

С. И. Куткин

ОСНОВЫ
МЕТЕОРОЛОГИИ
И
КЛИМАТОЛОГИИ



ПЕТРОСТАВРОПОЛЬСКИЙ

УНИВЕРСИТЕТ

С. И. Костин
доктор географических наук

551.5
к 723

ОСНОВЫ МЕТЕОРОЛОГИИ И КЛИМАТОЛОГИИ

ТРЕТЬЕ ИЗДАНИЕ
ИСПРАВЛЕННОЕ И ДОПОЛНЕННОЕ

Д о п у щ е н о
Министерством высшего образования СССР
в качестве учебного пособия для вузов и учебника
для лесохозяйственных и лесотехнических институтов

БИБЛИОТЕКА
УзСХИ
гор. Самарканд



ГИДРОМЕТЕОРОЛОГИЧЕСКОЕ ИЗДАТЕЛЬСТВО

ЛЕНИНГРАД • 1955

64222

АННОТАЦИЯ

В книге дается описание физических процессов и явлений, происходящих в атмосфере. Большое внимание уделено метеорологическим факторам, влияющим на рост и развитие растений, в особенности лесных насаждений. Рассматриваются вопросы, связанные с влиянием растений на метеорологические факторы, с влиянием человека на климат, рассматриваются меры борьбы с неблагоприятными воздействиями погоды (заморозками, засухой, суховеями и пр.) и дается общее учение о климате и описание климатических зон земного шара, в том числе и СССР.

Книга является учебным пособием для студентов вузов и учебником для студентов лесохозяйственных и лесотехнических институтов, а также может быть использована практиками метеорологами и климатологами, работающими в области сельского и лесного хозяйства.

ОГЛАВЛЕНИЕ

	Стр.
От автора	6
<i>ЧАСТЬ ПЕРВАЯ</i>	
ОСНОВЫ МЕТЕОРОЛОГИИ	
<i>Глава I.</i> Введение	7
1. Предмет метеорологии (7). 2. Растение и среда (9). 3. Значение метеорологии и климатологии для народного хозяйства (11). 4. Краткий исторический очерк (16). 5. Организация метеорологических наблюдений (20).	
<i>Глава II.</i> Состав и строение атмосферы	27
6. Состав воздуха у земной поверхности (27). 7. Почвенный воздух и его состав (32). 8. Состав воздуха в лесу (34). 9. Состав воздуха в высоких слоях (35). 10. Плотность воздуха (35). 11. Масса и высота атмосферы (36). 12. Строение атмосферы (36). 13. Понятие о воздушных массах и фронтах (40).	
<i>Глава III.</i> Солнечная радиация	42
14. Солнце как источник радиации (42). 15. Интенсивность солнечной радиации. Солнечная постоянная (44). 16. Ослабление солнечной радиации в атмосфере (44). 17. Прямая солнечная радиация (48). 18. Рассеянная радиация (50). 19. Отражение солнечной радиации (51). 20. Освещенность (53). 21. Солнечная радиация внутри растительного покрова и под пологом леса (54). 22. Методы измерения солнечной радиации (55). 23. Лучеиспускание земли (62). 24. Методы измерения эффективного излучения (65). 25. Радиационный и тепловой баланс для поверхности земли. (66). 26. Приходо-расход тепла для земли и атмосферы (68). 27. Растения и свет (69). 28. Использование солнечной энергии (72).	
<i>Глава IV.</i> Температура почвы	73
29. Значение температуры почвы (73). 30. Метод измерения температуры почвы (73). 31. Тепловой режим почвы (75). 32. Суточный и годовой ход температуры почвы (80). 33. Промерзание почвы (84). 34. Значение промерзания почвы (86). 35. Вечная мерзлота (87). 36. Температура почвы в лесу (89). 37. Влияние температуры почвы на растения (91). 38. Нагревание и охлаждение водных поверхностей (91). 39. Температура глубоких слоев земной коры (93).	
<i>Глава V.</i> Температура воздуха	93
40. Процессы нагревания и охлаждения воздуха (93). 41. Методы определения температуры воздуха (97). 42. Суточный ход температуры воздуха (101). 43. Годовой ход температуры воздуха (104). 44. Нарушение годового хода температуры воздуха (107). 45. Распределение температуры по вертикали (107). 46. Нижние температурные инверсии (109). 47. Влияние растительного покрова на температуру воздуха (111). 48. Влияние температуры воздуха на растения (112). 49. Весенние и осенние заморозки и меры борьбы с ними (116).	

	Стр.
	121
<i>Глава VI. Водяной пар в атмосфере</i>	
50. Поступление водяного пара в атмосферу (121). 51. Упругость насыщенного пара (122). 52. Величины, характеризующие влажность воздуха (124). 53. Методы измерения влажности воздуха (126). 54. Суточные и годовые колебания абсолютной влажности воздуха (127). 55. Суточные и годовые колебания относительной влажности воздуха (129). 56. Распределение водяного пара в атмосфере (130). 57. Влияние влажности воздуха на растения (130). 58. Влияние растительного покрова на влажность воздуха (131).	
<i>Глава VII. Испарение</i>	133
59. Испарение с поверхности воды (133). 60. Испарение с поверхности почвы (135). 61. Влияние растительного покрова на испарение (137). 62. Испарение влаги растениями (138). 63. Методы измерения испарения (141). 64. Суточный и годовой ход испарения (142).	
<i>Глава VIII. Сгущение водяного пара</i>	142
65. Причины сгущения водяного пара (142). 66. Ядра конденсации (144). 67. Первичные продукты сгущения водяного пара (145). 68. Туманы (146). 69. Образование облаков (148). 70. Семейства облаков и их основные роды (148). 71. Образование облаков конвекции, восходящего скольжения и волнистых (156). 72. Облачность (157).	
<i>Глава IX. Осадки</i>	158
73. Типы осадков (158). 74. Роса и иней (158). 75. Твердый и жидкий налет (160). 76. Изморозь (160). 77. Гололед (161). 78. Образование осадков, выпадающих из облаков (161). 79. Снег, крупа, град (163). 80. Выпадение дождя (165). 81. Ливни (165). 82. Снежный покров (166). 83. Суточный и годовой ход осадков (168). 84. Методы измерения количества осадков (170). 85. Вода в почве (174). 86. Влажность почвы в поле и в лесу (179). 87. Влияние осадков на почву и растения (181). 88. Засуха и меры борьбы с ней (183). 89. Осадки под пологом леса (193).	
<i>Глава X. Давление воздуха</i>	196
90. Единицы измерения (196). 91. Методы измерения давления воздуха (196). 92. Изменение давления воздуха с высотой (199). 93. Годовые колебания давления (200). 94. Распределение давления воздуха у земной поверхности (200).	
<i>Глава XI. Воздушные течения в атмосфере</i>	203
95. Ветер и его элементы (203). 96. Приборы для определения направления и скорости ветра (205). 97. Структура ветра (207). 98. Скорость ветра (208). 99. Суточный и годовой ход скорости ветра (209). 100. Причина ветра (210). 101. Отклоняющая сила вращения земли и сила трения (211). 102. Воздушные течения в области пониженного давления (213). 103. Воздушные течения в области повышенного давления (215). 104. Местные ветры (216). 105. Влияние растительного покрова на ветер (220). 106. Ветер и растения. (221). 107. Использование энергии ветра (222).	
<i>Глава XII. Погода и ее изменения</i>	224
108. Воздушные массы (224). 109. Географическая классификация воздушных масс (225). 110. Фронты (228). 111. Образование циклонов (232). 112. Погода в циклоне (235). 113. Погода в антициклоне (238). 114. Схема общей циркуляции атмосферы (240). 115. Муссоны (246). 116. Особые явления погоды (247). 117. Предсказание погоды (255). 118. Местные признаки погоды (258). 119. Погода и сезонные явления живой природы (260).	

ОСНОВЫ КЛИМАТОЛОГИИ

<i>Глава XIII.</i> Общее учение о климате	263
120. Понятие о климате (263). 121. Факторы, влияющие на климат (264). 122. Основные различия между морским и континентальным климатом (270). 123. Горный климат (274). 124. Влияние леса на климат и водный режим местности (278). 125. Влияние человека на климат (281). 126. Микроклимат (285). 127. Изменения и колебания климата (293).	
<i>Глава XIV.</i> Распределение климатических элементов по земной поверхности	298
128. Температура воздуха (298). 129. Абсолютная и относительная влажность воздуха (304). 130. Испарение (307). 131. Облачность (308). 132. Осадки (309). 133. Баланс влаги на поверхности земли (312). 134. Ветры (313).	
<i>Глава XV.</i> Климатические зоны земного шара	313
135. Классификация климатов (313). 136. Климат вечного мороза (314). 137. Климат тундры (314). 138. Климат тайги (316). 139. Климат лиственных лесов умеренной зоны (317). 140. Климат степей (318). 141. Средиземноморский климат (319). 142. Муссонный климат умеренных широт (319). 143. Климат влажного субтропического леса (320). 144. Климат внетропических пустынь (320). 145. Климат субтропических пустынь (321). 146. Климат саванн (322). 147. Климат влажного тропического леса (322).	
<i>Глава XVI.</i> Климат СССР	323
148. Сбщий обзор (323). 149. Солнечная радиация на территории СССР (326). 150. Распределение климатических элементов на территории СССР (327). 151. Климатические зоны на территории СССР (348). 152. Климат арктической зоны (348). 153. Европейская часть СССР (352). 154. Западная Сибирь (361). 155. Восточная Сибирь (364). 156. Дальний Восток (367). 157. Средняя Азия (371). 158. Климаты Кавказа (373).	
<i>Литература</i>	378
<i>Приложение.</i> Таблицы: 1. Определение абсолютной и относительной влажности воздуха, наблюдаемой аспирационным психрометром (380). 2. Максимальная упругость водяного пара при температуре выше 0° (382). 3. Максимальная упругость водяного пара над льдом при температуре ниже 0° (383). 4. Максимальная упругость водяного пара при температуре ниже 0° над переохлажденной водой, но в отсутствии льда той же температуры (384). 5. Максимальная упругость водяного пара при температуре выше 0° (385). 6. Максимальная упругость водяного пара при температуре ниже 0° над льдом (386). 7. Максимальная упругость водяного пара при температуре ниже 0° над переохлажденной водой (387). 8. Приведение показаний ртутного барометра к температуре 0° (388). 9. Приведение показаний барометра к нормальной силе тяжести. Поправка на широту (389). 10. Перевод миллиметров в миллибары (389). 11. Барометрическая ступень (390).	
<i>Предметный указатель</i>	391

ОТ АВТОРА

Книга «Основы метеорологии и климатологии» вышла в свет впервые в 1949 г. В 1951 г. вышло второе издание этой книги. Для третьего издания книга была вновь пересмотрена автором и в нее внесен ряд поправок, дополнений и перестановок. Некоторые главы были несколько сокращены, другие — расширены. При внесении этих изменений принимались во внимание указания, сделанные различными лицами. Всем этим лицам автор приносит глубокую благодарность.

