕНЦИЙ	D _s ТЕМПЕРАТ. НАПРАВЛЕН. ПЕРЕМЕЩ. ИЛИ СКОР. СУДНА ЗА ПОСЛЕД. 3 ЧАСА (КАТКА ПЕР. НАМАГНЕТСЯ)	V _s СРЕДНЯЯ СКОРОСТЬ ПЕРЕМЕЩ. СУДНА ЗА ПОСЛЕДНИЕ 3 ЧАСА (УЗЛЫ)	
					C _L СЛОИСТО-КУЧЕВЫЕ, СЛОИСТЫЕ, КУЧЕВЫЕ ИЛИ КУЧЕВО-ДОЖДЕВЫЕ	C _M ВЫСОКО-КУЧЕВЫЕ, ВЫСОКО-СЛОИСТЫЕ, СЛОИСТО-ДОЖДЕВЫЕ	C _H ПЕРИСТЫЕ, ПЕРИСТО-СЛОИСТЫЕ, ПЕРИСТО-КУЧЕВЫЕ				
0	○	0	Ясно или облачно не более 5 баллов	<50	Облаков C _L нет	Облаков C _M нет	Облаков C _H нет	↗	ХОДА нет	0	
1	◐	1	МЕНЯЮЩАЯСЯ ОБЛАЧНОСТЬ	50-100	☁ C _L ПЛОСКИЕ	☁ AS ПРОСВЕЧИВАЮЩИЕ	☁ C _i ВОЛОКНИСТЫЕ НЕ РАСПР. ПО НЕБУ	↗	CB	1-5	
2	◑	2-3	ОБЛАЧНОСТЬ БОЛЕЕ 5 БАЛЛОВ	100-200	☁ C _L СРЕДНИЕ ИЛИ МОЩНЫЕ	☁ AS НЕ ПРОСВЕЧИВАЮЩИЕ ИЛИ NS	☁ C _i ПЛОТНЫЕ ИЛИ ХЛОПЬЕВИДНЫЕ	↗	B	6-10	
3	◒	4	☁ ЛЕСНАЯ БУРЯ, НИЗОВЫЕ МЕТЕЛИ ИЛИ ПОЗЕМОК	200-300	☁ C _L "ЛЫСЫЕ"	☁ AS ПРОСВЕЧИВАЮЩИЕ НЕ ИЗМЕНЯЮЩИЕСЯ	☁ C _i ПЛОТНЫЕ ИЛИ C _D	✓	Ю-В	11-15	
4	◓	5	☁ ТУМАН ИЛИ СИДНЬИ МГЛА	300-600	☁ Sc ИЗ C _L ИЛИ C _B	☁ AS ЧЕЧЕВИЦЕ-ОБРАЗНЫЕ	☁ C _i ВОЛОКНИСТЫЕ РАСПР. ПО НЕБУ	—	Ю	16-20	
5	◔	6	* Морось	600-1000	☁ Sc НЕ ИЗ C _L ИЛИ C _B	☁ AS РАСПРОСТРАНЯЮЩИЕСЯ ПО НЕБУ	☁ C _s (ИНОГДА C _i) НАДВИГАЮЩИЕСЯ (НИЖЕ 45°)	✓	Ю-З	21-25	
6	◕	7-8	* Дождь	1000-1500	☁ St (КРОМЕ St ПЛОХОЙ ПОГОДЫ)	☁ AS ИЗ C _L ИЛИ C _B	☁ C _s (ИНОГДА C _i) НАДВИГАЮЩИЕСЯ (ВЫШЕ 45°)	↘	З	26-30	
7	◖	9	* СНЕГ ИЛИ ДОЖДЬ СО СНЕГОМ	1500-2000	☁ St fr ИЛИ C _L fr ПЛОХОЙ ПОГОДЫ	☁ Ac ВМЕСТЕ С AS ИЛИ БЕЗ НИХ (СМ. КОД)	☁ C _s ПОКРЫВАЮЩИЕ ВСЕ НЕБО	↘	С-З	31-35	
8	◗	10	▽ Ливневые осадки	2000-2500	☁ C _L И Se НЕ ИЗ C _L ИЛИ C _B	☁ Ac БАШЕНКАМИ ИЛИ ХЛОПЬЯМИ	☁ C _s НЕ РАСПР. ПО НЕБУ	↘	С	36-40	
9	⊗		⊠ Гроза с осадками или без них	☁ ОБЛАКОВ НИЖЕ 2500 нет	☁ C _B "ВОЛОСАТЫЕ"	☁ Ac ПРИ ХАОТИЧЕСКОМ ВИДЕ НЕБА	☁ C _e	↘	НЕ ИСПОЛЬЗУЕТСЯ	НЕ ОПРЕДЕЛЯЕТСЯ	>40

Если в телеграмме имеется группа $8N_hCh_s h_s$, в которой передается высота облаков $h_s h_s$, определенная инструментально, то вместо h на карту наносится $h_s h_s$ (таблица 7.5) при условии, что она находится в пределах градации h (200-300 м).

Таблица 7.5 – Фрагмент синоптического кода

$h_s h_s$ – ВЫСОТА ОСНОВАНИЯ ОБЛАКОВ, УКАЗАННЫХ НА МЕСТЕ С							
ИНСТРУМЕНТАЛЬНЫЕ НАБЛЮДЕНИЯ					ВИЗУАЛЬНЫЕ НАБЛЮДЕНИЯ		
00 - 50		50 - 80		81 - 89		90 - 99	
ВЫСОТА ЧЕРЕЗ 30М ЦИФРЫ КОДА УМНОЖИТЬ НА 3 И ПРИПИСАТЬ 0		ВЫСОТА ЧЕРЕЗ 300М ИЗ ЦИФРЫ КОДА ВЫЧЕСТЬ 50, УМНОЖИТЬ НА 3 И ПРИПИСАТЬ 00		ВЫСОТА ЧЕРЕЗ 1500М			
ЦИФРЫ КОДА	МЕТРЫ	ЦИФРЫ КОДА	МЕТРЫ	ЦИФРЫ КОДА	МЕТРЫ	ЦИФРЫ КОДА	
00	<30	56	1800	81	10500	90	0-50
01	30	57	2100	82	12000	91	50-100
02	60	58	2400	83	13500	92	100-200
...	84	15000	93	200-300
...	85	16500	94	300-600
44	1320	74	7200	86	18000	95	600-1000
45	1350	75	7500	87	19500	96	1000-1500
46	1380	76	7800	88	21000	97	1500-2000
47	1410	77	8100	89	БОЛЕЕ 21000	98	2000-2500
48	1440	78	8400	наносить в цифрах кода		99	ОБЛАКОВ НИЖЕ 2500м МЕТ
49	1470	79	8700				
50	1500	80	9000				

Схема (пуассон) нанесения явлений погоды и значений метеовеличин.

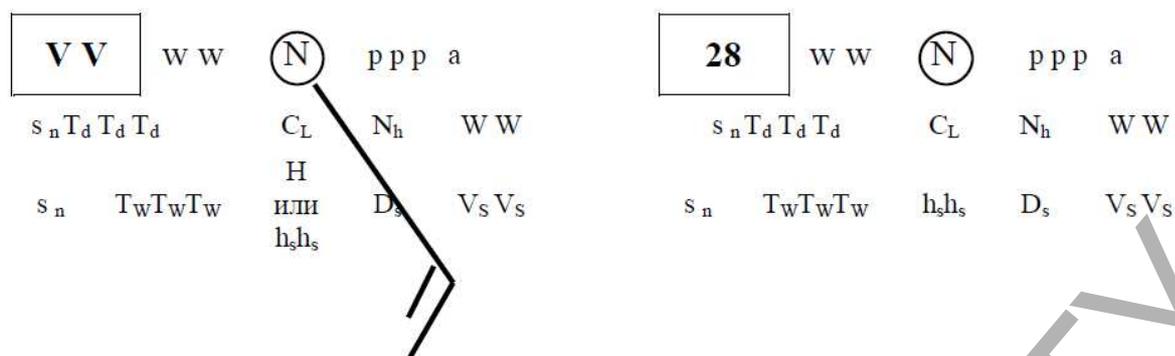
Схема (пуассон) нанесения явлений погоды и значений метеовеличин

$s_n T_x T_x T_x$	C_H	
$s_n T T T$	C_M	PPP
VV w w	N	ppp a
$s_n T_d T_d T_d$	C_T	N_h WW
s_n $T_w T_w T_w$	H или $h_s h_s$	D_s $V_s V_s$

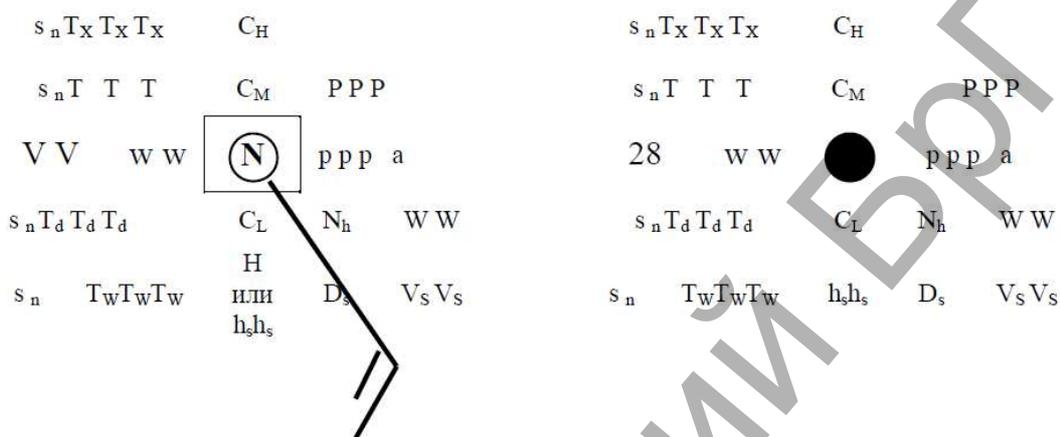
Пример нанесения фактической погоды

$s_n T_x T_x T_x$	C_H	
$s_n T T T$	C_M	PPP
VV w w	N	ppp a
$s_n T_d T_d T_d$	C_T	N_h WW
s_n $T_w T_w T_w$	$h_s h_s$	D_s $V_s V_s$

$i_{Ri} x h VV (21328)$ – VV – метеорологическая дальность видимости в горизонтальном направлении; VV наносится в цифрах кода (2,8 км)



Группа **Nddff** (81407) – группа общего количества облаков и ветра



Nddff (81407) - **N** – общее число облаков в баллах (часть небосвода, покрытая облаками всех форм), наносится в кружке станции символами (10 балл.)

Nddff (81407) – **dd** – направление ветра (откуда дует ветер), отрезок ориентируется по направлению ветра относительно меридиана (140°), проходящего через данный пункт, согласно рисунку 7.4.

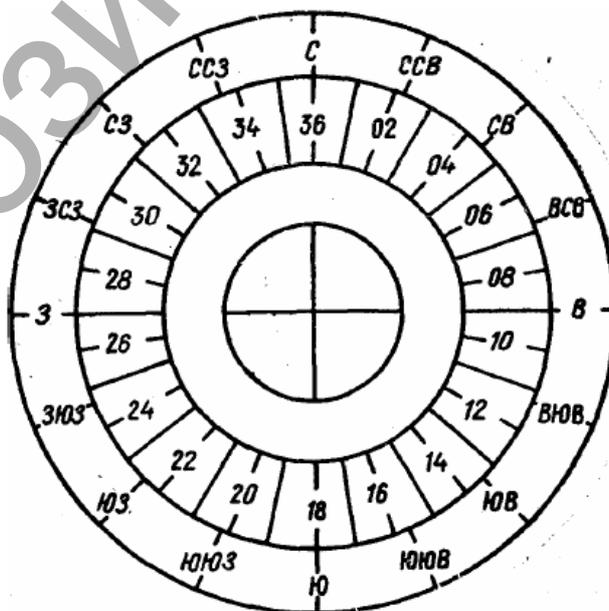
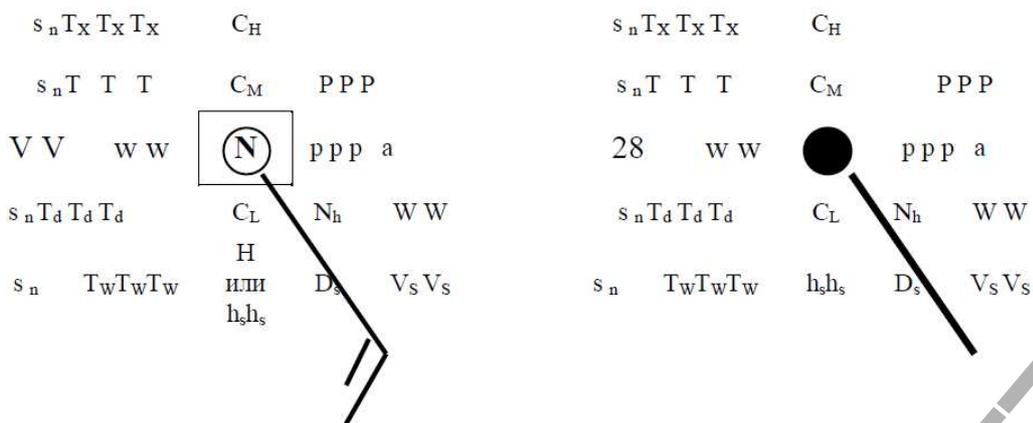


Рисунок 7.4 – Номограмма для определения направления ветра



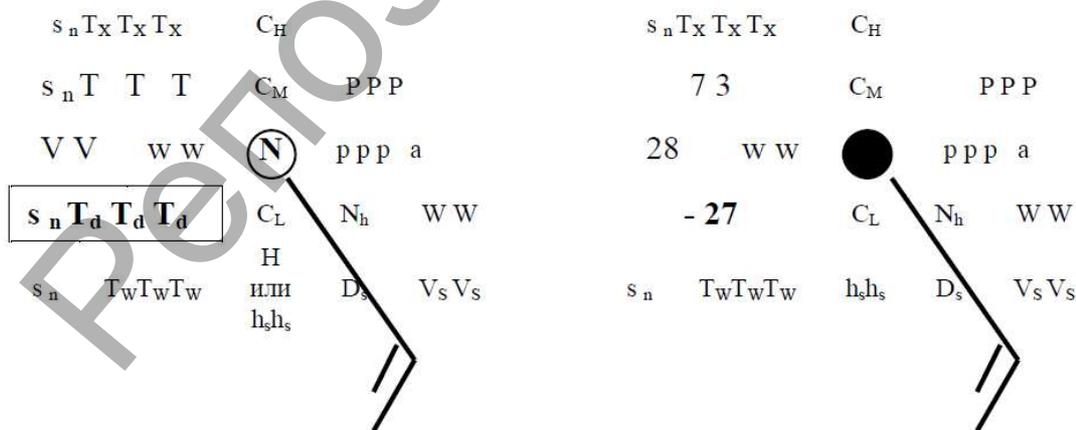
Nddff (81407) - **ff** – скорость ветра (*м/с*); наноска скорости ветра производится в соответствии с таблицей кода. Одно большое перо соответствует скорости ветра *5 м/с*, малое — *2 - 3 м/с*. При скорости *25 м/с* оперение заменяется зачерченным прямоугольным треугольником, основание которого находится на отрезке направления, а гипотенуза равна большому перу и составляет угол 120° с отрезком направления. При штиле (**dd** =00, **ff** =00) кружок станции обводится кружком (o) (*7 м/с*).