Как и в предыдущих изданиях, в предлагаемом курсе, помимо описаний и объяснений различных физических процессов и явлений, происходящих в атмосфере, большое внимание уделяется метеорологическим факторам, влияющим на рост и развитие растений. Кроме того, в нем рассматриваются и вопросы, связанные с влиянием растений на метеорологические факторы и с гидроклиматической ролью леса, а также вопросы борьбы с неблагоприятными воздействиями погоды — засухой, суховеями, заморозками и др. Это было сделано потому, что настоящий курс предназначен для студентов лесохозяйственных, сельскохозяйственных и других институтов, в которых изучаются биологические науки.

Настоящее издание составлено, по возможности, в сжатой форме. В то же время при этом составлении были использованы результаты новых работ, выполненных в области метеорологии и климатологии.

Учебник состоит из двух частей. В первой части, охватывающей 12 глав, дается описание и объяснение процессов и явлений, совершающихся в земной атмосфере, а также приводятся некоторые данные о влиянии их на рост и развитие растений; во второй части (4 главы) дается общее учение о климате и приводятся описания климатических зон земного шара и СССР.

ЧАСТЬ ПЕРВАЯ

ОСНОВЫ МЕТЕОРОЛОГИИ

ГЛАВА I

ВВЕДЕНИЕ

1. Предмет метеорологии. Земной шар, как известно, окружен газовой оболочкой, называемой *атмосферой*. В земной атмосфере совершаются самые разнообразные физические процессы и явления. Так, в ней наблюдаются различные тепловые явления, движения воздуха в горизонтальном и вертикальном направлениях, конденсация водяного пара, с которой связаны такие явления, как облака и осадки; в атмосфере наблюдаются также электрические, световые и звуковые явления. Эти явления создаются в атмосфере в результате протекания различных физических процессов, которые совершаются в ней не изолированно, а в тесном взаимодействии с процессами, происходящими на поверхности почвы, воды, растительного покрова и т. д. Такая поверхность называется *подстилающей поверхностью*. Между нею и атмосферой происходит непрерывный обмен теплом и влагой. Наука, изучающая и объясняющая физические процессы и явления, происходящие в атмосфере при взаимодействии с подстилающей поверхностью, называется *метеорологией*. Эта наука есть физика атмосферы, поскольку совершающиеся в ней процессы имеют физический характер.

Еще совсем недавно метеорология представляла науку чисто наблюдательную и описательную. Этим она и отличалась от физики, которая является наукой опытной, экспериментальной. Однако в настоящее время и метеорология стала широко применять эксперимент не только в лабораторных условиях, но и в природной обстановке. Так, для изучения изменений структуры воздушных потоков при встрече с препятствиями используют аэродинамические трубы; для изучения некоторых метеорологических явлений, например тумана, суховея и др., применяют специальные камеры, в которых эти явления искусственно создаются; для изучения строения облаков производят полеты на специально оборудованных самолетах и т. д. Экспериментальный метод как в лабораторной обстановке, так и в природных условиях получил в метеорологии большое развитие; значение его с каждым

годом возрастает. Однако основной материал метеорология все же получает не путем эксперимента, а при помощи наблюдений явлений, совершающихся непосредственно в атмосфере.

Изучение процессов и явлений, наблюдаемых в атмосфере, имеет большое практическое значение. Оно позволяет выяснить законы их развития. Знание же этих законов дает возможность разработать методы прогноза атмосферных процессов, а в отдельных случаях оно позволяет изменить развитие их в сторону, более благоприятную для человека.

С качественной и количественной стороны физическое состояние атмосферы и процессы, совершающиеся в ней, выражаются при помощи так называемых *метеорологических элементов*. Наиболее важными для жизни и хозяйственной деятельности человека являются следующие элементы: температура и влажность почвы, давление воздуха, температура и влажность воздуха, облачность, осадки, ветер. Часто эти элементы называют *элементами погоды*. Они находятся между собой в тесной взаимной связи и всегда действуют совместно, проявляясь в весьма сложных и изменчивых сочетаниях. Состояние атмосферы над данной территорией и за данное время, определяемое физическими процессами, совершающимися в ней при взаимодействии с подстилающей поверхностью, называется *погодой*.

Наблюдения над погодой за многолетний период времени позволяют определить климат данной местности. Климат с количественной стороны обычно характеризуется средними величинами метеорологических элементов и предельными значениями их, выведенными на основании многолетних наблюдений. Область науки, изучающая условия формирования климата и климатический режим различных стран и районов, называется *климатологией*.

Метеорология и климатология имеют большую связь с рядом других дисциплин. Особенно тесная связь существует между метеорологией и физикой, поскольку метеорология изучает физические процессы, совершающиеся в атмосфере. При изучении этих процессов метеорология широко использует современные методы физического исследования. Поэтому развитие метеорологии самым тесным образом связано с развитием физики.

Климатология имеет большую связь с географией, почвоведением и другими дисциплинами. Объектом изучения географии является окружающая нас природа, или географическая среда, представляющая известное сочетание рельефа, масс воды, климата, почвенного и растительного покрова, а также животного мира. Эти элементы географической среды находятся друг с другом в тесной связи и взаимодействии. Климат является, таким образом, одним из элементов географической среды. Отсюда возникает и связь климатологии с географией.

Климат является одним из факторов почвообразования. Климатические элементы — температура, осадки, ветер — принимали

участие в измельчении горных пород и превращении их в рыхлую минеральную массу — рухляк (глину, песок и т. д.), который, в отличие от горной породы, стал способным поглощать и удерживать в себе то или иное количество воды. Он стал проницаемым и для воздуха. В последующее время климат оказывал влияние на рост и развитие тех или иных растений, из отмерших остатков которых возникло затем органическое вещество в почве. Скорость и характер разложения органических остатков в сильной степени определялись количеством тепла, которое поглощалось почвой, и количеством проникавшей в нее воды. Таким образом, климат играл большую роль в накоплении в рухляке перегноя и питательных веществ (азота, фосфора и др.). В результате на рухляке образовалась почва, которая стала отличаться от него плодородием, т. е. способностью удовлетворять потребность растений в воде, воздухе и питательных веществах.

Однако и сама почва оказывает большое влияние на климат, причем это влияние весьма разнообразно в зависимости от типа почвы и ее физического состояния.

2. Растение и среда. Метеорологические факторы оказывают огромное влияние на жизнедеятельность растений. Они определяют физическое состояние среды, в которой происходит рост и развитие их. В данном случае под ростом растения подразумевается увеличение массы его независимо от того, за счет каких органов идет это увеличение. Под развитием же растений понимается, согласно учению Т. Д. Лысенко, тог путь необходимых качественных изменений содержимого клеток и органообразовательных процессов, который растения проходят от посеянного семени до созревания новых семян.

Необходимым условием для роста и развития растений являются питательные вещества, а также свет, тепло и влага. Все эти факторы жизни растений равнозначимы, и ни один из них не может быть заменен никаким другим. Свет доставляет растениям энергию, необходимую для ассимиляции углерода, из которого растение строит органическое вещество. Вместе с температурой солнечный свет приобретает большое значение в отношении географического распределения и распространения растений. Огромное влияние на развитие и рост растений оказывают тепловые условия среды их обитания, так как жизнедеятельность растений может протекать только при соответствующих условиях тепла, определяемых температурой почвы и воздуха. Различные растения требуют для своего роста и развития определенных температур и, кроме того, для каждого из них имеются наибольшие и наименьшие температуры, за пределами которых растения не могут развиваться и даже погибают. Важнейшим условием для нормального роста и развития растений является также и наличие достаточного количества влаги в почве. Влажность почвы обуславливается главным образом количеством и характером выпадающих осадков, распределением их в течение года, а также

интенсивностью испарения. Влага в почве необходима для растворения различных веществ, идущих на питание растений. Без влаги в почве растения не могут расти и развиваться. Вода является необходимым условием существования организмов.

Растения испытывают воздействие не одного метеорологического фактора, а комплексное влияние их. Так, действие света переплетается с действием температуры и влаги. При благоприятных сочетаниях метеорологических факторов развитие растений идет нормально. Неблагоприятные же сочетания метеорологических факторов могут понизить урожай. Так, умеренно теплая погода при достаточной влажности воздуха благоприятствует развитию органов плодоношения, формированию и наливу крупного зерна пшеницы, а следовательно, способствует хорошему урожаю ее. Наоборот, чрезмерно высокая температура при пониженной влажности воздуха за время формирования органов плодоношения пшеницы, в особенности за период формирования и налива зерна, понижает урожай. При благоприятных метеорологических условиях дают повышенный прирост и деревья. Кроме того, на рост и развитие растений вредно влияют поздние весенние и ранние осенние заморозки, засухи, суховеи, сильные ветры и пр.

Великий русский исследователь И. В. Мичурин показал, что между растениями и условиями среды их обитания, т. е. среды, в которой они существуют и развиваются, имеется самая тесная и неразрывная связь. Из этой среды растения берут вещества, необходимые для роста и развития. Все жизненные процессы, протекающие в организме растений, поддерживаются и возбуждаются физическим состоянием среды их обитания и непрерывным обменом веществ между растениями и этой средой. Такой обмен веществ с окружающей средой является основным условием жизни и нормального развития растений.

Если условия внешней среды изменяются, то под влиянием этих изменений растения приобретают новые свойства, которые могут передаваться по наследству. С другой стороны, под воздействием растений изменяется и среда, в которой они обитают. И. В. Мичурин рассматривает растительный организм в процессе его развития и глубокого взаимодействия с внешней средой. За последние 25 лет эти основные положения мичуринского учения получили дальнейшее развитие в работах Т. Д. Лысенко, который доказал, что жизненные процессы развивающегося организма нужно рассматривать только во взаимодействии с условиями среды его обитания. По Т. Д. Лысенко, организм и среда его обитания представляют собой неразрывное целое.

Развитие растений состоит из отдельных этапов, или стадий развития. Под стадиями развития Т. Д. Лысенко понимает не само образование (развитие) различных органов и частей растения, как-то: листьев, стеблей и т. п., а те этапы и качественно переломные моменты в развитии растений (происходящие в точке роста стебля), без которых невозможен дальнейший нормальный

путь развития, ведущий через образование различных органов к плодоношению. В настоящее время пока установлены первые стадии развития растений: стадия яровизации и световая.

Растения при прохождении стадий развития требуют определенного комплекса факторов внешней среды, в который входят, помимо минерального питания, температура, влажность, свет, соотношение продолжительности дня и ночи и т. д. Так, при прохождении стадии яровизации озимые культуры требуют пониженной температуры в сочетании с достаточным увлажнением и достаточным доступом воздуха. При прохождении же световой стадии ведущим фактором является определенная продолжительность дня и ночи.

Учение И. В. Мичурина и Т. Д. Лысенко о развитии растений в связи с условиями среды их обитания имеет огромное значение для метеорологии и климатологии. Эти науки изучают погоду и климат, т. е. факторы среды, в которой обитают растения. Они изучают и влияние этих факторов на рост и развитие растений, а также влияние растений на факторы внешней среды. Такое изучение диалектического единства и взаимодействия растений и условий окружающей среды дает возможность через изменение условий жизни растений изменять их природу в нужную для человека сторону.