1s_nTTT (10073) – группа температуры воздуха телеграммы ($^\circ\text{C}$),

1s_nTTT (10073) - **1** – отличительная цифра кода,

1s_nTTT (10073) - **s_n**—знак температуры воздуха. При положительной температуре воздуха и при 0°C кодируется цифрой 0, при отрицательной температуре – цифрой 1. На карты погоды наносится только знак «минус» (**s_n**=1). (“+”),

1s_nTTT (10073) - **TTT** — температура воздуха с десятыми долями. При этом цифра 0 на месте десятков градусов не наносится, но на месте единиц и десятых долей 0 наносится обязательно. Десятые доли никаким знаком не отделяются (т.е. точка или запятая не ставится) ($+ 7.3^\circ\text{C}$).

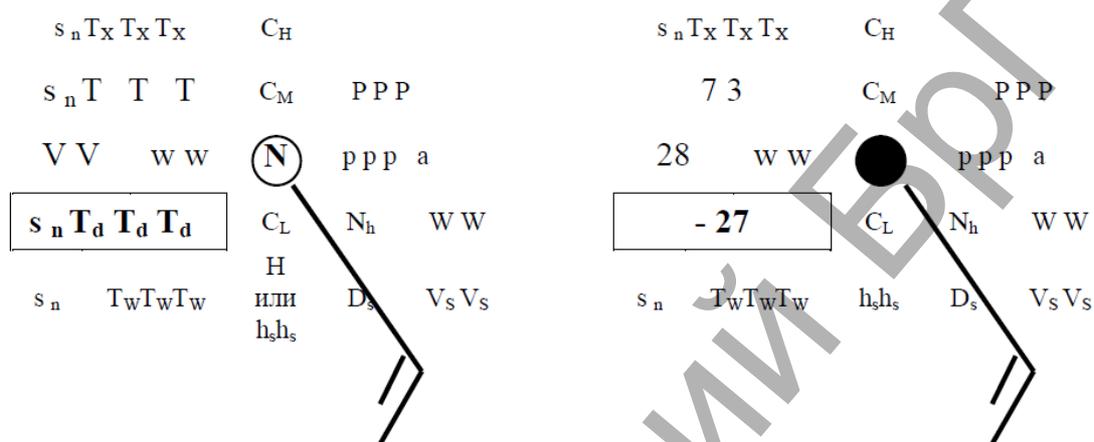


2s_nT_dT_dT_d (21027) - группа температуры точки росы ($^\circ\text{C}$),

2s_nT_dT_dT_d (21027) – **2** – отличительная цифра группы,

$2s_n T_d T_d T_d$ (21027) – s_n —знак температуры точки росы. При положительной температуре точки росы и при $0^\circ C$ кодируется цифрой 0, при отрицательной температуре – цифрой 1. На карты погоды наносится только знак «минус» ($s_n=1$) (“-”),

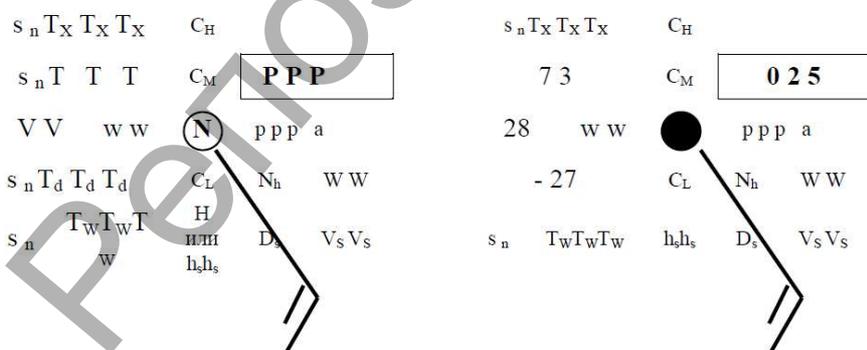
$2s_n T_d T_d T_d$ (21027) - **ТТТ**— температура точки росы с десятыми долями. При этом цифра 0 на месте десятков градусов не наносится, но на месте единиц и десятых долей 0 наносится обязательно. Десятые доли никаким знаком не отделяются (т.е. точка или запятая не ставится) ($-2.7^\circ C$).



4PPPP (40025) – группа давления воздуха, приведенного к среднему уровню моря (гПа),

4PPPP (40025) – **4** - отличительная цифра группы,

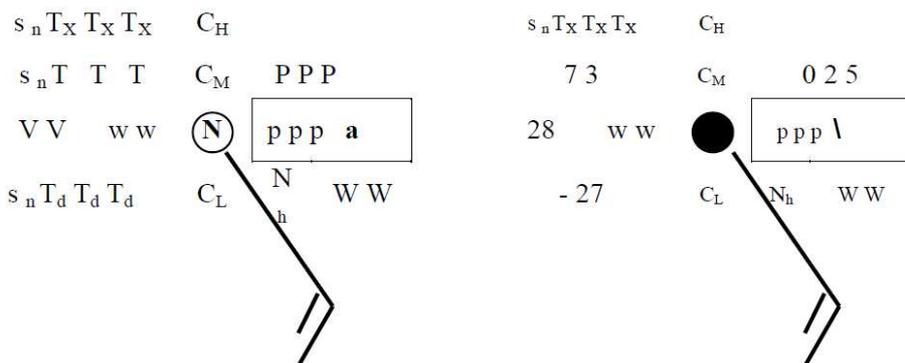
4PPPP (40025) – **PPPP** - давление, приведенное к уровню моря. Наносятся три последние цифры, т. е. десятки, единицы и десятые доли гектопаскалей (1002.5 гПа).



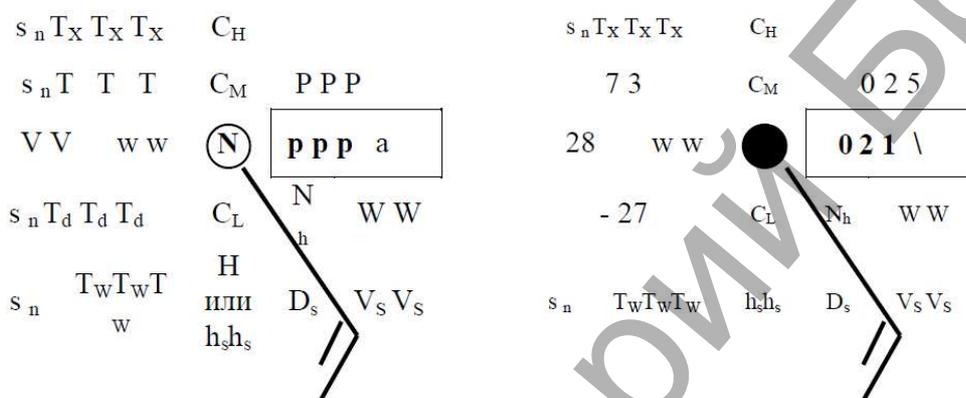
5arpp (57021) – группа характеристики барической тенденции (гПа/3ч),

5arpp (57021) – **5** - отличительная цифра,

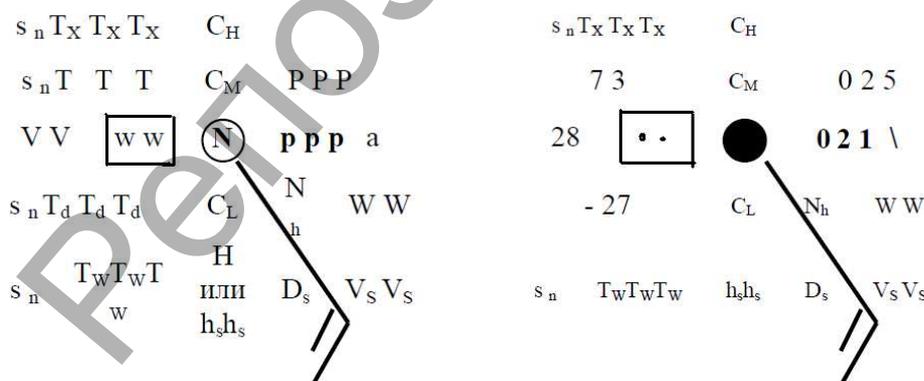
5arpp (57021) - **a** - характеристика барической тенденции. Наносится символами (“равномерное или неравномерное падение”),



5ppp (57021) - ppp — величина барической тенденции за последние 3 часа. При нанеске на карту указываются десятки, единицы и десятые доли *гПа*. (– 2.1 *гПа* за 3ч).



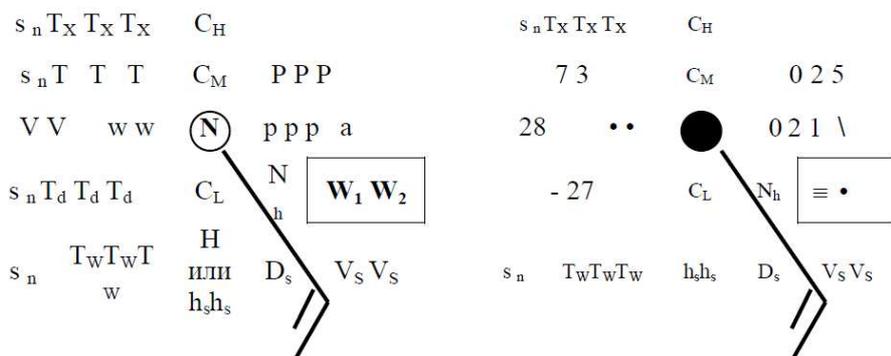
7wwW₁W₂ (76345) – группа явлений погоды в срок наблюдения,
7wwW₁W₂ (76345) – **7** - отличительная цифра,
7wwW₁W₂ (76345) - **ww**— погода в срок наблюдения или в течение последнего часа перед сроком наблюдения. Наносится символами согласно коду (“••” (дождь непрерывный, умеренный)),



7wwW₁W₂ (76345) – **W₁W₂** - прошедшая погода (погода в течение последних шести часов для основных синоптических сроков наблюдения (00, 06, 12, 18 ч по СГВ) или погода в течение последних трех часов для промежуточных сроков

наблюдения (03, 09, 15 и 21 ч по СГВ)). Наносится одним или двумя символами согласно коду (“≡” - туман),

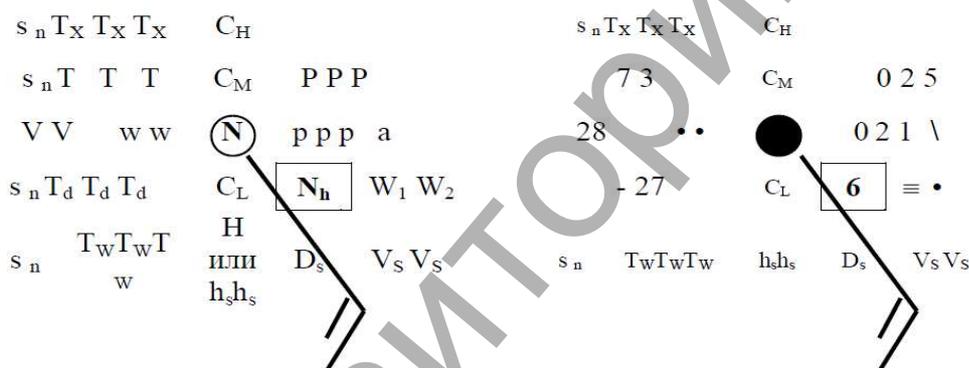
7wwW1W2 (76345) - (“•” - морось).



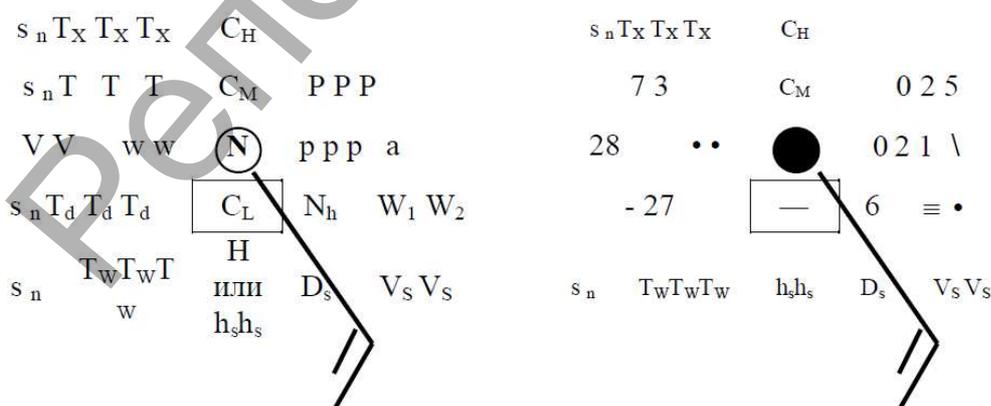
Группа 8N_hC_LC_MC_H, - группа характеристики облачности,

8N_hC_LC_MC_H (86626) - 8— отличительная цифра,

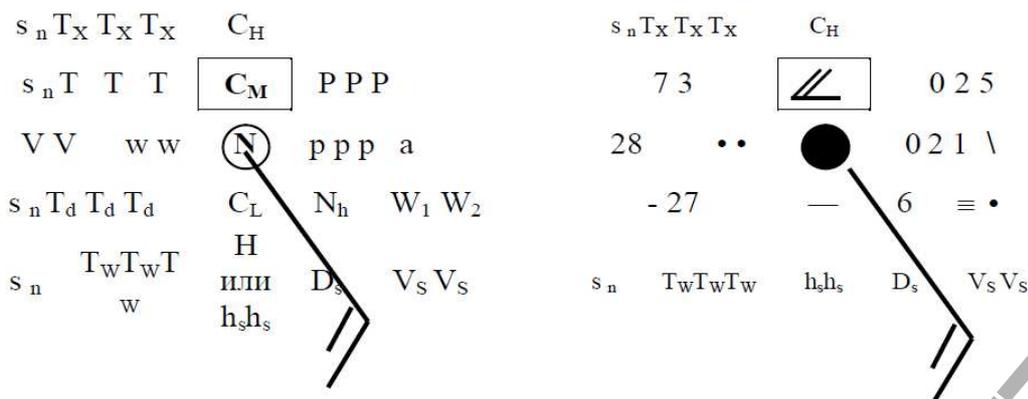
8N_hC_LC_MC_H (86626) - N_h — данные о количестве облаков нижнего яруса (C_L) или количестве облаков среднего яруса (C_M) (если облаков C_L нет), C_H — нижнего яруса. Наносятся символами согласно коду КН-01 (8 баллов),



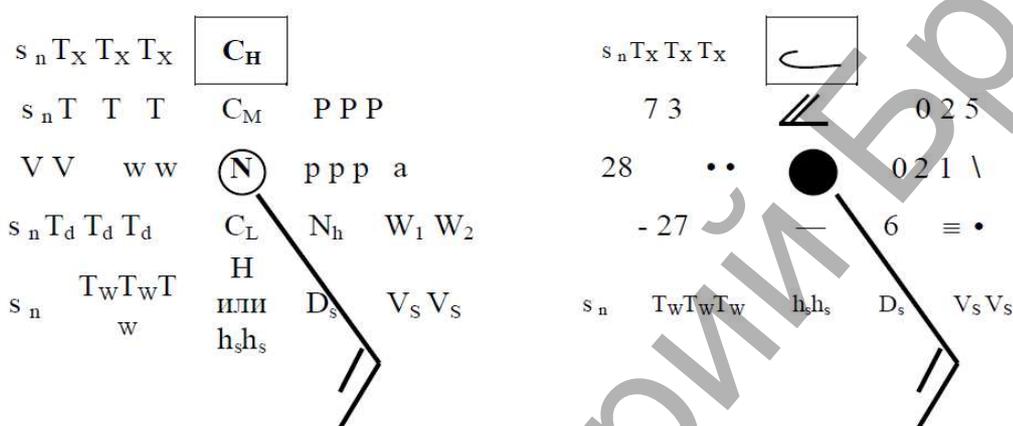
8N_hC_LC_MC_H (86626) - C_L – форма облаков нижнего яруса. Наносятся символами согласно коду (“—” слоистые (St)),



8N_hC_LC_MC_H (86626) - C_M – форма облаков среднего яруса. Наносятся символами согласно коду (“//” слоисто-дождевые (As)),



8N_hC_LC_MC_H (86626) - C_H – форма облаков верхнего яруса. Наносятся символами согласно коду (“↗” перистые плотные (Ci)).