3. Значение метеорологии и климатологии для народного хозяйства. Метеорология и климатология имеют весьма большое значение для различных отраслей народного хозяйства, так как с погодой и климатом связано успешное проведение многих мероприятий. Так, метеорологические и климатические условия имеют большое значение для сельского и лесного хозяйства, авиации, сухопутного и водного транспорта, строительства различных сооружений, планировки городов, здравоохранения и т. д. Рассмотрим сначала значение погоды и климата для сельского хозяйства.

Метеорологические факторы оказывают большое влияние на рост, развитие и урожай сельскохозяйственных растений. Они оказывают также влияние на развитие, размножение и распространение вредителей из мира насекомых, а также грибковых болезней. Изучение этого влияния имеет большое значение для сельского хозяйства. Оно дает возможность выяснить взаимоотношения между условиями погоды и растениями, а также выработать мероприятия для борьбы с неблагоприятными воздействиями погоды, вредителями из мира насекомых и грибковыми заболеваниями.

Влияние метеорологических факторов на сельскохозяйственные растения велико и многообразно. Существует особая дисциплина — *агрометеорология*, которая изучает метеорологические и климатические условия, имеющие значение для сельского хозяйства в их взаимодействии с объектами и процессами сельскохозяйственного производства. Агрометеорология изучает условия

погоды и климата и в особенности вредные для сельского хозяйства явления (засухи, суховеи, заморозки и др.) с целью наилучшего использования их для сельскохозяйственного производства в различных географических районах СССР. Она выработывает мероприятия по борьбе с неблагоприятными климатическими факторами и вредными метеорологическими явлениями. Агрометеорология разрабатывает методы агрометеорологических прогнозов и информации, а также методику и приемы агрометеорологического обслуживания колхозов и совхозов.

Один из главнейших разделов агрометеорологии — *агроклиматология* — занимается агроклиматическим описанием и районированием территории для наиболее целесообразного размещения сельскохозяйственного производства, а также для внедрения приемов агротехники, наиболее отвечающих местному климату и обеспечивающих получение высоких и устойчивых урожаев сельскохозяйственных культур, повышение продуктивности животноводства и успешное выращивание полезных лесных пород.

Агрометеорология возникла благодаря трудам выдающихся русских ученых — А. И. Воейкова и П. И. Броунова. А. И. Воейков первый в России разъяснил с климатологической точки зрения много практических вопросов сельскохозяйственного характера. Так, он впервые высказал соображения о более ранних озимых посевах в южной полосе России, о возможности субтропического земледелия на Черноморском побережье Кавказа и внедрении здесь цитрусовых растений и чайной культуры.

А. И. Воейков приложил много труда к развитию хлопководства в России. Он пропагандировал идею облесения степной и лесостепной зоны, идею снегозадержания, указывал на возможность получения более высоких урожаев под влиянием полезных лесных пород. А. И. Воейков также указывал на возможность земледелия в Заполярье. П. И. Броунов первый в России разработал методику агрометеорологических наблюдений, организовал широкую сеть сельскохозяйственных метеорологических станций и обнаружил наиболее важные («критические») периоды развития сельскохозяйственных культур. Им же была сделана первая попытка агроклиматического районирования Европейской части России. П. И. Броунов дал первую климатическую характеристику засухи в агрономическом понимании и составил карты вероятности засушливых декад в Европейской части России.

После Великой Октябрьской социалистической революции работы по агрометеорологии получили у нас особенно большой размах. Они были направлены главным образом на обслуживание различных запросов сельского хозяйства. Так, в СССР были разработаны методы сельскохозяйственной оценки климата для более рационального размещения культур, сортов их и приемов агротехники, составлена классификация культурных растений по

их требованию к климату, произведено агроклиматическое районирование СССР (работы Г. Т. Селянинова, П. И. Колоскова, С. А. Сапожниковой, Л. Н. Бабушкина, Ф. Ф. Давитая), разработаны характеристики суховея (Е. А. Цубербиллер) и заморозков на территории СССР (И. А. Гольцберг), разработана методика наблюдений над фазами развития сельскохозяйственных растений (А. И. Руденко) и по производству фенологических наблюдений (А. А. Шиголев). Кроме того, было выполнено много методических работ по измерению испарения влаги с поверхности почвы (В. П. Попов, А. А. Скворцов), по составлению агрогидрологических характеристик (С. А. Вериге), по агрогидрологическим исследованиям (А. В. Процеров), по установлению потребности сельскохозяйственных культур в воде (А. М. Алпатьев) и т. д. Большая работа была проведена и по организации агрометеорологического обслуживания сельского хозяйства СССР (В. В. Синельщиков и др.).

Для обслуживания сельского хозяйства в СССР при Главном управлении гидрометеорологической службы имеется специальное управление, в ведении которого находится большое количество агрометеорологических станций. Научная и научно-оперативная работа по агрометеорологии сосредоточена в специальных отделах агрометеорологии и агрометпрогнозов при Центральном институте прогнозов. При местных управлениях гидрометеорологической службы имеются отделы по обслуживанию сельского хозяйства, осуществляющие руководство агрометеорологическими станциями и издающие агрометеорологические бюллетени, в которых дается информация о погоде и сообщаются сведения о состоянии сельскохозяйственных растений за данный период и виды на развитие их в будущем. Эти бюллетени имеют большое практическое значение, так как помогают работникам сельского хозяйства своевременно проводить различные мероприятия. Значительная научно-исследовательская работа в области агрометеорологии проводится в отделе агрометеорологии Всесоюзного института растениеводства.

Значение агрометеорологии в обслуживании социалистического сельского хозяйства весьма велико. Только одни предупреждения об опасных метеорологических явлениях ежегодно приносят сельскому хозяйству большую пользу, позволяя сохранить от значительных потерь урожай сельскохозяйственных культур, овощей и фруктов, а в районах отгонного животноводства такие предупреждения позволяют предотвратить гибель скота и правильно организовать выпас животных.

Агрометеорология в советский период достигла больших успехов как в своем развитии, так и в обслуживании сельского хозяйства. Достижения этой науки обусловлены тесной связью ее с производством. Это является залогом того, что агрометеорология в будущем получит в СССР еще большее развитие.

Метеорологические и климатические факторы играют боль-

шую роль и в лесном хозяйстве, так как они в значительной мере обуславливают рост, развитие и продуктивность лесных насаждений. В некоторые годы условия погоды могут быть благоприятными для развития грибковых заболеваний и вредных для леса насекомых. Для развития многих грибковых заболеваний благоприятна влажная погода в теплое время года, массовому же развитию насекомых часто способствует жаркая, сухая погода. Метеорологические и климатические условия приобретают большое значение в лесокультурном деле, так как от них в значительной степени зависит успешность проведения лесокультурных мероприятий. Учет климатических особенностей различных районов играет также большую роль в планировке и организации лесосеменных хозяйств и в создании полезащитных лесных полос. Для лесозаготовок, лесосплава, вывозки леса и т. д. большое значение имеет характер залегания снежного покрова, оттепели, вскрытие и замерзание рек и пр. Сухая погода, вызывающая сильное высыхание в лесу подстилки, остатков от лесозаготовок и т. д., в некоторых случаях способствует возникновению лесных пожаров.

Изучением взаимоотношений, создающихся между метеорологическими и климатическими факторами, с одной стороны, и лесом — с другой, занимаются *лесная метеорология* и *климатология*. Эти отрасли науки изучают влияние условий погоды и климата, характеризующих физическое состояние среды обитания лесных насаждений, на их рост, развитие и продуктивность, изучают климатические условия, создающиеся на территории, занимаемой лесом, а также изучают влияние лесных насаждений на погоду и климат прилегающей к ним местности. Основателями лесной метеорологии и климатологии в России были А. И. Воейков, Г. Н. Высоцкий и А. П. Тольский.

Условия погоды имеют огромное значение для авиации. Современные самолеты хотя и представляют совершенные аппараты, но все же сильные ветры, грозы, туманы, метели, ливни, гололед и т. д. могут вызвать аварию самолета. Поэтому большое значение для авиации приобретает предвидение погоды. Зная заранее условия погоды и изменения их, можно отложить полет или следовать по другой трассе в случае, если условия погоды по данной трассе будут являться опасными. Для авиации также большое значение имеет особая отрасль метеорологии — *аэрология*, изучающая высокие слои атмосферы.

Метеорологические факторы оказывают большое влияние и на железнодорожный транспорт. Так, сильные снегопады, гололед, туманы могут в сильной степени затруднить работу транспорта, а такие явления, как сильные метели и ливни, могут даже прекратить его работу на некоторых участках. Поэтому при составлении проектов железнодорожных линий всегда используют данные, характеризующие климатические условия местности.

Большое применение метеорологические и климатические данные имеют при строительстве различных сооружений. Так, при

строительстве линий электропередач необходимо иметь сведения о повторяемости и интенсивности таких осадков, как гололед, изморозь, снег, которые, оседая на провода, создают добавочную нагрузку на линии. При установке ветряных двигателей используют данные о ветровом режиме. Для расчета диаметра труб, размеров канав и различных гидротехнических сооружений, предназначенных для спуска талых и ливневых вод, используют сведения о количестве осадков и силе ливней, наблюдаемых в данной местности.

Метеорологические и климатические данные используют также при планировке городов и населенных пунктов. Учитывая местные условия, можно в новых городах и населенных пунктах расположить улицы и дома так, чтобы они находились в более благоприятных условиях в отношении чистоты воздуха, освещенности, вентиляции и т. д.

Метеорологические и климатические факторы оказывают большое влияние и на организм человека. Туманы, резкие колебания давления воздуха, температуры и влажности и т. д. часто вызывают болезненные ощущения, а также простудные, инфекционные и нервные заболевания. С другой стороны, для лечения многих болезней с успехом используют климатические условия курортов. Так, климатические условия Южного берега Крыма с большим успехом используют для лечения туберкулеза, климатические условия пустынь — для лечения почечных болезней. В настоящее время существует специальная отрасль климатологии — *медицинская климатология*, которая занимается изучением вопросов, связанных с влиянием погоды и климата на организм человека. Кроме того, эта наука изучает климатические условия курортов, лечебные свойства которых используются для восстановления здоровья человека. Много внимания этим вопросам уделял А. И. Воейков, а также А. А. Каминский и Н. А. Коростелев. Широко поставил разработку вопросов медицинской климатологии П. Г. Мезерницкий.

Огромное значение для различных отраслей народного хозяйства имеет предсказание погоды. Зная условия погоды, которые ожидаются в будущем, можно лучше и с большей эффективностью организовать различные работы, например в сельском хозяйстве — работы по уборке урожая и др. Предвидение неблагоприятных условий погоды, например заморозков весной или ранней осенью, метелей и т. д., позволяет заранее принять меры борьбы с ними и этим ослабить или парализовать вредное воздействие их. Существует особая наука — *синоптическая метеорология*, которая занимается специально вопросами предсказания погоды на основе изучения атмосферных процессов, создающих погоду и вызывающих изменение ее на большой территории.

Приведенным выше кратким изложением отнюдь не исчерпывается значение метеорологии и климатологии в народном хозяйстве. Но и этот перечень достаточно наглядно указывает на то-

огромное значение, которое имеет в настоящее время метеорология и климатология в народном хозяйстве страны.

Метеорология и климатология, изучая неблагоприятные проявления погоды и климата, помогают человеку бороться с ними, позволяют изменять, улучшать и использовать их в народном хозяйстве. Особенно велико значение метеорологии и климатологии для сельского хозяйства. Надлежащий учет и использование метеорологических особенностей каждого района дает возможность получать более высокие урожан, повышать производительность животноводства, что имеет большое значение, особенно в настоящее время, когда перед советским народом, партией и правительством поставлена важнейшая задача — довести в ближайшие 5—6 лет ежегодный валовой сбор зерна до 10 млрд. пудов, увеличить в два-два с лишним раза производство основных продуктов животноводства.

4. Краткий исторический очерк. Наблюдения над различными явлениями погоды производились еще в глубокой древности. Но это были главным образом неинструментальные наблюдения. Первые наблюдения с помощью приборов стали производиться около середины XVII века, вскоре после изобретения первого барометра и ртутного термометра.

В России регулярные метеорологические наблюдения при помощи приборов были организованы по указанию Петра I в 1724 г. в Петербурге. Несколько позже — в 1730-х годах — Великой северной экспедицией, руководимой Берингом, была организована первая в мире регулярно работавшая сеть метеорологических станций. В эту сеть входили станции, открытые в Казани, Екатеринбурге (Свердловске), Тобольске, Томске, Иркутске, Якутске и в других пунктах. Работа этой сети, действовавшей на огромной территории, продолжалась до 1743 г., а в некоторых пунктах — до 1748 г. В XIX веке уже почти все государства располагали значительным количеством метеорологических станций. Особенно большое развитие сеть метеорологических станций получила во второй половине XIX века.

Большое внимание развитию метеорологии в России уделял гениальный русский ученый М. В. Ломоносов. Он еще 200 лет назад заложил в России основу метеорологии как науки и определил пути дальнейшего его развития. М. В. Ломоносов указывал на важность предсказания погоды для земледельцев и моряков и считал, что для разрешения вопросов, связанных с предсказаниями погоды, необходимо создание широкой сети метеорологических станций. М. В. Ломоносов первый открыл и объяснил восходящие и нисходящие токи в атмосфере и был первым исследователем электрических явлений в ней. Он также первым указал на важность исследования высоких слоев атмосферы при помощи специальных наблюдений. М. В. Ломоносов сам изобретал и строил метеорологические приборы, при помощи которых производил наблюдения. Ему принадлежит идея подъема

в воздух самопишущих приборов для регистрации в высоких слоях атмосферы температуры, направления и скорости ветра и т. д.

После М. В. Ломоносова большое влияние на развитие метеорологии в России оказал В. Н. Каразин. В своих работах, написанных в первой половине XIX века, он настойчиво подчеркивал необходимость создания в России сети метеорологических станций и центрального метеорологического учреждения. В. Н. Каразин даже поднимал вопрос о возможности направления атмосферных процессов на пользу человека. Он первый в мировой литературе сделал попытку выяснить с научной точки зрения вопрос о влиянии леса на климат.

Большую роль в развитии метеорологии сыграла Главная физическая обсерватория (теперь Главная геофизическая обсерватория имени А. И. Воейкова), основанная в Петербурге в 1849 г. Физическая обсерватория была организована в России раньше, чем в других странах Европы. Главная физическая обсерватория создала в России значительную сеть метеорологических станций, руководила ее работой и производила обработку наблюдений. Русская сеть метеорологических станций по качеству производимых ею работ стояла на очень высоком научном уровне, и по ее образцу строились сети в других странах. В 1872 г. при обсерватории под руководством М. А. Рыкачева была создана служба погоды, т. е. служба оповещений о состоянии погоды. С этого времени обсерватория стала выпускать Ежедневный бюллетень погоды.

Во второй половине XIX века Главной физической обсерваторией были организованы местные обсерватории в Тифлисе (Тбилиси), Екатеринбурге (Свердловске), Иркутске и Павловске (под Петербургом). Последняя была одной из лучших обсерваторий в мире. В 1912 г. была организована обсерватория во Владивостоке.

Большое влияние на развитие метеорологии в России оказало Географическое общество, организованное в 1845 г. При этом обществе в 1858 г. был создан Метеорологический комитет, преобразованный в 1870 г. в Метеорологическую комиссию. Во главе этой комиссии с 1883 до 1916 г. стоял гениальный русский метеоролог и климатолог А. И. Воейков. Метеорологическая комиссия организовала в России массовые метеорологические наблюдения и привлекла к этому делу большое количество добровольных наблюдателей.

Значительное внимание вопросам метеорологии уделял знаменитый русский химик Д. И. Менделеев. Ему принадлежит идея поднятия специальных приборов на привязных аэростатах и с помощью шаров-зондов, наполненных водородом. Д. И. Менделееву принадлежит также идея создания герметических кабин для высотных полетов с целью изучения высоких слоев атмосферы. Д. И. Менделеевым был написан ряд работ по различным

вопросам метеорологии: «О температуре высоких слоев атмосферы», «О влиянии влажности на барометрическое давление» и др. Д. И. Менделеев уделял большое внимание и вопросам степного лесоразведения. Он указывал, что уничтожение лесов грозит уменьшением равномерности климата и увеличивает и без того пагубную для русских урожаев засушливость.

Работы русских метеорологов и до Великой Октябрьской социалистической революции пользовались широкой известностью. Из них особо следует отметить работы: М. А. Рыкачева по исследованию путей циклонов в Европе, А. И. Воейкова по самым разнообразным вопросам метеорологии, П. И. Броунова по вопросу исследования европейских антициклонов, Б. И. Срезневского по изучению бурь и явления волн холода, которое им было впервые открыто и обнародовано в 1885 г., Г. А. Любославского по изучению теплового режима почв и распределения температуры и влажности воздуха в приземном слое в присутствии растительности, В. Н. Оболенского по атмосферному электричеству и много других работ. Эти работы прославили русскую метеорологию далеко за пределами России.

Особенно большое развитие получила у нас метеорология после Великой Октябрьской социалистической революции. На территории СССР было организовано много полярных, морских, сельскохозяйственных, курортных, горных и других метеорологических станций и обсерваторий. В мае 1937 г. была создана дрейфующая станция «Северный полюс», действовавшая в течение 9 месяцев. Появились новые отрасли метеорологии — *аэрология* и *актинометрия*, которые затем определились в самостоятельные дисциплины. Первая из них занимается изучением высоких слоев атмосферы, вторая — изучением различных видов лучистой энергии в природных условиях. Советские исследователи в области аэрологии — П. А. Молчанов, Е. С. Селезнева и др. — сделали большие успехи в деле изучения высоких слоев атмосферы. Больших успехов достигла и советская актинометрия. Для изучения лучистой энергии солнца на территории СССР было создано большое количество актинометрических станций. В 1930 г. в Павловске (под Ленинградом) был организован Институт актинометрии и атмосферной оптики, который стал подлинным методическим и научным центром в СССР по вопросам актинометрии. Особенно плодотворно работали в области актинометрии В. А. Михельсон, С. И. Савинов, Н. Н. Калитин, Вл. А. Березкин, Ю. Д. Янишевский и др.

Огромны успехи метеорологии и в области предсказания погоды. Большая сеть метеорологических станций, расширение программы наблюдений, высокое качество их, усовершенствование связи при помощи радио и т. д. — позволили в значительной мере улучшить прогнозы погоды. Эти прогнозы примерно с 1930 г. стали строиться у нас на основании исследования свойств и движений воздушных масс и поверхностей раздела между ними.

К прогнозам стали привлекаться не только наблюдения в приземных слоях воздуха, но и в высоких слоях атмосферы. Этими вопросами стал специально заниматься созданный Центральный институт прогнозов. Разработкой вопросов, связанных с предсказанием погоды по новому методу, у нас особенно успешно занимались А. И. Аскназий, С. П. Хромов, А. Ф. Дюбюк, Б. Л. Дзердзевский, Х. П. Погосян и др.

Много было сделано также и в отношении долгосрочных прогнозов погоды. В советское время Б. П. Мультиановским был разработан новый метод таких прогнозов, который по сравнению с методами, применяемыми за границей, является наиболее обоснованным и разработанным. После смерти Б. П. Мультиановского его метод успешно углубляется и разрабатывается С. Т. Пагава, Т. А. Дулетовой и др.

Основоположником климатологии в России был А. И. Воейков (1842—1916 гг.). Он написал огромное количество работ по самым разнообразным вопросам климатологии. Неутомимая деятельность А. И. Воейкова прославила русскую климатологию. Его капитальный труд «Климаты земного шара, в особенности России» получил мировую известность и составил эпоху в науке. Этот труд не утратил своего значения и в настоящее время. Ценность работ А. И. Воейкова заключается в том, что он все явления, происходящие в атмосфере, рассматривал в неразрывной связи с географической средой. Он первый раскрыл сущность процессов, создающих климат. Кроме того, работы А. И. Воейкова имели практическую направленность. Он впервые высказал мысль об организованном вмешательстве человека в климатический процесс, с целью изменения климата. А. И. Воейков уделял много внимания изучению курортных мест и подчеркивал преимущество курортов Крыма и Кавказа перед заграничными. Он указывал (еще в 1870-х годах) на необходимость изучения полярных районов и предвидел возможность навигации вдоль северных окраин Сибири. А. И. Воейков считал, что явления в высоких широтах должны воздействовать на климат и погоду средних широт. Он также впервые поднял вопрос о необходимости изучения снежного покрова. Работы А. И. Воейкова о снежном покрове не потеряли своего значения и до сих пор.

Из работ по климатологии следует также отметить работы И. В. Фигуровского по изучению климата Кавказа, А. В. Вознесенского и В. Б. Шостаковича — по климату Восточной Сибири, Б. И. Срезневского и др.

После Великой Октябрьской социалистической революции климатология в СССР стала на путь обслуживания различных отраслей народного хозяйства и социалистического строительства. Было опубликовано большое количество работ по климату СССР и отдельных его частей (работы А. А. Каминского, Л. С. Берга, Е. С. Рубинштейн, П. И. Колоскова, О. А. Дроздова, А. И. Кайгородова, В. Ю. Визе и др.), составлено большое коли-

чество климатологических справочников, атласов и карт. Появились новые методы изучения климата (работы Б. П. Алисова, Е. Е. Федорова и др.).

Обслуживание различных отраслей народного хозяйства и социалистического строительства поставило перед климатологией в советское время ряд задач, для решения которых нужно было применить новые методы исследования. Это способствовало значительному развитию климатологии. Дальнейшее развитие климатологии будет также определяться ее связью с народным хозяйством и творческим сотрудничеством с производством.

5. Организация метеорологических наблюдений. После Великой Октябрьской социалистической революции метеорологическая служба получила бурное развитие. В настоящее время в СССР имеется обширная сеть, в которую входит несколько тысяч метеорологических станций и постов. Эта сеть находится в ведении Главного управления гидрометеорологической службы при Совете Министров СССР. Главному управлению подчиняются республиканские и местные управления гидрометеорологической службы.

По характеру своей деятельности метеорологические станции разделяются на наблюдательные и оперативные. Наблюдательные станции производят наблюдения, необходимые для изучения и освещения метеорологических и климатических условий на территории СССР. Оперативные же станции, помимо производства наблюдений, ведут оперативное обслуживание различных учреждений информацией о текущей погоде, прогнозами, предупреждениями об опасных явлениях погоды и т. д.