1. Познакомиться с синоптическим кодом КН-01 и расположением условных знаков метеорологических элементов около метеорологических станций на синоптической карте.

2. Дать письменную характеристику погоды по результатам расшифровки метеотелеграмм.

3. Дать письменную характеристику погоды по результатам расшифровки метеотелеграмм:

- 26929 32565 81303 10006 21014 30010 40214 57006 885// 333 10018 88621=
- 26938 32570 80000 10007 21022 30023 40218 5709 885// 333 10026 88624=
- 26941 32560 70000 10017 21017 39977 40220 57007 87500 333 10033 87633=
- 33001 32597 71003 10024 21006 30001 40206 57005 875// 333 10051=
- 33008 32597 71003 10024 21006 30001 40206 57005 875// 333 10048 87626=
- 33011 3//// /1601 10010 333 10018=
- 33015 32997 50601 11012 21032 30051 40221 57006 80004 333 10057=
- 33019 32360 82701 10007 21026 30040 40219 57005 886// 333 10038 86709=

4. Проанализировать синоптическую карту.

ТЕМА 8. КЛИМАТ

Климатообразование. Климатообразующие факторы

Климат – многолетний режим погоды, типичный для данного района Земли. С физической точки зрения климат – это статистический режим атмосферных условий (условий погоды), характерный для каждого данного места Земли в силу его географического положения. Этот режим может меняться от одного многолетнего промежутка времени к другому, причем такие изменения в историческое время имеют характер колебаний.

По А. Гумбольту (1831), под климатом понимается совокупность метеорологических явлений, которые определяют физические и биологические процессы, включая деятельность человека.

А.И. Воейков в конце XIX в. определил климат как совокупность явлений и процессов в атмосфере или совокупность типов погоды, характеризующих среднее состояние атмосферы в каком-нибудь месте земной поверхности.

А.Х. Шкляр говорил, что климат – это локальные особенности многолетних метеорологических условий, характерных для данного географического ландшафта.

При изучении климатов прошлого используются сведения о структуре осадочных пород, геоморфологические показатели и материалы об ископаемых флоры и фауны. В основе первого подхода находятся хорошо изученные в настоящее время связи литогенеза с климатическими факторами. Так, в частности, в условиях жаркого и влажного климата происходит интенсивное химическое выветривание горных пород, приводящее к разрушению неустойчивых минералов. При сухом жарком климате химическое выветривание менее интенсивно, в таких условиях большое значение приобретает разрушение горных пород под влиянием ветра и колебаний температуры. Еще менее существенно химическое выветривание в условиях холодного климата, где преобладает физическое выветривание, при котором сохраняются малоустойчивые в химическом отношении минералы.

С климатическими условиями тесно связан процесс углеобразования, поэтому данные об ископаемых смолах могут быть использованы для реконструкции климатов прошлого.

Географические закономерности в атмосферной циркуляции, теплообмене и влагообмене между земной поверхностью и атмосферой на земном шаре – основа климатологии, т.е. глобального климата, а отдельных областей земного шара – локального климата (физико-географическая характеристика местности выступает важнейшим компонентом природного ландшафта).

Факторы климата – климатообразующие процессы (теплооборот, общая циркуляция атмосферы, влагооборот) и географические условия, участвующие в формировании этих процессов на Земле (географическая широта местности, высота над уровнем моря, разделение подстилающей поверхности на суше и море, рельеф местности, снежный и растительный покров, океанические течения и др.), человек также влияет на климат, меняя географические факторы, например подстилающую поверхность, уничтожая леса, осушая болота и др.

Под *теплообменом* понимается поступление и преобразование солнечной радиации в атмосфере и на земной поверхности. Разнообразные процессы и явления, что происходят в атмосфере и создают разные типы погоды, протекают за счет лучистой энергии, которая поступает на Землю от Солнца.

Кроме теплообмена между земной поверхностью и атмосферой происходит непрерывное движение воды, или *влагооборот*, который состоит из процессов испарения воды, переноса водяного пара воздушными массами и ее конденсации в атмосфере, выпадением осадков и стоком. Во влагообороте участвует солнечная энергия. Так, на испарение затрачивается большое количество тепла, которое находится в атмосфере в скрытой форме. В процессе конденсации скрытое тепло парообразования излучается в атмосферу и участвует в формировании теплового режима и климата Земли.

Теплообмен и влагооборот между океанами, континентами и атмосферой происходит за счет *общей циркуляции атмосферы* – системы крупномасштабных воздушных течений на Земле. Основными составляющими общей циркуляции атмосферы являются разные типы воздушных масс, атмосферные фронты, циклоны и антициклоны. В то же время возникновение циркуляционных течений воздушных масс определяется неравномерным распределением атмосферного давления, причиной которого является неравномерное распределение тепла. Это свидетельствует о том, что общая циркуляция атмосферы непосредственно участвует в теплообмене и влагообороте, и все три климатообразующих процесса взаимосвязаны и взаимодействуют согласованно.

Однако взаимодействие климатообразующих процессов осуществляется по-разному: в зависимости от *географических факторов климата*.

Зональность климата и распределение элементов климата зависят от *географической широты*. Например, солнечная радиация на земную поверхность поступает в строгой зависимости от географической широты, которая определяет полуденную высоту солнца и продолжительность солнечного сияния. Зональность лежит в основе распределения температуры воздуха, осадков, испаряемости и других метеорологических элементов.

В горах с высотой наблюдается изменение всего комплекса климатических условий: давление, температура воздуха и амплитуда ее суточного хода – убывают, солнечная радиация и эффективное излучение – возрастают (*высотная географическая зональность*) (рисунок 8.1).

Таким образом, смена климатических поясов в горах обусловлена изменением с высотой радиационного баланса и убыванием температуры воздуха, а также изменением баланса влаги. Поэтому различают два основных типа вертикальной поясности: *океанической* (влажный) и *континентальной* (сухой климат).

Строение высотной поясности при океаническом типе следующее: на равнине – пояс древесной растительности, выше – широколиственные леса, сменяющиеся темнохвойными лесами, далее идет субальпийский пояс кустарниково-стланиковой растительности (рододендроны), чередующийся с лугами, следующий пояс – пояс альпийских низкотравных лугов, пояс многолетнего снега и льда.

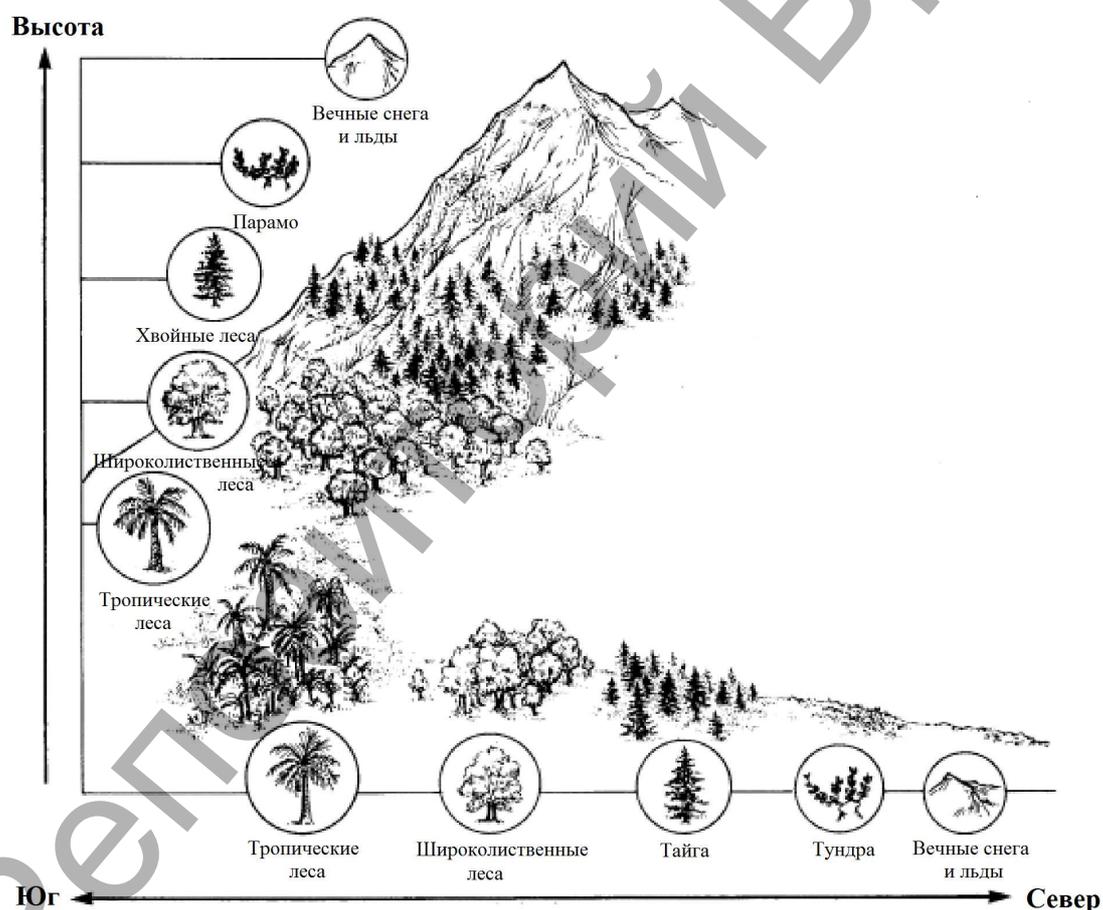


Рисунок 8.1 - Высотная географическая зональность

Континентальный тип высотной поясности имеет следующую зональность: ксерофитная растительность степей, полупустынь и пустынь – лесной пояс – субальпийские луга и нивальная зона (ледники, снег).

Фактором, определяющим деление климата на морской и континентальный типы, является *неравномерное распределение суши и моря*, это вызвано сле-

дующими причинами: различие теплопроводности; солнечная радиация в воду проникает глубже, чем в почву; солнечная радиация, поглощаемая водой, практически вся идет на нагревание воды, незначительная часть – на нагревание воздуха над водой; суша отдает 30-85% тепла в воздух, а вода аккумулирует тепло поглощенной солнечной радиации почти полностью и на продолжительное время; суша отличается значительной шероховатостью, что приводит к уменьшению скорости ветра в отличие от моря.

Не менее важно рассматривать влияние *рельефа* суши на климат. Возвышенные формы рельефа, например горные хребты активизируют циклоническую деятельность, вызывают интенсивный подъем воздуха вдоль склонов, усиливают процессы облакообразования и выпадения осадков на наветренных склонах. Возвышенные формы рельефа нередко являются преградой для воздушных масс, особенно для холодных.

Например, на распределение гроз большое влияние оказывают рельеф местности и особенности подстилающей поверхности. В Беларуси грозы чаще наблюдаются в заболоченных и лесных районах и в наиболее возвышенных районах. Такие факторы, как господствующие ветры, рельеф и неоднородность подстилающей поверхности, также влияют на распределение сильной жары по территории Беларуси. Отмечается устойчивая связь с высотой территории над уровнем моря, чем выше территория, тем реже отмечается сильная жара. Это связано с тем, что на возвышенной территории происходит интенсивное перемешивание воздуха и снижение температуры воздуха.

Океанические течения влияют на температуру воздуха и на атмосферную циркуляцию. Океанические течения устойчивы по направлению, мощности и температуре, поэтому их влияние на атмосферу стабильно и существенно. Морские течения возникают в основном под действием циркуляции атмосферы и имеют важную роль в межширотном переносе тепла и холода. Холодные течения усиливают устойчивость стратификации атмосферы и тем самым ослабляют вертикальную составляющую обмена воздуха и водяных паров. Холодные течения усиливают бездожде, результатом чего является образование пустынь. Теплые течения, в отличие от холодных, способствуют развитию конвекции, а следовательно, увлажнению воздуха в нижних слоях атмосферы до значительных высот. Возникает неустойчивость стратификации, которая усиливается зимой. Нередко это приводит к зимней грозовой деятельности даже в северных районах. К теплым океаническим течениям обычно приурочены зоны повышенного количества осадков, а температура воздуха над ними резко возрастает, т. е. они оказывают отепляющее влияние на прилегающие территории.

Не менее важное влияние на климат оказывают *растительность*, которая усложняет условия тепло- и влагообмена в приземном слое воздуха. Значительная часть солнечной радиации поглощается растениями, и к почве проникает лишь небольшая ее доля. Лесные массивы, как возвышенные участки, способствуют повышению турбулентности. Лес так же как и возвышенности увеличивает шероховатость земной поверхности. Например, в Беларуси в районах, где лесистость превышает 45% территории, число дней с дождями ливневыми, как правило, около 95,1 и более, на западе и северо-западе Беларуси, где лесистость меньше, число таких дней менее 80,3. Температура днем под травянистой и кустарниковой растительностью ниже, чем над оголенным местом, а ночью, за счет увеличения эффективного излучения, под пологом растений температура выше, чем над оголенной поверхностью.

Снежный покров позволяет уменьшить потерю тепла почвой и сглаживает колебания температур, так как снег отражает солнечную радиацию днем и охлаждается путем излучения ночью, к тому же характерны частые инверсии температур, зимой они связаны с радиационным выхолаживанием, весной – с таянием снега. Весеннее таяние снежного покрова обогащает влагой почву, что имеет большое значение для климата теплого времени года, а высокое альbedo снежного покрова приводит к усилению рассеянной радиации, что в свою очередь увеличивает суммарную радиацию и освещенность.

Ледники покрывают примерно 11 % территории суши. Ледяной покров обладает большой отражательной и излучательной способностью, выступает в роли своеобразного «холодильника» для воздуха, понижает температуру воздуха, способствует выпадению влаги в виде изморози и тем самым иссушает воздух. В результате этого в полярных областях образуются климаты, отличающиеся суровостью и сухостью.

Кроме этого, на современный климат значительное влияние оказывает *хозяйственная деятельность человека* – антропогенный фактор. В результате хозяйственной деятельности человека изменяется газовый состав атмосферы, выбрасывается большое количество тепла, пыли, парниковых газов, уничтожаются леса, осушение и орошение, строительство водохранилищ также влияет на изменение климата. В результате антропогенного воздействия на отдельные элементы климатической системы наблюдается процесс глобального потепления климата. Так, за последние 10 лет из-за усиления парникового эффекта атмосферы средняя глобальная температура Земли выросла на 0,6 °C. Сверхзвуковая авиация и космические корабли, ядерные испытания разрушают озоновый слой – защитный щит биосферы. Антропогенные изменения химического состава атмосферного воздуха привели к проблеме кислотных дождей, которые разрушают природ-

ные связи и разрушают устойчивое развитие не только климатических систем, но и природной. Существенное влияние оказывают урбанизированные территории, особенно крупные города. Города влияют на уменьшение скорости ветра и увеличение его порывистости. В крупных промышленных центрах содержание в воздухе ядер конденсации повышенное. Например, в Беларуси число дней с дождями ливневыми в крупных городах выше, чем в прочих городах и других населенных пунктах (92,7 и 80,8 дней соответственно). Это связано с усиленным выносом в городе влажного приземного воздуха в верхние слои и с конденсацией содержащегося в них водяного пара на городских ядрах конденсации.

Классификация климатов

Многообразием отличаются климатические условия на Земле. Это создает необходимость выделения определенных типов климата, создания их классификации и изучения их распространения по земной поверхности.

Классификация климатов дает упорядоченную систему для характеристики типов климата, их районирования и картографирования.

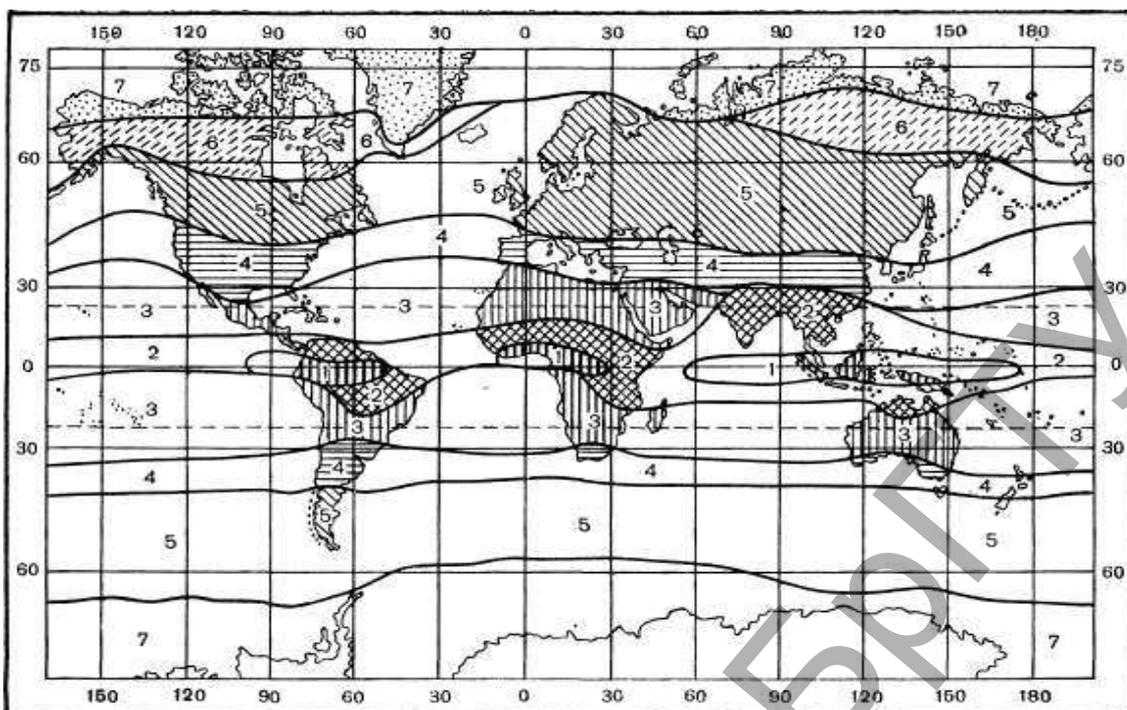
Классификаций климатов несколько. Есть строго научные подробные классификации климатов всего земного шара, есть классификации для отдельных географических районов и даже для отдельных стран.

Классификация климатов Б.П. Алисова

В основе классификации – циркуляция атмосферы. Согласно классификации профессора МГУ Б.П.Алисова, на Земле существует 7 типов климатов в каждом полушарии, составляющих климатические пояса, 4 из них являются основными, а 3 – переходными.

В сетке климатического районирования выделено семь климатических поясов, в которых климатообразование круглый год происходит под преобладающим воздействием воздушных масс только одного типа: экваториального, тропического, умеренного (полярного) и арктического (в Южном полушарии антарктического) воздуха (рисунок 8.2).

Между ними он различает шесть переходных зон, по три в каждом полушарии, характеризующихся сезонной сменой преобладающих воздушных масс. Это две субэкваториальные зоны, или зоны тропических муссонов, в которых летом преобладает экваториальный, а зимой – тропический воздух; две субтропические зоны, в которых летом преобладает тропический, а зимой – умеренный воздух; зоны субарктическая и субантарктическая, в которых летом преобладает умеренный, а зимой – арктический и субантарктический воздух.



1 - экваториальная, 2 - экваториальных муссонов, 3 - тропическая, 4 - субтропическая, 5 - умеренная, 6 - субарктическая, 7 - арктическая (антарктическая)

Рисунок 8.2 - Климатические зоны Земли по Б.П. Алисову

Границы зон проводятся по среднему положению основных климатических фронтов. Принято выделять тропический, два умеренных (полярных), арктический и антарктический фронты. В каждом климатическом поясе выделяются четыре основных типа климата: материковый, океанический, климат западных берегов и климат восточных берегов. Кроме того, в связи с условиями рельефа могут быть выделены горные климаты соответствующей зоны. Различия между материковым и океаническим климатом обусловлены главным образом различиями в свойствах подстилающей поверхности; в первом случае эти свойства создают континентальные воздушные массы, во втором – морские. Различия между климатом западных и восточных берегов континентов связаны в основном с различиями в условиях общей циркуляции атмосферы и отчасти с распределением океанических течений.

Экваториальный климатический пояс располагается к северу от экватора до широты 5-10 °С. Материковый и океанический типы экваториального климата весьма схожи из-за господства однородного экваториального воздуха. Температуры во всем поясе весь год высокие - в пределах 24-28 °С, влажность воздуха большая. В самом сухом месяце года влажность выше 70%, а в устье Амазонки – более 90%, к тому же велико и испарение. Осадки обильны (около 2000-3000 мм), имеют ливневый характер и часто сопровождаются грозами, на наветренных склонах гор осадков может выпадать и до 6000 мм. Значительное количе-

ство осадков обусловлено не только большой абсолютной и относительной влажностью воздуха, но и его влажно-неустойчивой стратификацией. В условиях экваториального климата на суше произрастают влажные вечнозеленые леса.

Субэкваториальный климатический пояс (климат тропических муссонов) – бассейн Индийского, Тихого океанов, Южная Азия, тропическая Африка и Южная Америка. Им свойственна сезонная смена воздушных масс: летний муссон приносит экваториальные воздушные массы (ЭВ), зимний муссон (пассат) – тропические (ТВ). Внутритропическая зона конвергенции вместе с экваториальной депрессией два раза в год перемещается через эти районы, здесь происходит смена зимнего и летнего муссонов, а тропический воздух сменяется экваториальным, годовая амплитуда температур растет с географической широтой, очень неравномерно распределяются осадки. С ростом широты они убывают, особенно в глубине материков, где их количество не превышает 167 мм/год. Однако можно выделить районы, где количество осадков резко возрастает. Так, в Черрапунджи (Индия, 25.3° с.ш. и 91.8° в.д.) отмечены максимальные годовые суммы осадков на земном шаре – 11 020 мм, а на острове Кауаи (Гавайские острова) – 12000 мм.

Материковый муссонный климат. На суше летом жарко (26–27°C) и влажно, как на экваторе, выпадает около 1500 мм осадков, количество которых снижается по мере удаления от экватора до 250–300 мм. В этом же направлении увеличивается продолжительность сухого зимнего сезона от 2–3 месяцев до полугода. Зимой температура около + 18... + 20°C, влажность континентальных тропических воздушных масс (КТВ) низкая, осадков нет. Весной температура воздуха быстро повышается и достигает максимума до 30°C и более в конце сухого сезона, например в Индии – в мае до 34–35°C. Это объясняется комплексом причин: близким к зенитальному положением Солнца и безоблачным небом, что обуславливает обилие солнечной радиации, а также незначительными затратами тепла на испарение, так как после сухой зимы запасы воды в почвогрунтах малы. Поэтому избыток тепла расходуется на нагревание воздуха. Таким образом, выделяется три термических сезона: очень жаркая весна, жаркий летне-осенний период и теплая зима. Такой климат с влажным летом и сухой зимой называется муссонным. Увлажнение – близкое к нормальному и немного меньше единицы. Произрастают переменновлажные редкостойные листопадные леса и саванны (от высокотравных до ксерофитных кустарниковых и опустыненных).

Климат побережий материков в субэкваториальных поясах мало отличается от материкового муссонного. На западных побережьях материков из-за при-

морского положения и холодных течений температуры во все сезоны на $2-3^{\circ}\text{C}$ меньше, чем внутри материков. Количество и режим осадков такие же.

Климат восточных побережий материков отличается от материкового тем, что зимой с океана притекают морские тропические воздушные массы (мТВ) (пассат) из тропических поясов высокого давления, но он устойчиво стратифицирован. Поэтому на низких побережьях осадков почти нет, и лишь на гористых берегах на склонах восточной экспозиции выпадают незначительные осадки, количество которых с высотой гор уменьшается. Условия увлажнения и природно-растительные зоны в целом схожи с внутриматериковыми районами.

Океанический климат характеризуется более ровными температурами ($22-25^{\circ}\text{C}$), влажным летом, сухой зимой. Годовое количество осадков – около 1500 мм. Здесь часто в конце лета – начале осени происходит возникновение тропических циклонов с ветрами ураганной силы и ливнями.

Тропический климатический пояс (пассатный климат) (климат субтропических антициклонов) – Северная и Южная Африка, Аравия, в большей части Австралия (районы, в которых нет смены тропических муссонов).

Материковый тропический климат. Он развит на большей части материков. Там весь год господствуют кТВ. Температура летом $+30... + 35^{\circ}\text{C}$, зимой около $+ 20^{\circ}\text{C}$. Суточная амплитуда температуры воздуха $30-40^{\circ}\text{C}$, а на песчаной поверхности достигает 80°C . Годовая амплитуда температуры воздуха – $10-15^{\circ}\text{C}$, что меньше суточной. Осадков почти нет. Отсутствие осадков зимой связано с опусканием, адиабатическим нагреванием и иссушением воздуха в поясе повышенного давления. Летом осадков нет из-за низкой относительной влажности воздуха и высокого положения уровня конденсации. Лишь близ границ с субтропическими поясами зимой слабо развита циклоническая деятельность и выпадает $100-200$ мм осадков. У границ с субэкваториальными поясами такое же количество осадков выпадает летом из-за проникновения иногда сюда летнего экваториального муссона. Увлажнение ничтожное. Такой климат называют аридным и даже экстрааридным. Величайшие тропические пустыни мира: Сахара, пустыни Аравии (Руб-эль-Хали, Большой и Малый Нефуд), Австралии (Большая Песчаная, Большая пустыня Виктория, Симпсон), полупустыня Калахари (в Африке) располагаются в данном климате.

Климат на западных побережьях материков своеобразный, весь год преобладает мТВ. Он перемещается по восточным перифериям субтропических океанических максимумов со стороны более холодных умеренных широт в сторону экватора над холодными течениями. В связи с этим температуры обычно невысокие – около $+20^{\circ}\text{C}$ летом и $+15^{\circ}\text{C}$ зимой. При движении к низким широтам

там воздух прогревается и удаляется от насыщения. Не способствуют образованию облаков и океанические барические максимумы со слоем инверсии на небольшой высоте из-за эффекта широты – около 1000 м. Инверсию усиливают холодные течения и подъем холодных вод в прибрежной зоне апвеллинга, из-за чего воздух у поверхности океана оказывается холоднее, чем в верхних слоях. Инверсия препятствует развитию конвекции. Однако в мТВ, приносимом сильным дневным бризом на побережье, содержится много водяного пара. Это повышает относительную влажность воздуха здесь до 83–85% и приводит к образованию на побережьях росы и тумана в ночные часы. Увлажнение мало, поэтому здесь простираются береговые пустыни. Для обозначения климата прибрежных пустынь, омываемых холодными течениями, применяют термин «климат гаруа» (исп. garua – плотный морозящий туман).

На *восточных побережьях материков*, вдоль которых протекают теплые течения и над которыми воздух получает много влаги, температуры +25...+28°C летом, около +20°C зимой, довольно много осадков – до 1000 мм, особенно летом. Увлажнение избыточное. В условиях влажного климата тропического пояса произрастают вечнозеленые тропические леса.

Океанический климат тропического пояса формируется в областях высокого давления со слоем инверсии и устойчивыми ветрами. Наблюдается пространственная неоднородность климатических условий, проявляющаяся в режиме всех элементов. На востоке океанов над холодными течениями температуры воздуха 15-20°C, осадков мало; на западе океанов из-за теплых течений температуры +20...+25°C, осадков становится 500–1000 мм. Характерны тропические ураганы. Океанический климат по режиму осадков напоминает средиземноморский – лето относительно сухое, зима влажная с фронтальными осадками. Температура летом около 20°C, зимой 15°C.

Субтропический климатический пояс располагается в районах от 25° до 40° северной и южной широты. Климат формируется под влиянием сезонной смены воздушных масс: ТВ (тропические воздушные массы) – летом, которые формируются в самом поясе под влиянием большой инсоляции, и УВ (умеренные воздушные массы) – зимой, приходящие из умеренных широт.