Кроме станций, ведущих наблюдения над всеми элементами погоды, имеются еще и посты, которые производят наблюдения только над отдельными элементами или явлениями, например над осадками, снежным покровом, метелями, грозами и зарницами, туманами и т. д.

На всех метеорологических станциях наблюдения ведутся с помощью стандартных приборов. Установка приборов, производство наблюдений и обработка их выполняются по специальным инструкциям. Такая однородность наблюдений совершенно необходима для получения сравнимых результатов.

С 1945 г. на Памире, в Якутской тайге и др. стали действовать особые автоматические радиометеорологические станции (АРМС), передающие в определенные сроки состояние основных метеорологических элементов — давления и температуры воздуха, направления и скорости ветра (рис. 1). Эти станции действуют за счет энергии, получаемой от аккумуляторов. Работа их рассчитана на год. Сигналы этих станций принимаются на расстоянии 400—600 км.

Наблюдения на метеорологических станциях производят 4 раза в сутки: в 1, 7, 13 и 19 часов по местному среднему вре-

мени. Некоторые станции для оперативного обслуживания производят наблюдения и в другие сроки.

Многие метеорологические станции в зависимости от своего расположения производят, помимо основных наблюдений, еще дополнительные, специальные наблюдения. В Советском Союзе

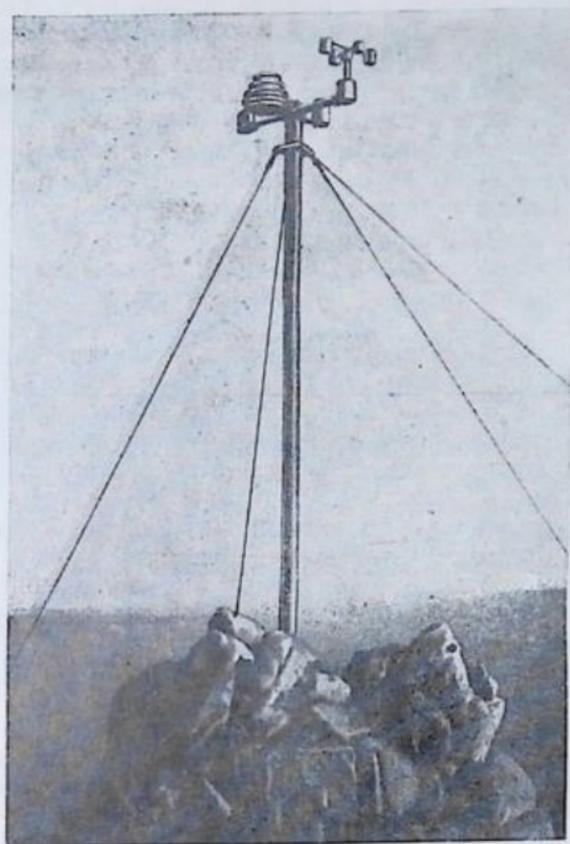


Рис. 1. Автоматическая радиометеорологическая станция.

имеются метеорологические станции: полярные, морские, авиа-метеорологические, сельскохозяйственные, лесные, курортные, горные и др.

Полярные станции находятся на островах и берегах морей Полярного бассейна. Самые северные из них располагаются на острове Рудольфа (Земля Франца-Иосифа), Северной Земле, на северной окраине Новой Земли (мыс Желания). С 21 мая 1937 г. по 19 февраля 1938 г. в Арктике действовала станция «Северный

полос». Ценные материалы были получены также экипажем ледокола «Георгий Седов» за время дрейфа в арктических льдах в 1937—1940 гг.

Полярные станции, помимо метеорологических наблюдений, ведут еще наблюдения над состоянием льдов. Наблюдения этих станций имеют весьма большое значение для изучения климатических условий полярных стран и для целей предсказания погоды.

Особенно большое значение для науки имели наблюдения метеорологической станции «Северный полюс», действовавшей в течение 9 месяцев. Наблюдения на ней, производившиеся И. В. Папаниным, Е. К. Федоровым, П. П. Ширшовым и Э. Т. Кренкелем, носили комплексный характер. Так, на станции изучался дрейф льдов в районе полюса, изучалось распределение температуры, солености, плотности и химического состава воды в Полярном бассейне. Произведенные метеорологические наблюдения установили, что над Центральным Полярным бассейном нет постоянного накопления холодного воздуха, как полагали до этого времени, и что на полюсе происходит довольно оживленная смена воздушных масс. Большое значение в познании природных условий Центрального Полярного бассейна будут иметь наблюдения научных станций, организованных в 1954 г. в северном околополюсном районе на дрейфующих многолетних льдах. Метеорологические сводки этих станций уже регулярно используются в прогнозах погоды.

Морские станции располагаются в СССР на берегах Балтийского, Черного, Азовского, Каспийского и других морей. Эти станции, кроме общих метеорологических наблюдений, ведут еще наблюдения над состоянием моря. Наблюдения этих станций имеют большое значение для навигации.

Авиаметеорологические станции (АМС) устраивают при аэропортах Гражданского воздушного флота. Они ведут специальные наблюдения над погодой и обслуживают летный и начальствующий состав воздушного флота информацией о погоде.

Сельскохозяйственные метеорологические или агрометеорологические станции ведут дополнительные наблюдения над температурой, влажностью и глубиной промерзания почвы, над испарением воды с почвы и просачиванием воды в почву, над фазами развития сельскохозяйственных культур, ростом и состоянием их, приростом сухого вещества и т. д. Производство на этих станциях параллельных наблюдений — метеорологических и сельскохозяйственных — позволяет выяснить влияние отдельных метеорологических факторов и условий погоды на рост, развитие и продуктивность сельскохозяйственных растений. Дополнительные сельскохозяйственные наблюдения на этих станциях производятся на специальных опытных участках и на различных сельскохозяйственных угодьях колхозов, совхозов и научных учреждений.

Лесные метеорологические станции обычно делают парными. Одну из них устраивают под пологом леса, другую —

в поле, в таком месте, где лес уже не оказывает влияния на элементы погоды. На этих станциях производят одновременные наблюдения, которые дают возможность установить особенности и различия в характере и ходе отдельных метеорологических элементов под пологом леса.

Курортные метеорологические станции изучают климатические условия курортов, санаториев и т. д. с целью наилучшего использования этих условий при лечении больных.

Горные метеорологические станции располагаются на больших высотах (выше 2000 м над уровнем моря). Они изучают фи-

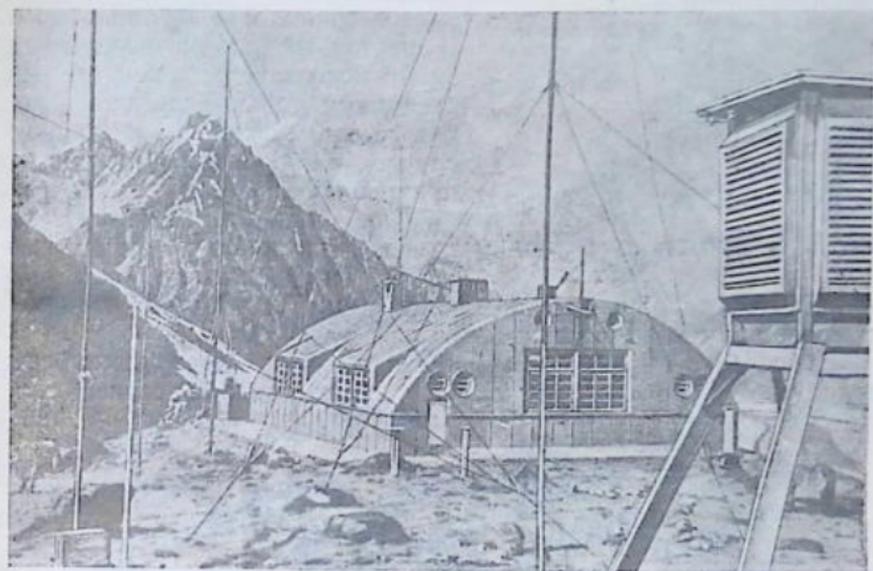


Рис. 2. Горная метеорологическая станция.

зическое состояние высоких слоев атмосферы, производят наблюдения над состоянием ледников и т. д. В СССР горные метеорологические станции имеются в горах Крыма, Кавказа, Тянь-Шаня и др. (рис. 2). Самые высокие горные метеорологические станции располагаются в СССР на Эльбрусе (на высоте 4300 м), на леднике Федченко (4200 м), на горе Казбек (3900 м).

Некоторые метеорологические станции ведут аэрологические наблюдения, т. е. наблюдения над высокими слоями атмосферы. Эти наблюдения производят при помощи приборов, поднимаемых непосредственно в эти слои. Аэрологические наблюдения имеют весьма большое значение для предсказания погоды и авиации.

Изучение физических свойств высоких слоев атмосферы производят при помощи воздушных змеев, привязных шаров, самолетов, стратостатов, шаров-пилотов, шаров-зондов и радиозондов.

Воздушный змей имеет форму призмы или прямоугольного параллелепипеда (рис. 3). Легкий каркас его в верхней и нижней части обтянут материей. К такому змею прикрепляют легкий и компактный прибор — метеорограф, который автоматически записывает на ленте, накрученной на барабан, изменения давления, температуры и влажности воздуха во время полета (рис. 4). Змей запускается на тонком тросе. Наибольшая высота поднятия воздушного змея около 10 км. Однако метод воздушных змеев теперь уже устарел. Он заменен более совершенными методами изучения высоких слоев атмосферы.

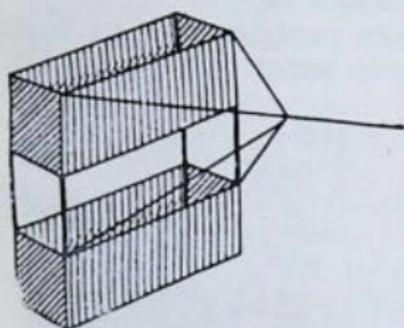


Рис. 3. Метеорологический змей.

В настоящее время воздушный змей используется некоторыми станциями только для определения высоты облаков. В данном случае метеорограф к нему не прикрепляют.

Для подъема метеорографа иногда применяют привязные шары или аэростаты емкостью до 60—100 м³, наполняемые водородом (рис. 5). Обычно подъемы их совершаются до высоты 4—5 км.

В последнее время для изучения высоких слоев атмосферы поднимаются на большие высоты наблюдатели с серией точ-

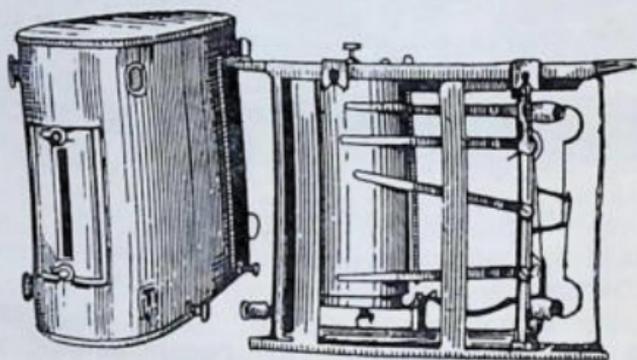


Рис. 4. Общий вид метеорографа.