Материковый субтропический климат – аридный, с жарким (около +30°C) сухим летом и прохладной (0... +5°C), относительно влажной (200–250 мм) зимой, с неустойчивой фронтальной погодой. Увлажнение недостаточное, поэтому преобладают природные зоны пустынь, полупустынь, сухих степей. В Евразии сформировался в центре континента, вдали от океанов, особенно в котловинах. В Северной Америке – на плато Колорадо и на юге нагорья Большой бассейн в результате их орографической изоляции от морского влияния.

Климат западных побережий материков называется *средиземноморским*, так как он наиболее типичен для побережья Средиземного моря (Южная Европа, Передняя Азия, Северная Африка). Для него характерны сравнительно жаркое (более $+20^{\circ}\text{C}$) сухое лето с антициклональным режимом погоды, мягкая (около $+10^{\circ}\text{C}$) влажная (500–700 мм) зима с фронтальными осадками и неустойчивой погодой. Растительность – сухолюбивые вечнозеленые жестколистные леса и кустарники. В настоящее время преобладают виноградники, плантации цитрусовых и других субтропических культур.

Климат восточных побережий материков – муссонный, лучше всего выражен в Евразии. Летом преобладает устойчивый муссон с океана (мТВ), жарко ($+25^{\circ}\text{C}$), влажно. В конце лета – начале осени часты тайфуны с моря с порывистым ветром и обильными осадками. Зима сравнительно прохладная (в среднем $0...+5^{\circ}\text{C}$, но местами ниже 0°C) и относительно сухая, так как муссон с суши из сезонных барических максимумов, в частности из Азиатского, приносит кУВ. Но близ побережий и на островах и зимой выпадают фронтальные осадки. Общее количество осадков около 1000 мм. Увлажнение достаточное. Растительность – переменнo-влажные листопадные широколиственные и смешанные леса. Высока степень сельскохозяйственного освоения.

Умеренный климатический пояс. В этих поясах в течение года господствуют умеренные воздушные массы (УВ), но возможны вторжения как ТВ (особенно летом), так и арктических воздушных масс АВ (летом и зимой). В этих поясах своеобразен радиационный баланс: летом он положительный благодаря довольно большой высоте Солнца и значительной продолжительности дня, зимой отрицательный из-за малой высоты Солнца, короткого светового дня, большой отражательной способности снега. Характерная особенность поясов – интенсивная циклоническая деятельность на фронтах как между ТВ и УВ, УВ и АВ, так и между мУВ и кУВ. С ней связана неустойчивость погодных условий, особенно зимой.

Континентальный (материковый) климат – умеренно континентальный и резко континентальный; выражен лишь в Северном полушарии – в Евразии и Северной Америке. Господствует кУВ, с запада нередко вторжения мУВ. В среднем температура самого теплого летнего месяца июля изменяется от $+12^{\circ}\text{C}$ на севере до $+25+28^{\circ}\text{C}$ на юге, самого холодного – января – от -5°C на западе до $-25...-30^{\circ}\text{C}$ в центре материков, а в Якутии даже ниже -40°C . Низкая зимняя температура почвы и воздуха и незначительное количество снега в Восточной Сибири поддерживают существование многолетней мерзлоты. Годовое количество осадков уменьшается с запада на восток от 700–600 мм до 300 мм и даже

до 200–100 мм в Средней и Центральной Азии. В Северной Америке осадки убывают с востока на запад. Летом осадков выпадает больше, чем зимой, причем разница эта существеннее в центре материков, особенно в Восточной Сибири, за счет весьма сухой антициклональной зимы. Преобладают осадки фронтального происхождения: летом они выпадают из местного кУВ, зимой – из приходящего более теплого мУВ. Летом выпадают еще и конвективные, а перед горами (например, перед Тянь-Шанем, Алтаем) – орографические осадки. Вследствие большой протяженности пояса с севера на юг в нем нередко выделяют северную бореальную часть с прохладным летом и относительно суровой зимой (совпадает с тайгой) и южную суббореальную часть с теплым летом и относительно мягкой зимой. По степени континентальности климата, выражающейся, прежде всего, годовой амплитудой температуры, выделяют его разновидности: от умеренно континентального до резко континентального. Увлажнение изменяется от избыточного на севере до резко недостаточного на юге. Поэтому здесь богатый спектр природно-растительных зон: тайга, смешанные и широколиственные леса, лесостепи, степи, полупустыни, пустыни.

Климат западных побережий материков формируется под влиянием мУВ, образующегося над теплыми течениями и приносимого господствующими западными ветрами. Поэтому его называют морским климатом. Для него характерны нежаркое лето ($+10^{\circ}\text{C}$ на севере, $+17^{\circ}\text{C}$ на юге), мягкая зима с температурами от 0 до $+5^{\circ}\text{C}$. Зимой на севере нередки понижения температуры до отрицательных значений, снегопады. Осадков много – 800–1000 мм, перед горами до 1500 мм (юго-запад Скандинавии) и даже 3000 мм (западные склоны Кордильер и Анд). Преобладающие осадки – фронтальные и орографические. Увлажнение избыточное. Произрастают хвойные и широколиственные леса.

Климат восточных побережий Азии – муссонный. Здесь наблюдается сезонная смена воздушных масс: летом теплый и влажный мУВ, зимой очень холодный и сухой кУВ из Азиатского максимума. Соответственно температура около $+20^{\circ}\text{C}$ летом и $-10\ldots -20^{\circ}\text{C}$ зимой. Количество летних осадков в 10–20 раз больше зимних, а общее их количество варьирует от 500 до 1000 мм в зависимости от орографии: осадков больше на восточных склонах гор. Увлажнение избыточное, произрастают смешанные и хвойные леса. Подобный климат лучше всего выражен в Приморском крае России и Северо-Восточном Китае. В Северной Америке циркуляция воздушных масс муссонная, но климат равномерно влажный.

Океанический климат выражен на севере Атлантики и Тихого океана и в Южном полушарии. Летом температуры около $+12...+15^{\circ}\text{C}$, зимой $+5...+8^{\circ}\text{C}$. Осадки выпадают в течение всего года, их годовое количество составляет около 1000 мм. В Южном полушарии в умеренном поясе почти безраздельно господствует океанический климат с нежарким летом, мягкой зимой, обильными фронтальными осадками, западными ветрами, неустойчивой погодой («ревущие» сороковые широты). Температуры здесь ниже, чем в Северном полушарии.

Субарктический и субантарктический климатические пояса. Им свойственна сезонная смена воздушных масс: летом здесь распространен УВ, зимой – АВ.

Континентальный, в том числе резко континентальный климат наблюдается лишь в Северном полушарии на севере Евразии и Северной Америки. Циркуляция воздуха муссонная. Летом с Северного Ледовитого океана приходит АВ, который в условиях полярного дня трансформируется в кУВ. Зимой из барических Азиатского и Канадского максимумов южные ветры приносят очень холодный кУВ, который в условиях полярной ночи еще более охлаждается и приобретает свойства кАВ. Лето короткое, прохладное, с температурами менее $+10...+12^{\circ}\text{C}$ и сырое. Зима суровая ($-40...-50^{\circ}\text{C}$), продолжительная, малоснежная. В этом поясе – в Якутии в межгорной котловине – расположен полюс холода Северного полушария – пос. Оймякон, где была зафиксирована зимняя температура -71°C . Для пояса характерны большие годовые амплитуды температуры – до $60-70^{\circ}\text{C}$. Осадков – 200–100 мм, фронтальные – на арктическом (антарктическом) фронте. Широко распространены многолетняя мерзлота, избыточное увлажнение, большая заболоченность. Из зон типичны тундра и лесотундра.

Морской (океанический) климат встречается на севере Европы, в прибрежных морях Северного Ледовитого океана (Баренцево, Гренландское моря), вокруг Антарктиды. Характерны прохладное лето ($+3...+5^{\circ}\text{C}$), плавучие морские и материковые льды, относительно мягкая ($-10...-15^{\circ}\text{C}$) зима. Осадки – до 500 мм, постоянны туманы. По побережьям северных материков и на островах простирается тундра. В Южном полушарии на островах вокруг Антарктиды – луга со скудной травянистой растительностью.

Арктический и антарктический климатические пояса - в Антарктиде, в Гренландии, на островах Канадского архипелага. Преобладает континентальный климат. Весь год отрицательные температуры. Среднемесячная температура в *Арктическом бассейне* изменяется от -40°C зимой до 0°C летом. Климат *Антарктиды* является самым суровым на земном шаре, причины этого: снежная поверхность материка; большая высота его над уровнем моря (средние высоты – около 2 000 м, в центральной части – 3 500 м); преобладание антицикло-

нического режима циркуляции. В Антарктиде на внутриконтинентальной станции «Восток» на высоте более 3 км зарегистрирован абсолютный минимум температуры $-89,2^{\circ}\text{C}$. Наиболее теплой является Атлантико-Европейская область Арктики, где средняя температура июля составляет $+5^{\circ}\text{C}$, января -16°C . Осадки – менее 100 мм. Типичны ледяные пустыни. Океанический климат наблюдается в основном в Арктике. Температуры здесь отрицательные, но во время полярного дня могут достигать $+2^{\circ}\text{C}$. Осадки – 100–150 мм, но при проникновении туда циклонов их становится больше. Для островов характерна тундра с разреженным мохово-лишайниковым покровом.

Восточная Антарктида холоднее Западной почти на 30°C , это связано с высотой местности, а запад приходят циклоны, приносящие на материк теплый морской воздух. На западе выпадает 600-700 мм в год, на востоке – 400-500 мм в год.

В Антарктиде на побережье умеренно влажный и сравнительно мягкий климат, температуры летом поднимаются выше 0°C , преобладают сильные стоковые ветры с высокого плато материка, скорость ветра может достигать до 15-20 м/с благодаря тому, что на стоковые ветры накладываются ветры в циклонах.

Классификация климатов В.П. Кеппена (К.К.К.)

Классификация климатов, основанная на учете режима температуры и осадков. Кеппен выделял 5 типов климатических зон:

А – влажная тропическая зона без зимы (температура не ниже 18°C в течение всего года);

В – две сухие зоны, по одной в каждом полушарии;

С – две умеренно теплые зоны без регулярного снежного покрова (температура самого холодного месяца ниже 18°C , но выше -3°C);

Д – две зоны бореального климата на материках с резко выраженными границами зимой и летом (температура самого холодного месяца ниже -3°C);

Е – две полярные области снежного климата (температура самого теплого месяца ниже 10°C).

Границы между зонами проводятся по определенным изотермам самого холодного и самого теплого месяцев и по соотношению средней годовой температуры и годового количества осадков при учете годового хода осадков. Внутри зон типов А, С и D различаются климаты с сухой зимой (w), сухим летом (s) и равномерно влажные (f). Сухие климаты по соотношению осадков и температуры делятся на климаты степей (BS) и климаты пустынь (BW), полярные климаты – на климат тундры (ET) и климат вечного (постоянного) мороза (EF) (рисунок 8.3).

11 основных типов климата по Кеппену: Af – климат тропических лесов, Aw – климат саванн, BS – климат степей, BW – климат пустынь, Cw – климат умеренно

теплый с сухой зимой, Cs – климат умеренно теплый с сухим летом (средиземноморский), Cf – климат умеренно теплый с равномерным увлажнением, Dw – климат умеренно холодный с сухой зимой, Df – климат умеренно холодный с равномерным увлажнением, ET – климат тундры, EF – климат вечного мороза.

Для дальнейшей детализации вводятся 23 дополнительных признака и соответствующие индексы (a, b, c, d и т. д.), основанные на деталях в режиме температуры и осадков. Многие типы климатов по К. К. К. известны под названиями, связанными с характерной для данного типа растительностью.

Дополнительные буквы: третья для самого жаркого, четвёртая для самого холодного месяца в году

i – сильнейшая жара: 35 °C и выше	k – прохладно: 0 – 10 °C
h – очень жарко: 28 – 35 °C	o – холодно: –10 – 0 °C
a – жарко: 23 – 28 °C	c – очень холодно: –25 – –10 °C
b – тепло: 18 – 23 °C	d – мучительно холодно: –40 – –25 °C
l – средне: 10 – 18 °C	e – вечная мерзлота: –40 °C и ниже

Пример:

Dfbo (Москва, Россия) – умеренно-холодный (континентальный) с температурой июля 18–23 °C, а января: –10–0 °C,

BWhl (Асуан, Египет) – пустынный климат с температурой июля 28–35 °C, а января: 10–18 °C,

Cshk (Анталья, Турция) – средиземноморский климат с температурой июля 28–35 °C, а января: 0–10 °C.

Таким образом, В.Кеппен выделил 8 климатических поясов.

Пояс влажного тропического леса расположен по обе стороны от экватора. Средняя температура воздуха (t) самого холодного месяца не ниже 18 °C, годовая сумма осадков (r) не меньше 750 мм.

Два пояса сухого климата, расположенных по обе стороны от тропического пояса. Годовая сумма осадков мала, а испаряемость (E0) при высоких температурах – велика. В этом поясе выделяются два типа климата: *климат степей* и *климат пустынь*.

Два пояса с умеренно теплым климатом, где зимы часто проходят без регулярного снежного покрова. Со стороны экватора каждый из этих поясов ограничен изотермой 18 °C самого теплого месяца, а со стороны полюса – изотермой –3 °C самого холодного месяца. В эти пояса попадают, например, страны Западной Европы (кроме Скандинавии), Средиземноморье, восточный Китай, юго-восточные штаты США. В этом поясе выделяют три типа климата: *умеренно теплый с сухой зимой*, *умеренно теплый с сухим летом*, *умеренно теплый с равномерным увлажнением*.

В Северном полушарии выше (по широте) расположен пояс умеренно холодного климата с устойчивым снежным покровом зимой. Его границей на юге является изотерма $-3\text{ }^{\circ}\text{C}$ самого холодного месяца, а на севере – изотерма $+10\text{ }^{\circ}\text{C}$ самого теплого месяца. Это *климат лесной зоны*.

Две области полярного климата, ограниченных изотермой $+10\text{ }^{\circ}\text{C}$ самого теплого месяца. Выделено также два типа климата: *климат тундры*, который хорошо выражен в северном полушарии и почти отсутствует в Южном (встречается только на о. Огненная земля и на о. Земля Грейама); *климат постоянного мороза* – Арктический бассейн и почти вся Антарктида. К этому поясу Кеппен относит и *климат высокогорных районов*.

Классификация М.И. Будыко и А.А. Григорьева

Классификация климата основана на характеристиках теплового баланса деятельной поверхности.

Ранее такой подход не реализовался из-за отсутствия информации. М.И. Будыко разработал методы косвенного определения радиационного баланса по температуре, влажности, облачности и широте места, которые для средних условий давали результаты, сравнимые по точности с наблюдаемыми значениями радиационных характеристик. Далее им же и его сотрудниками (Т.Г. Берлянд, Н.А. Ефимовой, Л.И. Зубенок и др.) были развиты и методы определения различных составляющих теплового баланса. Все это вместе с быстрым прогрессом наблюдений в данной области (в том числе и спутниковых) позволило разработать совсем новые разделы климатологии, а также и классификацию ландшафтных зон в связи с радиационным балансом и степенью увлажнения (1956).

М.И. Будыко и А.А. Григорьев в основу классификации климатов положили соотношение тепла и влаги, определяемое величиной отношения годового радиационного баланса подстилающей поверхности (R) к количеству тепла (Lr), необходимого для испарения годовой суммы осадков. Этот показатель увлажнения называют радиационным индексом сухости K :

$$K = \frac{R}{L \cdot r}, \quad (8.1)$$

где R – радиационный баланс подстилающей поверхности, L – удельная теплота испарения (скрытая теплота испарения) (для воды при 0°C - $L=2,495$ МДж/кг, при 100°C – $2,26$ МДж/кг, для льда при 0°C – $2,8$ МДж/кг), $L=2495-2,33467T$ (в кДж/кг), r – годовая сумма осадков.

Данное отношение показывает степень достаточности приходящего к поверхности тепла для того, чтобы испарить выпавшие на поверхность осадки. Индекс меньше единицы описывает избыточное увлажнение, если больше, то имеют место засушливые условия. В зависимости от годового значения радиационного баланса и индекса сухости была проведена классификация природных зон (таблица 8.1, 8.2).

Таблица 8.1 - Географическая зональность по М.И. Будыко и А.А. Григорьеву

Тепловая энергетическая база – годовой радиационный баланс R, МДж/м ²	Условия увлажнения – радиационный индекс сухости К				
	Крайне избыточное увлажнение К<0	Избыточное увлажнение			
		0–0,2	0,2–0,4	0,4–0,6	0,6–0,8
R<0 (высокие широты)	I Вечный снег	–	–	–	–
0–2000 (южно-арктические и средний широты)		IIa Арктическая пустыня	II б Тундра (на Юге с островами редколесий)	IIв Северная и средняя тайга	IIг Южная тайга и смешанные леса
2000–3000 (субтропические широты)	–		VIa Районы субтропической гемигелии со значительным количеством болот	VIв Дождевые субтропические леса	
>3000 (тропические широты)	–		Ха Районы преобладания экваториальных лесных болот	Хб Сильнозаболоченный экваториальный лес	Хв Среднезаболоченный экваториальный лес

Таблица 8.2 - Географическая зональность по М.И. Будыко и А.А. Григорьеву

Тепловая энергетическая база – годовой радиационный баланс, МДж/м ²	Условия увлажнения – радиационный индекс сухости К			
	Оптимальное увлажнение	Умеренно-недостаточное увлажнение	Недостаточное увлажнение	Крайне недостаточное увлажнение
	0,8–1	1–2	2–3	>3
R<0 (высокие широты)	–	–	–	–
0–2000 (южно-арктические и средние широты)	IIд Лиственный лес и лесостепь	III Степь	IV Полупустыня умеренных широт	V Пустыня умеренных широт
2000–3000 (субтропические широты)	VIa Жестколиственные субтропические леса и кустарники	VIIб Субтропическая степь	VIII Субтропическая полупустыня	IX Субтропическая пустыня
>3000 (тропические широты)	Xг Экваториальный лес, переходящий в светлые тропические леса и лесистые саванны	XI Сухая саванна	XII Тропическая полупустыня	XIII Пустыня тропическая

Изменение климата

Климат – многолетний режим погоды, соответствует многообразию метеорологических явлений на Земле. *Климат* (физика атмосферы) – это статический режим атмосферных условий (условий погоды), характерный для каждого данного места Земли в силу его географического положения.

Согласно С.П. Хромову, климат – совокупность атмосферных условий, присущих данной местности в зависимости от ее географической обстановки. Таким образом, можно говорить об осредненной характеристике метеорологических элементов за определенной срок.

В 1935 г. на метеорологическом конгрессе в Варшаве было предписано в качестве климатических величин принимать осредненные за предшествующее тридцатилетие. Таким образом, в 1935 г. в качестве стандартного климата были приняты средние значения среднемесячных или среднегодовых температур или количества осадков за 1901-1930 гг. Сейчас таковыми считаются 1971-2000 гг. Если можно сравнить те и другие величины, допустим, среднегодовую температуру Бреста, которая за последний тридцатилетний период составляет 7,8°C, а до 1990-х - 7,3°C, то можно говорить о том, что климат Бреста изменился.

На протяжении геологической истории Земли (около 4,5 млрд лет) климат изменялся неоднократно. Наблюдались влажные и сухие, теплые и холодные периоды в развитии Земли. Показателями этих изменений являются ископаемые флора и фауна, процессы выветривания, в особенности осадочных отложений и т.д.

Реконструкцию палеоклиматических особенностей устанавливают по месту, геологическому возрасту и следам оледенений. За последний миллиард лет теплые периоды прерывались оледенениями примерно 925, 800, 680, 450, 330 и 2 млн. лет назад. Особенности существующих современных центров оледенений, например, архей в Канаде и Скандинавии, протерозоя – в Гренландии, палеозоя – в Африке, Индии, четвертичного периода – Евразия, Америка, позволяют восстановить климат прошлого.

Причины изменения климата разнообразны, выделяются как естественные (природные), так и антропогенные (техногенные). Например, с тектоническими процессам связаны поднятия и опускания земной коры, которые вызывают увеличение или уменьшение площади суши и океана. Общая циркуляция атмосферы зависит от особенностей подстилающей поверхности (горы, океан и т.д.), а соотношение площадей суши и океанов обуславливает деление климата на морской и континентальный. Одной из причин изменения климата в сторону потепления является повышение содержания в атмосфере парниковых газов, многие ученые это связывают с техногенным влиянием.

В последние десятилетия случаи прохождения опасных метеорологических явлений стали регистрироваться чаще, особенно с 1960 и 2000 гг. существенно участились случаи бедствий, а также возросли масштабы и их интенсивность. Генеральная Ассамблея ООН объявила вторую среду октября Международным днем по уменьшению опасности стихийных бедствий. 21 декабря 2009 года Генеральная Ассамблея в своей резолюции 64/200 постановила провозгласить 13 октября датой празднования Дня и поменяла название на Международный день уменьшения опасности бедствий. Цель Дня заключается в повышении уровня осведомленности о том, как люди принимают меры для снижения риска бедствий.

Всемирная Метеорологическая Организация (ВМО) осуществляет координацию деятельности национальных метеорологических и гидрологических служб в 188 странах-членах. Созданы международные программы, объединяющие ученых для создания научных основ решения проблем окружающей среды. Центральной работой является Конвенция по климату — РКИК ООН, а также организации, проекты и «климатические» программы Всемирной метеорологической организации, выполняемые совместно с другими международными организациями (ЮНЕП, ЮНЕСКО, МСНС и др.). Одной из таких программ международного сотрудничества является Всемирная программа исследования климата (ВПИК), направленная на расшифровку физических процессов, определяющих глобальный климат и его изменения. Большинство программ затрагивают только отдельные компоненты географической оболочки – атмосферу, гидросферу, литосферу, биосферу. И лишь недавно начался переход к более комплексным программам, рассматривающим систему «природа – общество». Так появилась, например, Международная программа «Десятилетие смягчения стихийных бедствий», концентрирующая внимание ученых на быстро протекающих природных и антропогенных процессах. В Беларуси разработана государственная программа мер по смягчению последствий изменения климата на 2013–2020 годы (Постановление Совета Министров Республики Беларусь от 21.06.2013 № 510 «Об утверждении Государственной программы мер по смягчению последствий изменения климата на 2013–2020 годы»). Целями Государственной программы являются выполнение международных обязательств Республики Беларусь по Рамочной конвенции и Киотскому протоколу, проведение мероприятий, направленных на смягчение последствий изменения климата, для обеспечения устойчивого развития экономики страны, сокращение выбросов парниковых газов в целях уменьшения темпов и величины изменения климата.

Практическая работа № 8.1

Тема: Климат

Цель: формирование знаний о климате, климатообразующих процессах и факторах; умений читать географическую карту.

Задания для самостоятельной работы

1. На контурную карту мира нанести климатические пояса и области по Б.П. Алисову:

- подпишите на карте названия климатических поясов, укажите основные климатические характеристики (температура, осадки),
- в каждом климатическом поясе укажите преобладающий тип воздушных масс (ЭВМ, ТВМ, УВМ (мУВМ, кУВМ), АВМ).

2. Построить профиль по заданному маршруту, выявить особенности. На профиль нанести:

- рельеф,
- средние температуры января и июля,
- среднее годовое количество осадков,
- растительность,
- климатические пояса и области.

Профиль строится по заданному маршруту, который определяется преподавателем. Профиль вычерчивается карандашом на миллиметровой бумаге. Горизонтальный масштаб обычно берется такой же, как на карте, либо, при необходимости, увеличивается или уменьшается. При подборе вертикального масштаба принимается во внимание амплитуда колебаний относительных высот по линии профиля. Должна учитываться разница между максимальной абсолютной высотой рельефа на линии профиля и абсолютной высотой самого низко расположенного горизонта. Вертикальный масштаб должен быть крупнее горизонтального. После этого на миллиметровке проводят оси абсцисс и ординат. На оси абсцисс делаются сантиметровые отметки, снизу от которых подписывают расстояние в принятом горизонтальном масштабе, в конце оси подписывают. Кроме горизонталей, на основу профиля переносится положение рек и др. На оси ординат делают сантиметровые отметки, слева от которых подписывают абсолютные высоты в принятом вертикальном масштабе, в верхней части оси делается надпись, которая указывает на единицу высоты: h_m . После этого строится гипсометрический профиль (точки соединяются плавной линией).

На построенном гипсометрическом профиле справа откладываем в масштабе: средние годовые температуры января и июля, среднее годовое количество осадков. Выше отмечаем границы климатических поясов и областей.

3. Дать характеристику климата по В.П. Кеппину следующих городов:

Брест ($52^{\circ}08'00''$ с. ш. $23^{\circ}40'00''$ в. д.),

Вашингтон ($40^{\circ}10'30''$ с.ш. $80^{\circ}15'02''$ з.д.),

Кейптаун (ЮАР) ($33^{\circ}55'00''$ ю.ш. $18^{\circ}29'00''$ в.д.),

Мельбурн ($37^{\circ}49'14''$ ю.ш. $144^{\circ}57'41''$ в.д.).

Репозиторий БРГУ

Практическая работа № 8.2**Тема: Климатические пояса и области Земли**

Цель: формирование знаний о климатических поясах и областях Земли; умений читать географическую карту.

Задания для самостоятельной работы

1. По климатическим картам составить краткую характеристику климатических поясов и типов климата по Б.П. Алисову в форме таблицы (таблица 8.3). Для каждого из показателей указать интервалы его изменения в разных частях характеризуемого пояса

Таблица 8.3 – Климатические пояса и области (по Б.П. Алисову)

Климатический пояс и зона	Тип климата	Географическое положение	Климатические показатели									
			Радиационный баланс	Температурный режим		Среднее годовое количество осадков	Испаряемость, мм	Степень увлажнения (коэффициент увлажнения или средняя годовая разность осадков и испаряемости)	Влажность воздуха, осадки	Типы воздушных масс (зима/лето), ветер		
				января	июля						Сумма активных температур	

2. По повторяемости различных воздушных масс определить климатические области, которые они характеризуют (таблица 8.4).

Таблица 8.4 – Повторяемость типов воздушных масс в различных климатических областях России, %

Климатическая область	Типы воздушных масс					
	кВУШ	мВУШ	кАВ	мАВ	кТВ	мТВ
I	49,6	0,2	49,4	0,6	0,4	0
II	54,6	21,5	7,8	11,2	4,3	0,6
III	42,4	13,6	23,3	19,1	1,7	0
IV	47,2	28,4	20,5	0,1	0,7	3,1
V	51,8	3,7	34,1	6,9	3,4	0,1

ТЕМА 9. КЛИМАТ БЕЛАРУСИ

Республика относится к зоне с достаточным увлажнением, где в среднем за год выпадает 600–700 мм осадков. Наибольшее количество осадков регистрируется на Новогрудской возвышенности – 769 мм/год. В отдельные годы отклонение от нормы составляет 100–200 мм/год. Абсолютный максимум осадков отмечен на метеорологической станции Василевичи (1115 мм), абсолютный минимум – в г. Брагин (298 мм). Около 70% годовой суммы осадков приходится на теплый период (апрель–октябрь), когда выпадают дожди ливневые. В годовом ходе максимум осадков наблюдается в июле (75–95 мм), а минимум – в феврале (30–40 мм). Абсолютный максимум зарегистрирован в августе (329 мм, Пружаны). Количество дней с осадками изменяется в сторону уменьшения с северо-запада на юго-восток от 193–195 до 145. В холодный период осадки выпадают как в жидком, так и в твердом виде. Снежный покров на территории республики лежит от 75 дней на юго-востоке до 125 дней на северо-востоке. В октябре–ноябре выпадает снег, и к декабрю устанавливается устойчивый снежный покров, который начинает разрушаться в начале марта на юго-западе, а в конце марта на северо-востоке. Высота снежного покрова колеблется от 15 см на юго-западе республики до 30 см на северо-востоке.

Годовые значения суммарной радиации на территории республики составляют 3500 МДж/м² на севере и 4100 МДж/м² на юге. Годовые суммы рассеянной радиации изменяются от 1900 МДж/м² на севере до 2100 МДж/м² на юге.

Одним из факторов, который влияет на поступление солнечной радиации, является облачность. Она определяет продолжительность солнечного сияния, средняя годовая продолжительность которого изменяется от 1750 ч на севере до 1870 ч на юге. Максимум продолжительности солнечного сияния наблюдается в июне (265–290 ч), минимум – в декабре (25–30 ч). На теплое полугодие приходится около 80% годовой продолжительности солнечного сияния (максимум в июне – 265–290 ч, а минимум в декабре – 25–30 ч).

Радиационный баланс на всей территории республики положительный. В среднем за год он составляет 1500–1800 МДж/м², постепенно увеличиваясь с северо-востока на юго-запад.

Юго-западные (45–50%) и западные ветры в республике преобладают в зимний период, повторяемость юго-восточных ветров, связанных с юго-западной периферией сибирского антициклона или малоподвижными антициклонами Восточной Европы, составляет 15–20%. В летний период преобладают западные ветры (северо-западные, западные, юго-западные) (50%), а повторяемость восточных, северо- и юго-восточных – 30%. Весной и осенью дуют ветры всех направлений, однако весной более выражены юго-восточные направления, а осенью – юго-западные.

Средняя многолетняя скорость ветра на территории республики варьирует от 3,0–3,5 м/с на низменностях и в долинах рек до 3,5–4,0 м/с на равнинах и возвышенностях. В последние два–три десятилетия скорость ветра уменьшилась на 10–15%, а на отдельных станциях и несколько более. С начала 1970-х годов произошло значительное уменьшение скорости ветра, эта тенденция сохраняется и в настоящее время. В 1940–1970 гг. средняя скорость ветра составляла 3,6 м/с, а в период 1991–2001 гг. – 2,9 м/с.