ных приборов. Для этой цели используются аэропланы, аэростаты с открытой гондолой и стратостаты. Обычные подъемы аэропланов с приборами совершаются до высоты 6—8 км, наибольшая же высота подъема их 16—18 км. Наибольшая высота подъема аэростата с открытой гондолой около 13 км. Стратостат представляет аэростат с герметически закрытой кабиной, в которой помещаются наблюдатели. Большое количество приборов, поднимаемых стратостатом, а также наличие наблюдателей, находя-

щихся в более или менее нормальных условиях в кабине, позволяют производить точные и разнообразные наблюдения во время подъема стратостата. Ввиду этого подъемы стратостатов дают весьма ценные данные о составе, строении и физических свойствах высоких слоев атмосферы. Наибольшие высоты в мире достигнуты стратостатом «СССР» 30 сентября 1933 г.— 19 км и стратостатом «Осоавиахим» 30 января 1934 г.— 22 км (рис. 6).

Большое распространение при изучении высоких слоев атмосферы получили шары-пилоты, шары-зонды и радиозонды.

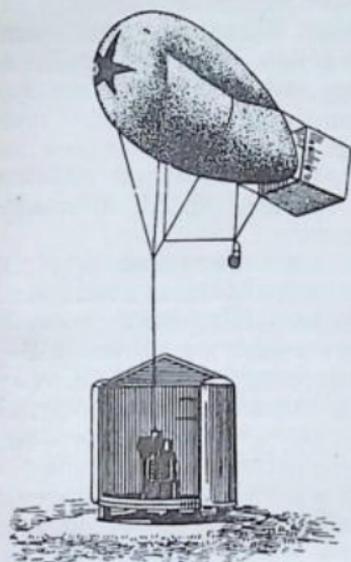


Рис. 5. Привязной аэростат.

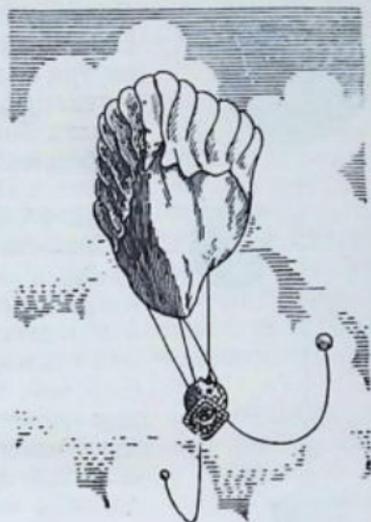


Рис. 6. Стратостат «СССР» в полете.

Шар-пилот представляет собой резиновый шар емкостью примерно в $0,1-0,2 \text{ м}^3$, наполненный водородом. Приборов к нему не подвешивают. За полетом шара-пилота наблюдают с земной поверхности при помощи теодолита, по которому отсчитывают горизонтальные и вертикальные углы. По отсчетам этих углов и по подъемной скорости шара-пилота определяется направление и скорость ветра на различных высотах. Полет таких шаров удалось проследить до высоты 35—40 км.

С помощью шаров-пилотов направление и скорость ветра можно определять только в малооблачную погоду. В пасмурную погоду шар-пилот быстро скрывается за облаками, а в туман его вообще нельзя наблюдать с земли. В настоящее время для определения направления и скорости ветра с помощью шара-пилота в любую погоду стали применять радиолокатор. Для этого к резиновому шару, наполненному водородом, прикрепляется

мишень — отражатель радиоволн в виде крестовины из тонких металлических стержней, расположенных в горизонтальной плоскости. Такой шар с мишенью облучается направленным на него пучком радиоволн от передатчика радиолокатора. Мишень отражает эти волны, и последние возвращаются обратно к приемной части радиолокатора. Это дает возможность определить положение в пространстве шара с мишенью в данный момент и, следовательно, определить направление и скорость ветра на высоте от 1 до 10 км. Максимальная дальность обнаружения шаров с мишенью определяется в 25—40 км. Шары с мишенью получили название радиопилотов. Радиолокаторы широко используются также для исследования строения облаков, зарождения очагов осадков внутри облаков, развития их во времени и пространстве вплоть до выпадения осадков на землю. Впервые метод радиолокации облаков зародился в СССР трудами Л. И. Мандельштама и Н. Д. Папалекси.

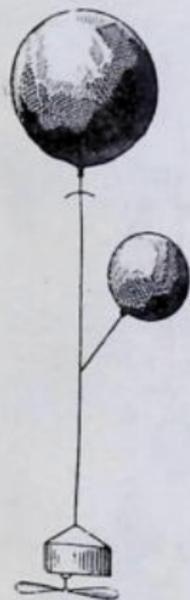


Рис. 7. Шар-зонд.

Для определения давления, температуры и влажности воздуха в высоких слоях атмосферы применяют шары-зонды. Шар-зонд состоит из резинового баллона емкостью обычно в 2—3 м³, наполняемого водородом (рис. 7). К нему при помощи шнура прикрепляется другой шар небольшого объема, наполняемый водородом частично. К этой системе шаров прикрепляют метеорограф. В верхних слоях атмосферы большой шар разрывается, а метеорограф при помощи малого шара плавно опускается на землю; при этом малый шар продолжает держаться на небольшой высоте от поверхности земли, что облегчает нахождение метеорографа. К метеорографу прикрепляют этикетку с просьбой доставить его в соответствующее метеорологическое учреждение по указанному адресу. Однако часто наблюдаются случаи утери таких метеорографов. В безлюдной местности — тайге, тундре, Арктике, а также на морях и океанах обнаружение таких метеорографов вообще невозможно.

В настоящее время шар-зонд вытеснен радиозондом. От шар-зонда он отличается тем, что к нему прикрепляется метеорограф, соединенный особым образом с коротковолновым радиопередатчиком. В данном случае в высокие слои атмосферы поднимается маленькая радиостанция с питающей ее аккумуляторной батареей. Метеорограф воспринимает изменения давления, температуры и влажности воздуха во время подъема, радиопередатчик же при помощи особых сигналов подает показания метеорографа в эфир. Эти сигналы принимают на земной поверхности, и, таким образом, результаты наблюдений получают непосредственно во

время полета радиозонда. Первый в мире радиозонд, конструкции П. А. Молчанова, был выпущен 30 января 1930 г. на территории СССР.

Наибольшие высоты, достигнутые шарами-зондами и радиозондами, определяются в 37 км.

При изучении высоких слоев атмосферы иногда применяют спектроскоп. Наблюдения спектров полярных сияний и метеоров дают материал для суждения о составе воздуха в тех слоях атмосферы, в которых эти явления образуются.

В настоящее время делаются еще попытки изучения высоких слоев атмосферы при помощи особых ракет. Наибольшее количество наблюдений произведено таким способом до высоты 80—100 км, а в отдельных случаях до высоты 200—220 км.

ГЛАВА II

СОСТАВ И СТРОЕНИЕ АТМОСФЕРЫ

6. Состав воздуха у земной поверхности. Атмосферный воздух представляет собой газовую смесь. Основными газами в нижних слоях атмосферы являются азот и кислород. К этим газам приносятся в переменных количествах углекислота, водяной пар, озон, аммиак и разные окислы азота. В небольшом количестве в состав воздуха входит аргон и в ничтожных количествах — гелий, неон, ксенон, криптон.

В промышленных городах в состав воздуха в измеримых количествах могут входить некоторые дымовые газы — сернистый и серный ангидрид и др. В атмосфере находятся в большом количестве жидкие частицы в виде капель тумана и твердые частицы в виде кристаллов льда и пыли.

У земной поверхности в чистом и сухом воздухе содержится 78% азота и 21% кислорода (объемные проценты). На долю аргона и других газов приходится около 1%. Если же принять во внимание водяной пар, количество которого в атмосфере меняется, то в умеренных широтах средний состав воздуха выражается следующими объемными процентами: азота — около 77%, кислорода — 21%, аргона и других газов — около 1%, водяного пара — около 1%. В жарком влажном климате количество водяного пара может доходить до 4%, в местах же с суровым климатом в зимнее время оно может падать до 0,01% по объему.

Преобладающим газом в земной атмосфере является азот. Атмосферный азот недоступен растениям, за исключением бобовых, которые могут усваивать свободный атмосферный азот при помощи клубеньковых бактерий, развивающихся на их корнях.

В воздухе имеется также аммиак и разные окислы азота. Количество аммиака в воздухе у земной поверхности ничтожно — около 2 мг на 100 м³. Аммиак поступает в атмосферу при гниении и разложении органических остатков. Окислы азота обра-

зуются в атмосфере при электрических разрядах во время гроз. Эти соединения азота вместе с осадками могут вноситься в почву. Общее количество азота, вносимого в почву таким способом, невелико. В течение года 1 га поверхности почвы в районе Ташкента получает около 3 кг азота, в районе опытной станции Плоты (Украина) — 4,4 кг.

Кислород имеет огромное значение для животных и растений. Он необходим для дыхания. Кроме того, кислород обуславливает процессы горения, гниения и разложения органических веществ.

Углекислота содержится в воздухе в небольшом количестве — в среднем около 0,03% по объему. От этой величины, однако, возможны значительные отклонения, в зависимости от условий местности, погоды и т. д.

Углекислота играет весьма большую роль в жизни растений. Она необходима растениям для образования органического вещества, создающегося в результате фотосинтеза. Сухое вещество растения состоит на 45—50% из углерода, который берется из углекислоты, содержащейся в воздухе.

Углекислота поступает в воздух при сжигании топлива, гниении и разложении органических веществ, при процессе дыхания животных и растений. Она поступает в атмосферу также из минеральных источников, трещин земной коры, при вулканических извержениях. Главным источником углекислоты для растений является почва, в которой получают повышенные количества этого газа при процессах гниения и разложения органических веществ.

Вода способна поглощать углекислоту, но при повышенной температуре вода отдает некоторое количество ее обратно воздуху. В этом отношении поверхность морей и океанов является регулятором углекислоты. При меньшем парциальном давлении углекислоты в воздухе она отдается водой, при большем — вода поглощает ее. Осадки способны растворять углекислоту.

Концентрация углекислоты у земной поверхности не остается постоянной. Она зависит от интенсивности разложения ее растениями под действием солнечных лучей, условий погоды и т. д. Днем, когда процесс разложения углекислоты растениями протекает интенсивно, концентрация ее меньше, чем ночью. Летом, когда процесс разложения углекислоты достигает максимума, содержание ее в приземном слое воздуха уменьшается, а к осени, с ослаблением этого процесса, увеличивается. В солнечную погоду углекислоты в воздухе меньше, чем в пасмурную, так как в солнечную погоду процесс разложения углекислоты протекает более интенсивно.

В крупных городах количество углекислоты в воздухе доходит до 0,05% и даже до 0,07%. Содержание ее в количестве 0,2—0,6% будет уже вредным для человека.

Углекислота обладает способностью в значительной степени пропускать солнечную энергию и задерживать земное излучение.

Ввиду этого повышенное содержание углекислоты в воздухе способно повысить температуру земной поверхности.