Тепловой режим республики характеризуется положительными среднегодовыми температурами, которые постепенно повышаются с северо-востока на юго-запад. Среднегодовая температура составляет 5,8 °С. Средние годовые температуры изменяются от 4,5 °С в Витебской области до 7 °С в Брестской области. Июль самый теплый, а январь самый холодный месяц в Беларуси. Средние месячные температуры колеблются в июле от 17,5 °С на севере до 18,5 °С на юге, в январе – от –4,5 °С на юго-западе до –8,0 °С на северо-востоке. Абсолютные максимальные температуры постепенно увеличиваются от +35 °С в Витебске до +38 °С в Гомеле. Абсолютные минимальные температуры изменяются от –41 °С в Витебске до –35 °С в Гомеле.

Для климата Беларуси свойственны такие особенности погоды, как: неустойчивый характер весной и осенью, зима мягкая с продолжительными оттепелями, лето часто дождливое, иногда формируется нехватка влаги в начале лета. В последние два–три десятилетия увеличилось число поздних весенних и ранних осенних заморозков.

По температурным ресурсам и степени увлажнения на территории Беларуси выделяют три климатические области: северную – умеренно теплую, влажную; центральную – теплую, умеренно влажную; южную – теплую, неустойчиво влажную. В последние годы выделяют четвертую климатическую зону на юге страны, а северная климатическая зона в настоящее время занимает существенно меньшую территорию.

В Беларуси, начиная с 1988 г., наблюдается рост среднегодовой температуры воздуха. Самым теплым считается 1989 г., затем идет 2000 и 2007 гг. Значительный рост температуры, особенно в холодный период года (октябрь–март), отмечается начиная с 1988 года. В 1988 г. средняя годовая температура воздуха была выше средних многолетних температур на 0,3–0,9 °С. Средняя годовая температура воздуха в 1989 г. составляла от 7 °С тепла на крайнем востоке до 9–9,5 °С – на крайнем юго-западе Беларуси, что на 2–2,5 °С теплее обычного, а для северо-востока Витебской области – почти на 3 °С выше средних многолетних температур. В 2000 г. по республике средняя годовая температура воздуха составила +7,7 °С. Наибольшая аномалия характерна для холодного периода года. В 2007 г. средняя годовая температура воздуха составила +7,8 °С, что на 2,0 °С выше климатической нормы.

Практическая работа № 9.1**Тема: Климат Беларуси**

Цель: формирование знаний о климате Республики Беларусь; определение хода основных климатических элементов на территории республики.

Задания для самостоятельной работы

1. Построить и проанализировать графики годового хода основных климатических элементов для двух метеостанций, которые размещены в разных агроклиматических районах Беларуси.

Используя данные:

- | | | | |
|----|-------------------------|----|------------------------|
| 1 | Брест – Витебск | 16 | Шарковщина – Чечерск |
| 2 | Брест – Езерище | 17 | Витебск – Пинск |
| 3 | Езерище – Гомель | 18 | Лынтупы – Брест |
| 4 | Верхнедвинск – Лельчицы | 19 | Горки – Витебск |
| 5 | Орша – Высокое | 20 | Костюковичи – Брагин |
| 6 | Пинск – Орша | 21 | Пружаны – Верхнедвинск |
| 7 | Лынтупы – Лельчицы | 22 | Орша – Брагин |
| 8 | Лида – Чечерск | 23 | Гродно – Брагин |
| 9 | Гродно – Костюковичи | 24 | Высокое – Витебск |
| 10 | Волковыск – Горки | 25 | Езерище – Костюковичи |
| 11 | Брест – Гродно | 26 | Брест – Орша |
| 12 | Брест – Гомель | 27 | Гродно – Чечерск |
| 13 | Высокое – Костюковичи | 28 | Лида – Верхнедвинск |
| 14 | Верхнедвинск – Брагин | 29 | Высокое – Чечерск |
| 15 | Езерище – Пружаны | 30 | Пинск – Костюковичи |

2. На основе климатических карт и таблиц 9.1–9.3 построить климатический профиль между определенными пунктами по следующим показателям:

- среднее годовое количество осадков за теплый и холодный месяцы (мм),
- среднее годовое количество осадков,
- протяженность безморозного периода,
- количество дней со снежным покровом.

Проанализировать профиль.

Таблица 9.1 – Среднемесячная температура воздуха, градусы

Станция	Месяцы											
	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII
Верхнедвинск	-7,2	-6,9	-2,8	4,8	12,0	15,6	17,5	16,1	11,2	5,5	0	-4,6
Езерище	-8,4	-7,8	-3,7	4,3	11,8	15,2	17,4	15,6	10,5	4,8	-0,8	-5,7
Шарковщина	-7,0	-6,5	-2,6	4,7	12,3	15,7	17,8	16,3	11,5	5,7	0,3	-4,4
Витебск	-7,8	-7,3	-2,9	5,0	12,6	16,0	18,0	16,3	11,2	5,2	-0,4	-5,2
Лынтупы	-6,7	-6,4	-2,4	4,7	11,9	15,2	17,2	15,7	11,1	5,6	0,1	-4,3
Орша	-7,8	-7,4	-2,9	4,9	12,6	16,1	18,0	16,4	11,4	5,2	-0,4	-5,2
Лида	-5,7	-5,3	-1,4	5,9	12,7	16,0	17,6	16,5	12,0	6,4	1,1	-3,4
Гродно	-5,1	-4,5	-0,6	6,3	13,0	16,2	18,0	16,8	12,6	7,0	1,6	-2,8
Волковыск	-4,9	-4,4	-0,4	6,6	13,3	16,6	18,2	16,9	12,6	7,0	1,8	-2,7
Горки	-8,2	-7,9	-3,5	4,6	12,4	15,9	17,8	16,2	11,1	5,0	-0,7	-5,6
Костюковичи	-7,8	-7,6	-3,1	5,4	13,2	17,6	18,5	16,9	11,6	5,3	-0,4	-5,2
Пружаны	-5,1	-4,4	-0,5	6,4	13,2	16,5	18,5	17,0	12,9	7,1	1,7	-2,6
Высокое	-4,8	-4,1	0,1	6,8	13,7	16,6	18,4	17,2	13,1	7,4	2,1	-2,5
Пинск	-5,2	-4,3	-0,3	7,0	13,9	17,0	18,6	17,3	13,0	7,1	1,6	-2,9
Брест	-4,4	-3,6	0,6	7,3	14,2	17,0	18,8	17,6	13,4	7,7	2,4	-2,2
Чечерск	-7,4	-6,6	-2,3	5,9	13,6	16,7	18,4	17,1	12,2	6,0	0,3	-4,6
Гомель	-6,9	-6,3	-1,8	6,3	13,7	16,9	18,6	17,4	12,5	6,4	0,6	-4,3
Лельчицы	-5,8	-6,0	-0,5	6,8	13,9	17,0	18,6	17,2	12,6	6,8	1,5	-3,3
Брагин	-6,6	-5,9	-1,3	6,5	13,8	16,9	18,6	17,1	12,4	6,3	0,9	-3,9

Таблица 9.2 – Среднемесячные отношения влажности воздуха, %

Станция	Месяцы											
	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII
Верхнедвинск	86	85	81	76	70	70	75	79	83	86	89	88
Езерище	87	85	81	76	69	72	76	80	84	86	88	89
Шарковщина	86	85	80	76	70	71	75	80	83	86	88	88
Витебск	86	84	79	74	67	69	74	78	82	85	88	88
Лынтупы	90	87	80	75	69	70	74	79	84	86	91	91
Орша	86	86	80	75	68	68	73	76	80	85	88	89
Лида	87	86	80	75	70	70	74	77	82	86	90	89
Гродно	88	87	80	73	68	70	72	77	80	84	90	90
Волковыск	85	84	78	72	66	68	71	76	79	82	88	87
Горки	88	86	82	77	70	70	74	77	82	86	89	90
Костюковичи	87	86	82	76	70	70	74	78	80	84	87	89
Пружаны	87	87	81	76	72	72	73	78	82	86	90	90
Высокое	88	87	81	73	70	69	72	74	78	82	88	89
Пинск	86	84	79	72	69	69	72	77	79	83	89	88
Брест	86	85	78	72	68	69	71	75	79	82	88	88

Таблица 9.3 – Среднемесячное количество атмосферных осадков, мм

Станция	Месяцы											
	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII
Верхнедвинск	50	48	42	43	58	72	80	87	65	58	57	53
Езерище	56	48	49	44	62	80	105	93	71	55	67	58
Шарковщина	47	42	42	42	54	75	83	82	67	56	56	51
Витебск	53	43	49	43	60	76	100	88	68	56	64	55
Лынтупы	59	53	48	48	66	89	92	96	73	62	69	58
Орша	52	44	47	48	65	76	102	86	67	58	58	55
Лида	54	48	46	47	61	77	79	82	64	52	63	58
Гродно	44	45	39	42	50	83	76	83	49	42	52	50
Волковыск	47	48	39	41	49	81	73	81	49	42	55	52
Горки	66	58	57	50	61	80	94	91	64	59	63	62
Костюковичи	55	50	45	48	59	72	95	77	58	56	58	58
Пружаны	42	44	44	46	60	89	82	82	55	47	44	44
Высокое	40	43	42	42	55	80	76	76	51	44	42	41
Пинск	48	52	45	49	60	70	90	72	54	52	55	56
Брест	43	47	47	43	56	82	77	77	52	45	47	45
Чечерск	58	52	47	55	63	82	98	78	62	55	62	66
Гомель	54	47	43	50	60	78	91	73	59	50	55	61
Лельчицы	43	41	36	40	59	72	82	83	50	46	59	44
Брагин	48	42	39	47	54	69	81	66	53	47	50	53

3. На контурной карте Беларуси отобразить схему агроклиматического районирования (по А.Х. Шкляру).

На основе климатических карт, «Нацыянальнага атласа Беларусі» и «Атласа географіі Беларусі» определить основные климатические показатели для агроклиматических районов в соответствии с вариантом, заполнить таблицу 9.4.

Таблица 9.4 – Характеристика агроклиматических районов Беларуси

Климатические показатели	Агроклиматические районы	
	1	2
Годовая продолжительность солнечного сияния		
Количество годовой солнечной радиации, МДж/м ²		
Средняя температура воздуха в январе, °С		
Средняя температура воздуха в июле, °С		
Протяженность периода с температурой выше 0 °С, дни		
Протяженность периода с температурой выше 5 °С, дни		
Протяженность периода с температурой выше 10 °С, дни		
Протяженность периода с температурой выше 15 °С, дни		

Климатические показатели	Агроклиматические районы	
	1	2
Протяженность безморозного периода на почве, дни		
Протяженность безморозного периода в воздухе, дни		
Сумма активных температур за вегетационный период выше 5°C		
Сумма активных температур за вегетационный период выше 10°C		
Количество осадков за год, мм		
Количество осадков за теплый период, мм		
Количество дней со снежным покровом		
Высота снежного покрова, см		
Количество дней с оттепелями за холодный период, дни		
Количество дней с туманами		

4. Провести сравнительный анализ изменения климатических показателей за период с 1961 по 2006 гг. в Беларуси (таблица 9.5).

Таблица 9.5 – Характеристика агроклиматических областей

Показатели		Составлена по А.Х. Шкляру			1989–2006 гг. (по Довыденко О.В.)		
		I	II	III	I	II	III
Продолжительность периода (дни) со среднесуточной температурой выше	5 °C	178–188	184–200	190–209	192–198	198–206	205–214
	10 °C	133–145	142–155	151–160	148–154	155–164	160–171
	15 °C	70–80	80–90	90–100 и более	79–94	83–99	98–106
Сумма температур, °C	выше 10 °C	2000–2200	2200–2400	2400–2600	2270–2440	2320–2600	2550–2770
Сумма осадков, мм	За год	600–650	500–600	500–600	630–730	550–630	580–660
	Апрель – октябрь	400–450	350–450	350–400	440–490	380–440	380–490
ГТК Селянинова		≥1,6	1,3–1,4	≤1,4–1,3	1,4–1,6	1,3–1,4	1,2–1,4

ЛИТЕРАТУРА

1. Абдуллаев, С.М. Эволюционная классификация мезомасштабных линий шквалов / С.М. Абдуллаев, О.Ю. Ленская // Метеорология и гидрология. – 1998. – № 3. – С. 24–32.
2. Автоматическая метеостанция WXT510 – профессиональное решение вопроса организации метеорологических наблюдений [Электронный ресурс]. – Режим доступа : <http://danio.ru/wxt510>. – Дата доступа : 11.08.2013.
3. Алисов, Б.П. Климатология : учебник / Б.П. Алисов, П.А. Полтораус. – М.: Изд-во Московского университета, 1974. – 300 с.
4. Астапенко, П.Д. Вопросы о погоде. – Ленинград: Гидрометеиздат, 1982. – 240 с.
5. Атлас облаков / Федер. служба по гидрометеорологии и мониторингу окружающей среды (Росгидромет), Гл. геофиз. обсерватория им. А.И. Воейкова; Д.П. Беспалов [и др.]; ред.: Л. К. Сурыгина. – Санкт-Петербург : Д'АРТ, 2011. – 248 с.
6. Атмосферные осадки. [Электронный ресурс]. – Режим доступа: <http://www.grandars.ru/shkola/geografiya/atmosfernye-osadki.html>. – Дата доступа : 15.03.2013.
7. Брылеўскі, М.М. Фізічная геаграфія Беларусі: практыкум для студ. геаграфіч. фак. спец. G 31 02 01 «Геаграфія» / М.М. Брылеўскі, Я.У. Марозаў. – Мінск : БДУ, 2003. – 47 с.
8. Будыко М.И. Изменения климата / М.И. Будыко. – Л.: Гидрометеиздат, 1974. – 280 с.
9. Будыко, М.И. Глобальная экология / М.И. Будыко. – Л.: Гидрометеиздат, 1977. – 328 с.
10. Будыко, М.И. Климат в прошлом и будущем / М.И. Будыко. – Л.: Гидрометеиздат, 1980. – 352 с.
11. Витвицкий, Г.Н. Зональность климата Земли / Г.Н. Витвицкий. – М.: Изд-во «Мысль», 1980. – 220 с.
12. Влажность воздуха [Электронный ресурс]. – Режим доступа : <http://meteorologist.ru/plotnost-vozduha.html>. – Дата доступа : 15.09.2013.
13. Влажность воздуха [Электронный ресурс]. – Режим доступа : <http://www.geosite.ru/index.php/2011-01-11-14-45-02/141-2011-10-02-14-59-59/786-vlaj-vozdyh.html>. – Дата доступа : 09.04.2013.
14. Вода в атмосфере http://edu2.tsu.ru/html/1798/text/2_7.htm. [Электронный ресурс]. – Режим доступа : / – Дата доступа : 15.03.2013.
15. Воробьев, В.И. Синоптическая метеорология / В.И. Воробьев. – Л.: Гидрометеиздат, 1991. – 550 с.
16. Геаграфія Беларусі : Энцыклапедычны даведнік / рэдкал. М.М. Курловіч [і інш.] – Мінск : Беларус. энцыкл., 1992. – 382 с.