Водяной пар представляет самую неустойчивую составную часть атмосферы. Количество его в атмосфере в сильной степени зависит от характера поверхности, метеорологических и климатических условий и т. д. Поступает водяной пар в атмосферу при процессе испарения влаги с поверхности морей, океанов, рек, озер, с поверхности суши. Значительное количество влаги испаряют и растения. Следует указать, что на испарение затрачивается большое количество тепла, которое отнимается у испаряющих влагу поверхностей. При определенных условиях водяной пар конденсируется, образуя облака и осадки. Последние выпадают на поверхность земли и проникают в почву, где они создают необходимые для растений запасы влаги.

Конденсация водяного пара сопровождается выделением большого количества тепла.

Водяной пар имеет большое значение в сохранении тепла на земной поверхности, так как он почти полностью поглощает излучаемое ею тепло. Благодаря водяному пару значительная часть земного излучения задерживается атмосферой и не уходит в мировое пространство. Кроме того, поглощение тепла и выделение его при превращениях водяного пара играет большую роль в протекании различных процессов в атмосфере.

Озон в атмосфере содержится в незначительном количестве. На 100 м^3 воздуха приходится всего около $2,5 \text{ мг}$ озона. Если бы можно было весь озон атмосферы собрать в слой, то при нормальном давлении толщина такого слоя составляла бы всего 3 мм .

Озон представляет аллотроп кислорода. Его молекула состоит из трех атомов кислорода. Образуется озон в нижних слоях атмосферы под влиянием электрических разрядов, а в верхних слоях — при диссоциации кислородных молекул на активные атомы кислорода, с последующим присоединением к молекуле кислорода одного атома. Эта диссоциация кислорода в высоких слоях атмосферы происходит под действием ультрафиолетовых лучей солнца с длиной волны меньше 200 мкм .¹ С другой стороны, озон поглощает ультрафиолетовые лучи с длиной волны от 200 до 290 мкм , что вызывает диссоциацию его молекул. Таким образом, в атмосфере одновременно идет образование озона и распад его. Это делает содержание озона в атмосфере весьма неустойчивым и вызывает изменения в количестве его как в течение суток, так и в течение года.

Наибольшее количество озона наблюдается на высоте 20 — 30 км , т. е. в слое толщиной в 10 км . Выше и ниже этого слоя количество озона убывает. Верхняя граница слоя озона располагается на высоте около 50 км .

¹ Микрон (1 мк) равен $0,001 \text{ мм}$; миллимикрон (1 ммк) равен $0,000001 \text{ мм}$.

Озон, несмотря на малые количества, однако, играет большую роль в ряде атмосферных явлений. Поглощая ультрафиолетовую часть солнечного излучения с длиной волны меньше 290 мкм, он пропускает ультрафиолетовые лучи только с длиной волны от 290 до 400 мкм, которые и доходят до земной поверхности. Солнечный спектр как бы обрывается на длине волны 290 мкм. Этот факт имеет большое биологическое значение. Ультрафиолетовые лучи с длиной волны меньше 290 мкм характеризуются весьма большой химической активностью. Они весьма вредно действуют на ткани животных и растительных организмов. Озон, поглощая ультрафиолетовые лучи солнца с короткой длиной волны, таким образом защищает животные и растительные организмы от вредного действия их.

Поглощение озоном ультрафиолетовых лучей солнца происходит почти целиком еще в самой верхней части слоя озона, т. е. на высоте 40—50 км, вследствие чего температура на этой высоте значительно повышается.

Озон является энергичным окислителем. Он ускоряет гниение и разложение органических веществ. В воздухе озон способствует окислению слабогигроскопических газов в сильногигроскопические. Так, под действием озона сернистый ангидрид может переходить в серный ангидрид, являющийся очень активным гигроскопическим веществом. Это имеет большое значение при процессе образования осадков, так как на частицах серного ангидрида, как на гигроскопических ядрах, может происходить конденсация водяного пара.

В промышленных городах в воздухе могут находиться ядовитые дымовые газы, выбрасываемые фабричными трубами. Состав этих газов сложен и различен в зависимости от характера производства. Фабрики и заводы, работающие на каменном угле, выбрасывают в воздух много каменноугольной смолы в парообразной форме, сернистый и серный ангидриды, получающиеся при окислении серы, находящейся в угле.

Все эти вещества вредно действуют на растения. Особенно вреден для них сернистый ангидрид. Он может вызвать отравление растений уже при концентрации около 0,0001%. Проникая через устьица в листья вместе с воздухом, он действует как ассимиляционный яд. Травянистые растения более устойчивы против дымовых газов, чем древесные. Хвойные страдают от них сильнее, чем лиственные.

Дымовые газы оказывают вредное действие и на почву. Особенно вреден в данном случае сернистый ангидрид, окисляющийся в присутствии озона, кислорода и воды до серной кислоты. Последняя, проникая вместе с осадками в почву, может ухудшить ее физические и химические свойства. Все эти вредные действия дымовых газов на почву и растения следует иметь в виду при проведении мероприятий по озеленению городов и фабричных поселков.

В атмосфере содержится большое количество взвешенных твердых частиц в виде пыли. Источники пыли весьма разнообразны. Огромное количество пыли в виде продуктов разрушения горных пород и измельченных частиц почвы попадает в воздух с поверхности земли. Переносу этих частиц особенно способствует распахивание степей и площадей, занятых лесом. С поверхности земли пыль при помощи ветра переносится на большие расстояния; восходящие же токи воздуха переносят ее в высокие слои атмосферы. Много пыли в виде пепла попадает в атмосферу при вулканических извержениях. В атмосфере имеется и космическая пыль, попадающая в нее от комет и других космических тел, например от метеоров. Много пыли в виде сажи атмосфера получает при лесных пожарах, горении торфяников и высушенной травы в степях и саваннах. Большое количество пыли доставляют атмосфере жилищные топки, фабрики и заводы. В атмосфере имеется также в большом количестве пыль органического происхождения — пыльца, бактерии, споры. Большое количество пыли в виде мельчайших частиц соли доставляют атмосфере моря и океаны. Такая пыль попадает в атмосферу при разбрызгивании морской воды во время волнений и прибоев. Капельки воды, попадая в воздух, испаряются, в воздухе же остаются мельчайшие частицы соли, которые были в них растворены.

Количество пыли в воздухе у земной поверхности может изменяться от нескольких сотен до ста тысяч и более пылинок на 1 см^3 в зависимости от местных условий, времени суток, года, условий погоды и т. д. На суше пыли гораздо больше, чем над морем; в городах больше, чем в их окрестностях. Дожди в сильной степени уменьшают концентрацию пылинок в воздухе. Наименьшее количество пыли в воздухе бывает утром, к полудню количество ее возрастает, а затем к вечеру количество пылинок начинает быстро сокращаться. В летнее время воздух бывает наиболее запылен, в холодное же время года при наличии снежного покрова воздух содержит наименьшее количество пылинок. Но в крупных городах наблюдается обратная картина: наименьшее количество пыли имеет место летом, наибольшее — зимой, вследствие топки печей. С возрастанием высоты количество пылинок уменьшается.

Пыль играет большую роль в физических процессах и явлениях, совершающихся в атмосфере. Она поглощает некоторое количество лучистой энергии солнца, благодаря чему последняя достигает земной поверхности в несколько ослабленной степени. Кроме того, пыль задерживает тепло, излучаемое земной поверхностью, и этим способствует меньшему ее охлаждению через излучение. Пыль уменьшает прозрачность атмосферы и ухудшает видимость.

Наконец, пыль играет большую роль в образовании осадков. Для того чтобы в воздухе, насыщенном паром, могла произойти конденсация, необходимо присутствие так называемых ядер конденсации, которые способствуют образованию капелек воды. Та-

кими ядрами являются гигроскопические частицы. Активными ядрами конденсации, в частности, являются мельчайшие частицы морской соли, которые попадают в воздух при разбрызгивании морской воды. Воздушными течениями такая пыль переносится на огромные расстояния, способствуя образованию осадков в местах, удаленных от берегов морей и океанов.

Из изложенного следует, что между газовой оболочкой земли или атмосферой, наружной твердой оболочкой ее, или литосферой, и водной оболочкой, или гидросферой, имеется постоянный обмен слагающими их веществами, в результате которого эти вещества проникают друг в друга. Так, воздух и вода все время проникают через трещины, пустоты и поры в наружный слой литосферы, соприкасающийся с атмосферой. При этом кислород, углекислый газ и вода вступают в химические соединения с минеральными веществами земной коры и затем переходят в состав ее. При ветре же отдельные частицы земной коры поступают в атмосферу в виде пыли и мелкозема, а при извержении вулканов — в виде вулканической пыли и т. д. Эти частицы играют большую роль в образовании различных явлений и процессов в атмосфере.

Тесная связь существует также между атмосферой и гидросферой. Атмосфера поглощает водяной пар, поступающий в нее с поверхности океанов при испарении. Океаны же поглощают газы, содержащиеся в атмосфере, — кислород, углекислый газ и др. Обмен газами существует между атмосферой, с одной стороны, и растениями и животным миром — с другой.

7. Почвенный воздух и его состав. Почва представляет пористое тело. Все поры, промежутки и пустоты почвы, не занятые водой, заполнены воздухом. Почвенный воздух имеет весьма большое значение для жизни растений и микроорганизмов, населяющих почву. Содержащийся в почвенном воздухе кислород необходим для жизнедеятельности корней и для дыхания семян. Кроме того, кислород почвенного воздуха обуславливает ряд микробиологических процессов в почве, в результате которых выделяются необходимые для питания растений вещества. Наконец почвенный воздух обогащает надземный воздух углекислотой и способствует, таким образом, усилению ассимиляции ее растениями.

Состав почвенного воздуха не отличается от состава надземного воздуха. Как тот, так и другой состоит в основном из азота и кислорода с примесью углекислого газа и водяного пара. Исключение составляют только болотные почвы, в которых может содержаться метан и сероводород, т. е. газы, отсутствующие в атмосфере. Однако газы, составляющие почвенный воздух, входят в него в несколько иных соотношениях, чем в надземном воздухе. Почвенный воздух беднее кислородом и содержит больше углекислоты, чем надземный воздух. Деятельность корней и микроорганизмов, а также процессы гниения и разложения органи-

ческих веществ уменьшают запасы кислорода в почвенном воздухе и увеличивают количество углекислоты.

Количество углекислоты в почвенном воздухе зависит от состояния почвы. В плотных почвах углекислоты больше, чем в рыхлых, комковатых, имеющих большое количество пор и промежутков. Количество углекислоты в почве зависит также от температуры и влажности почвы. При повышенной температуре и влажности в почве содержится больше углекислоты, чем в почве, имеющей пониженную температуру и влажность, так как повышенная температура и влажность способствуют более интенсивному разложению органических веществ. Кроме того, количество углекислоты в почвенном воздухе зависит от вида растительности, глубины залегания корневой системы и т. д. В лесной почве углекислоты больше, чем на залежи. На полях после уборки сельскохозяйственных культур количество углекислоты убывает.

Верхний слой почвы обычно содержит небольшое количество углекислоты — до 1—2%. С глубиной содержание ее увеличивается и на глубине 1,5—2 м доходит в среднем до 10—12%. Однако содержание углекислоты в почве в течение года не остается постоянным. Наибольшее количество ее приходится на конец лета, наименьшее — на конец зимы. Но все же и зимой в почвенном воздухе углекислоты содержится больше, чем в надземном.