17. Географический атлас для учителей средней школы / Отв. ред. Л.Н. Колосова. – Москва: Главное управление геодезии и картографии при Совете Министров СССР, 1982. [Электронный ресурс]. – Режим доступа : <http://geography.su/atlas/item/f00/s00/z0000000> . – Дата доступа : 15.02.2013.
18. Герасимович, А.И. Математическая статистика : учеб. пособие для инж.-техн. и экон. спец. вузов. – 2-е изд., перераб. и доп. – Минск : Вышэйшая школа, 1983. – 279 с.
19. Давыденко, О.В. Агроклиматическое районирование Беларуси в условиях изменения климата / О.В. Давыденко [Электронный ресурс]. – Режим доступа : <http://elib.bsu.by/bitstream/123456789/4723/1/16%20ДАВЫДЕНКО.pdf>. – Дата доступа : 15.09.2013.
20. Дроздов, О.А. Климатология / О.А. Дроздов [и др.]; под ред. О.А. Дроздова, Н.В. Кобышевой. – Л.: Гидрометеиздат, 1989. – 567 с.
21. О гидрометеорологической деятельности: Закон Республики Беларусь от 9 янв. 2006 г. № 93–З [Электронный ресурс] / Право. Законодательство Респ. Беларусь. – Минск, 2006. – Режим доступа : <http://pravo.kulichki.com/zak/new03/newc2468.htm> . – Дата доступа : 25.01.2007.
22. Зафиксирован новый рекорд минусовой температуры. [Электронный ресурс]. – Режим доступа : / <http://news.mail.ru/inworld/belorussia/society/16011489/>. – Дата доступа : 15.12.2013.
23. Заявление ВМО о состоянии глобального климата в 2004 г. ВМО, № 983 , 2005, 14р. [Электронный ресурс]. – Режим доступа : http://www.wmo.ch/web/wcp/wcp_prog.htm . – Дата доступа : 15.03.2013.
24. Землеведение : учеб. пособие для студ. вузов / Ю.П. Селиверстов, А.А. Бобков. – Москва : Изд. центр «Академия», 2004. – 304 с.
25. Зубашенко, Е.М. Региональная физическая география. Климаты Земли: учебно-методическое пособие. / Е.М. Зубашенко, В.И. Шмыков, А.Я. Немькин, Н.В. Полякова. – Воронеж: ВГПУ, 2007. Часть 1. – 183 с.
26. Изменения климата Беларуси и их последствия / В.Ф. Логинов [и др.] ; под общ. ред. В.Ф. Логинова; Ин-т пробл. испол. природ. ресурсов и экологии НАН Беларуси. – Минск : ОДО «Тонпик», 2003. – 330 с.
27. Измерение времени в древности [Электронный ресурс]. – Режим доступа : <http://mijm.ru/izobreteniya/138-izmerenie-vremeni-v-drevnosti.html>. – Дата доступа : 15.09.2013.
28. Израэль, Ю.А. Изменения глобального климата. Роль антропогенных воздействий / Ю.А. Израэль [и др.] // Метеорология и гидрология. – 2001. – №5. – С. 5–21.
29. История изобретения барометра . [Электронный ресурс]. – Режим доступа : <http://www.kipstory.ru/pribori/barometr/>. – Дата доступа : 15.03.2013.
30. Каўрыга, П.А. Метэаралогія і кліматалогія. Практыкум : вучэб. дапам. / П.А. Каўрыга. – Мінск: Вышэйшая школа, 2011. – 223 с.

31. Кислов, А.В. Климат в прошлом, настоящем и будущем / А.В. Кислов. – М.: МАИК «Наука/Интерпериодика», 2001. – 280 с.
32. Климат Беларуси / Под ред. В.Ф. Логинова. – Минск: Ин-т геол. наук НАН Беларуси, 1996. – 234 с.
33. Конспект лекций по курсу «Метеорология и климатология» для студентов спец. 7.07.0801 «Экология и охрана окруж. среды» / Сост.: Н.Б. Куцкая. – Рубежное, 2002. – 167 с.
34. Косарев, В.П. Лесная метеорология с основами климатологии [Текст] : учеб. пособие для студ. вузов, обучающихся по направлению «Лесное хозяйство и ландшафтное строительство» / В.П. Косарев, Т.Т. Андриющенко ; под ред. Б.В. Бабикова. – 2-е изд., испр. и доп. – Санкт-Петербург : Лань, 2007. – 288 с.
35. Костюкевич, Н.И. Лесная метеорология / Н.И. Костюкович. – Минск: Вышэйшая школа, 1975. – 288 с.
36. Куликов, С. Нить времён. Малая энциклопедия календаря / С. Куликов. – М.: Наука, 1991. – 288 с.
37. Логинов, В.Ф. Глобальные и региональные изменения климата: причины и следствия / В.Ф. Логинов. – Минск: ТетраСистемс, 2008. – 496 с.
38. Логинов, В.Ф. Изменения климата и их последствия / В.Ф. Логинов, Г.И. Сачок, В.С. Микуцкий. – Минск : Тонпик. – 2003. – 330 с.
39. Логинов, В.Ф. Опасные метеорологические явления на территории Беларуси / В.Ф. Логинов, А.А. Волчек, И.Н. Шпока. – Минск : Бел. навука, 2010. – 129 с.
40. Любушкина, С.Г. Общее землеведение : учеб. пособие для студентов вузов, обучающихся по спец. «География» / С.Г. Любушкина, К.В. Пашканг, А.В. Чернов; под ред. А.В. Чернова. – М.: Просвещение, 2004. – 288 с.
41. Матвеев, Л.Т. Курс общей метеорологии. Физика атмосферы / Л. Т. Матвеев. – Л.: Гидрометеиздат, 1984. – 725 с.
42. Местные ветры. [Электронный ресурс]. – Режим доступа / <http://oceanfromspace.scanex.ru/ndex.php/wind>. – Дата доступа : 15.03.2013.
43. Метеорологические станции Республики Беларусь. [Электронный ресурс]. – Режим доступа : / <http://www.belmeteo.net/stations.html> . – Дата доступа : 15.03.2013.
44. Метеорология и климатология [Текст] : сб. описаний лаб. работ для подготовки дипломированного спец. по направлению 656200 «Лесное хозяйство и ландшафтное строительство» спец. 250201 «Лесное хозяйство» / Федеральное агентство по образованию, Сыкт. лесн. ин-т – фил. ГОУ ВПО «С.-Петерб. гос. лесотехн. акад. им. С. М. Кирова», каф. воспроизводства лесн. ресурсов ; сост. В. И. Прошева. – Сыктывкар : СЛИ, 2007. – 16 с.
45. Монин, А.С. История климата / А.С.Монин, Ю.А. Шишков. – Л.: Гидрометеиздат, 1979. – 408 с.

46. Моргунов, В.К. Основы метеорологии, климатологии. Метеорологические приборы и методы наблюдений : учебник / В.К. Моргунов. – Ростов/Д. : Феникс. – Новосибирск : Сибирское соглашение, 2005. – 331 с.
47. Нацыянальны атлас Беларусі : атлас / Камітэт па зямельных рэсурсах, геадэзіі і картаграфіі пры Савеце Міністраў Рэспублікі Беларусь; пад рэд. М.У. Мясніковіча. – Мінск : РУП «Мінская друкарская фабрыка», 2002. – 292 с.
48. Неклюкова, Н.П. Общее землеведение / Н.П. Неклюкова. – М.: Просвещение, 1976. – 366 с.
49. Охрана окружающей среды и природопользования. Гидрометеорология. Правила проведения приземных метеорологических наблюдений и работ на станциях: ТКТ 17.10-12-2009 (02120). – Минск : Минприроды, 2009. – 186 с.
50. Охрана окружающей среды и природопользования. Гидрометеорология. Правила проведения обработки материалов метеорологических наблюдений на станциях: ТКТ 17.10-37-2011 (02120). – Минск : Минприроды, 2011. – 69 с.
51. Охрана окружающей среды и природопользования. Гидрометеорология. Правила проведения аэрологических наблюдений и работ: ТКТ 17.10-30-2011 (02120). – Минск : Минприроды, 2009. – 41 с.
52. Охрана окружающей среды и природопользования. Гидрометеорология. Правила проведения проверки приземных метеорологических наблюдений и работ на станциях: ТКТ 17.10-18-2009 (02120). – 84 с.
53. Охрана окружающей среды и природопользования. Гидрометеорология. Правила организации агрометеорологических наблюдений и работ: ТКТ 17.10-09-2008 (02120). – Минск : Минприроды, 2008. – 159.
54. Охрана окружающей среды и природопользования. Гидрометеорология. Правила организации государственной сети гидрометеорологических наблюдений и сети наблюдений для целей мониторинга окружающей среды: ТКТ 17.10-23-2010 (02120). – Минск : Минприроды, 2010. – 45 с.
55. Парниковый эффект, изменения климата и экосистемы / Под ред. Б. Болина [и др.]. – Л.: Гидрометеоздат, 1989. – 560 с.
56. Пашканг, К.В. Практикум по общему землеведению / К.В. Пашканг. – М.: Высшая школа, 1982. – 223 с.
57. Погосян, Х.П. Общая циркуляция атмосферы / Х.П. Погосян. – Л.: Гидрометеоздат, 1961. – 323 с.
58. Погосян, Х.П., Атмосфера Земли / Х.П. Погосян, З.Л. Туркетти. – М.: Просвещение, 1970. – 312 с.
59. Практикум по синоптической метеорологии. Руководство к лабораторным работам по синоптической метеорологии и атлас учебных синоптических материалов: учебное пособие - Санкт-Петербург: РГГМУ, 2005.- 304 с.

60. Республиканский Гидрометеорологический центр. [Электрон-ный ресурс]. – Режим доступа / <http://hmc.by/observer/>. – Дата доступа : 15.03.2013.
61. Российский гидрометеорологический энциклопедический словарь / Под ред. А.И. Бедрицкого. – СПб.; Москва : Летний сад, 2008. – Т. 1: А-И. – 336 с.
62. Российский гидрометеорологический энциклопедический словарь / Под ред. А.И. Бедрицкого. – СПб.; Москва : Летний сад, 2008. – Т. 2: К-П. – 312 с.
63. Российский гидрометеорологический энциклопедический словарь / Под ред. А.И. Бедрицкого. – СПб.; Москва : Летний сад, 2009. – Т. 3: Р-Я. – 216 с.
64. Руководство по краткосрочным прогнозам погоды. – Л.: Гидро-метеоздат, 1987. – Ч. II Вып. 1: Европейская часть СССР и Закавказье. – 299 с.
65. Справочник по климату Беларуси. / Гос. комитет по гидрометеорол. РБ. Гос. кадастр по климату / ред. М.А. Гольберг. – Минск : Главгидромет, 1998. – Ч. 1: Температура воздуха и почвы – 84 с.
66. Справочник по климату Беларуси. / Мин-во природ. ресурсов и охраны окружающей среды Респ. Беларусь ; под общ. ред. М.А. Гольберг – Минск : «БЕЛНИЦ ЭКОЛОГИЯ», 2003. – Ч. 4: Ветер. Атмосферное давление – 124 с.
67. Справочник по климату Беларуси. – Минск : Гос. комитет по гидрометеорол. РБ. Гос. кадастр по климату, 1999. – Ч. II: Осадки – 74 с.
68. Справочник по климату СССР. Вып. 7. Белорусская ССР. / отв. ред. Н.А. Малишевская. – Л. : Гидрометеорол. изд-во, 1968. – Ч. V: Облачность и атмосферные явления – 212 с.
69. Степановских, А.С. Экология: учебник для вузов / А.С. Степановски. – М.: ЮНИТИ-ДАНА, 2001. – 703 с.
70. Стернзат, М.С. Метеорологические приборы и измерения / М.С. Стернзат. – Ленинград : Гидрометеоздат, 1978. – 216 с.
71. Стихийные гидрометеорологические явления на территории Беларуси : справочник / Мин-во природ. ресурс. и охр. окруж. среды Респ. Беларусь ; под общ. ред. М.А. Гольберга – Минск : Бел. науч.-исслед. центр Экология, 2002. – 132 с.
72. Строение атмосферы. [Электронный ресурс]. – Режим доступа : <http://nsportal.ru/shkola/geografiya/library/urok-po-teme-atmosferatempe-raturavozdukha>. – Дата доступа : 15.03.2013.
73. Третье национальное сообщение Российской Федерации, представленное в соответствии со статьями 4 и 12 Рамочной конвенции Организации Объединенных Наций об изменении климата. Межве-домственная комиссия Российской Федерации по проблемам изменения климата. – Москва, -2002. – 123 с. [Электронный ресурс]. – Режим доступа : www.unfccc.int. – Дата доступа : 23.04.2013.
74. Учебно-методический комплекс по метеорологии и климатологии [Электрон-ный ресурс]. – Режим доступа : <http://www.brsu.by/content/uchebno-metodicheskii-kompleks-po-meteorologii-i-klimatologii>. – Дата доступа : 10.05.2013.

75. Хромов, С.П. Метеорологический словарь / С.П. Хромов, Л.И. Мамонтова. – Л.: Гидрометеиздат, 1989. – 568 с.

76. Хромов, С.П. Метеорология и климатология: учебник / С.П. Хромов, М.А. Петросянц. – М.: МГУ, Изд-во «КолосС», 2004. – 582 с.

77. Часовые пояса на территории РФ. [Электронный ресурс]. – Режим доступа : / <http://files.school-collection.edu.ru/dlrstore/c24249d3-ecaa-4521-9b8d-35fbaa734d2b/003.swf>. – Дата доступа : 15.03.2013.

78. Шкляр, А.Х. Климатические ресурсы Белоруссии и использование их в сельском хозяйстве / А.Х. Шкляр. – Минск: Вышэйшая школа, 1973. – 432 с.

Репозиторий БРГУ

Учебное издание

Волчек А.А., Зубрицкая Т.Е., Шпока И.Н.

МЕТЕОРОЛОГИЯ И КЛИМАТОЛОГИЯ

ПОСОБИЕ

для студентов высших учебных заведений по специальности
«Природоохранная деятельность»

Ответственный за выпуск: Волчек А.А.

Редактор: Боровикова Е.А.

Компьютерная вёрстка: Боровикова Е.А.

Корректор: Никитчик Е.В.

Издательство БрГТУ.

Свидетельство о государственной регистрации
издателя, изготовителя, распространителя печатных
изданий № 1/235 от 24.03.2014 г.

Подписано в печать 14.08.2014 г. Гарнитура «Times».

Формат 60×84 ¹/₁₆. Бумага "Снегурочка".

Уч. изд. л. 11,25. Усл. печ. л. 10,5. Заказ № 649.

Тираж 70 экз. Отпечатано на ризографе

Учреждения образования «Брестский
государственный технический университет».

224017, г. Брест, ул. Московская, 267.

ISBN 978-985-493-300-9



Репозиторий БРГТУ