Почвенный воздух содержит аммиак и, кроме того, почти всегда бывает насыщен водяным паром. Последний, подобно газу, передвигается в почве из слоев с большей упругостью пара в слои с меньшей упругостью. Наконец, почвенный воздух сильно ионизирован; ионизаторами в данном случае являются радиоактивные вещества, содержащиеся в земной коре.

Обеднение почвенного воздуха кислородом и непрерывное увеличение в нем углекислоты могло бы вызвать большое скопление углекислоты в почве, что создавало бы неблагоприятные условия для жизнедеятельности корней и микроорганизмов, прорастания семян и т. д. Однако средний состав почвенного воздуха остается более или менее постоянным. Это постоянство обусловлено газообменом, существующим между почвенным и надземным воздухом. Он называется *азрацией почвы*. Имеется ряд факторов, поддерживающих этот газообмен.

Одним из факторов, вызывающих газообмен, являются колебания давления воздуха. При повышении давления надземный воздух проникает в почву, при понижении, наоборот, часть почвенного воздуха уходит из почвы.

Очень важным фактором газообмена являются суточные колебания температуры почвы и, следовательно, температуры почвенного воздуха. Днем, при нагревании, почвенный воздух увеличивает свой объем и частично уходит из почвы, ночью, наоборот, почвенный воздух при охлаждении сжимается и свободные поры и промежутки почвы заполняются проникающим в почву надземным воздухом.

Проникающие в почву осадки вытесняют из почвы воздух, который затем замещается надземным воздухом.

Обмен воздуха в верхнем слое почвы может происходить также путем конвекции из одного слоя почвы в другой. Эта конвекция создается в случае, если нижние слои почвы имеют более высокую температуру, чем верхние, например вечером.

Ветер может вдувать и выдувать воздух из почвы.

Важным фактором газообмена является диффузия газов, при которой некоторое количество кислорода диффундирует в почву, так как содержание его в почвенном воздухе меньше, чем в надземном, а углекислота диффундирует наружу, так как в почвенном воздухе ее больше. Диффузия газов приводит, таким образом, к замещению уходящей из почвенного воздуха углекислоты кислородом.

Однако удаление углекислоты из почвенного воздуха и обогащение его кислородом под влиянием факторов газообмена в сильной степени зависит от воздухопроницаемости почвы. В рыхлой почве, имеющей мелкокомковатую структуру, воздухопроницаемость выражена в достаточной мере, благодаря чему кислород в эту почву имеет свободный доступ, а углекислота — свободный выход. В плотной бесструктурной почве, состоящей из пылеватых, не связанных между собой частиц, таких условий для газообмена не создается. В лесных пористых почвах воздухопроницаемость лучше выражена, чем в открытых местах на залежи.

Газообмен зависит еще и от влажности почвы. При повышенной влажности газообмен ослабевает, так как в этом случае большинство пор в почве бывает заполнено водой.

8. Состав воздуха в лесу. В воздухе под пологом леса содержится несколько больше углекислоты и водяного пара, чем в поле. Количество углекислоты в лесу в приземном слое воздуха может доходить до 0,06% и даже выше. С высотой количество углекислоты уменьшается и в кронах деревьев достигает нормальной величины — 0,03% и даже может понижаться до 0,02%. Уменьшение количества углекислоты в кронах объясняется усвоением ее листьями при процессе ассимиляции. Обогащение воздуха углекислотой в приземном слое вызывается выделением ее при процессе гниения и разложения лесной подстилки и органических остатков, находящихся в почве. Повышенная влажность верхнего слоя лесной почвы по сравнению с почвой поля способствует более интенсивному разложению подстилки и органических остатков в почве, значительная же пористость лесных почв усиливает газообмен почвенного воздуха с надземным. Количество водяного пара в воздухе под пологом леса повышено по сравнению с полем, так как деревья испаряют много воды. В дубовом насаждении — Шиповом лесу (Воронежская область) за летний период в 1 м^3 лесного воздуха содержится в среднем на 1 г больше водяного пара, чем в полевом воздухе в том же объеме. За отдельные дни эта разность может доходить до 3 г .

Повышенное количество углекислоты и водяного пара в воздухе под пологом леса обусловлено еще плохим проветриванием лесных насаждений. Обмен воздуха в лесу по сравнению с полем ослаблен. В лесу обычно наблюдается затишье. Ввиду этого в лесу не происходит смешения масс воздуха при помощи ветра. Это и способствует обогащению воздуха леса углекислотой и водяным паром.

В лесном воздухе содержатся в большом количестве выделяемые растениями особые летучие вещества — фитонциды, способные уничтожать вредные бактерии, микроорганизмы и грибки. Фитонцидов в лесу больше, чем в поле.

9. Состав воздуха в высоких слоях. Анализ проб воздуха, взятых на высоте 18,5 км во время полета стратостата «СССР» 30 сентября 1933 г., показал, что на этой высоте воздух имеет тот же состав, что и у земной поверхности. Высокие слои атмосферы, как указывают спектры полярных сияний, состоят также из азота и кислорода с примесью озона, причем образование последнего происходит вследствие диссоциации молекул кислорода на активные атомы кислорода. Предполагают, что на высотах, превосходящих 100 км, кислород почти полностью диссоциирован. На этих высотах присутствуют молекулы азота и атомы кислорода. Выше 200 км преобладающим газом, повидимому, является диссоциированный азот, т. е. азот, распавшийся на атомы. На присутствие атомного азота на этих высотах указывают спектры полярных сияний. Водорода в качестве постоянной и заметной составной части атмосферы в высоких слоях нет. В спектре полярных сияний линий, принадлежащих водороду, не обнаруживается.

Однако в годы с большой солнечной активностью линии водорода могут присутствовать в спектре полярных сияний. Полагают, что в эти годы водород проникает в земную атмосферу в виде протонных потоков, извергаемых солнцем. Таким образом, земная атмосфера состоит в основном из двух газов: азота и кислорода.

10. Плотность воздуха. Воздух под влиянием изменения давления и температуры изменяет свой объем, вследствие чего изменяется и вес единицы объема воздуха. По закону Бойля — Мариотта плотность воздуха прямо пропорциональна давлению, а по закону Гей-Люссака — обратно пропорциональна абсолютной температуре.

Плотность воздуха зависит также от влажности воздуха, но влияние влажности на плотность воздуха сказывается в гораздо меньшей степени, чем влияние температуры. Так как плотность водяного пара при равном давлении и равной температуре составляет $\frac{5}{8}$ плотности сухого воздуха, то при одном и том же давлении влажный воздух легче сухого. Это объясняется тем, что в случае поступления водяного пара в некоторый объем сухого воздуха последний частично вытесняется менее плотным водяным паром.

На уровне моря при нормальном давлении и температуре ρ плотность сухого воздуха равна $1,293 \text{ кг/м}^3$.

Приводим изменение веса 1 м^3 воздуха (в граммах при нормальном давлении) в зависимости от температуры и влажности

Температура (град.)	0	10	20	30
Воздух сухой	1 293	1 247	1 205	1 165
" насыщенный	1 290	1 241	1 194	1 147
Разность	3	6	11	18

Приведенные данные указывают, что с повышением температуры разность в весе сухого и влажного воздуха возрастает.

11. Масса и высота атмосферы. Плотность воздуха по закону Бойля пропорциональна давлению. Но давление воздуха с высотой понижается, так как с высотой убывает толщина остающегося слоя атмосферы. Следовательно, плотность воздуха с высотой должна уменьшаться. Это уменьшение идет настолько быстро, что приблизительно 50% всей массы атмосферы приходится на слой до высоты 5 км, 75% — до высоты 10 км и 95% — до высоты 20 км. Общую массу земной атмосферы можно принять равно $5,26 \cdot 10^{21}$ г. Если считать, что масса земли равна примерно $5,98 \cdot 10^{27}$ г, то можно принять, что масса атмосферы составляет

$\frac{1}{1\,000\,000}$ долю массы земли.

Определение высоты атмосферы встречает большие затруднения, так как с увеличением высоты воздух становится все более и более разреженным, атмосфера постепенно сходит на нет и переходит в мировое пространство. Но все же такие явления, как полярные сияния, представляющие свечение воздуха и наблюдающиеся иногда на высотах до 1200 км, позволяют считать, что на этих высотах земная атмосфера еще существует.

В последнее время обнаружено, что атмосфера имеет асимметричную форму, а именно в направлении, противоположном солнцу, располагается выступ атмосферы — газовый хвост Земли простирающийся, по В. Г. Фесенкову, на расстояние порядков сотни тысяч километров.

12. Строение атмосферы. Изучение явлений, происходящих в атмосфере, показало, что земная атмосфера состоит из ряда слоев с различными физическими свойствами. Нижний из них прилегающий к земной поверхности, называется тропосферой. Высота тропосферы в средних широтах определяется примерно в 10—12 км. Второй слой, лежащий над тропосферой, называется стратосферой. Между этими слоями располагается переходный слой в 1—2 км толщиной, называемый тропопаузой, или субстратосферой. Над стратосферой располагается ионосфера.

В тропосфере имеют место восходящие и нисходящие токи создающие вертикальное перемешивание в ней воздуха. Это перемешивание играет основную роль в тропосфере. Оно определяет

высоту тропосферы и распределение в ней тепла и, кроме того, создает неизменный состав воздуха во всей толще тропосферы.

Температура в тропосфере с высотой уменьшается. В общем, температура в тропосфере понижается на $0,6^\circ$ на каждые 100 м поднятия. В тропосфере находятся наиболее плотные слои воздуха. Можно сказать, что на тропосферу приходится около 70—75% всей массы атмосферы. В тропосфере сосредоточен почти весь водяной пар атмосферы, а потому только в тропосфере может протекать процесс конденсации водяного пара с образованием облаков и осадков.

Все явления погоды создаются в тропосфере. Она является самым деятельным слоем атмосферы. Большая активность тропосферы объясняется тем, что, прилегая к земной поверхности, она находится непосредственно под ее влиянием. Физические свойства тропосферы определяются воздействием на нее земной поверхности.

Высота тропосферы зависит от широты места, времени года и других условий. На экваторе, где создается мощное конвективное перемешивание воздуха, тропосфера простирается до высоты 17 км; с возрастанием широты и ослаблением конвективного перемешивания высота ее понижается до 11—12 км в умеренных широтах и до 9 км в полярных. В теплое время года тропосфера выше, чем в холодное.

В переходном слое от тропосферы к стратосфере — в тропопаузе — температура перестает падать и даже повышается. Такое явление прекращения падения температуры с высотой называется *изотермией*, а дальнейшее возрастание — *инверсией температуры*.

Стратосфера характеризуется тем, что в ней температура по вертикали обладает значительным постоянством. В умеренных широтах, где стратосфера начинается на высоте 13—14 км, температура в стратосфере до высоты 30—35 км в среднем за год составляет -55° ; над экватором, где стратосфера начинается на высоте около 17 км, средняя годовая температура нижних слоев стратосферы определяется в -80° и ниже, а в полярных странах — около -50° . Таким образом, температура нижних слоев стратосферы по мере продвижения от экватора к полюсам повышается (рис. 8).

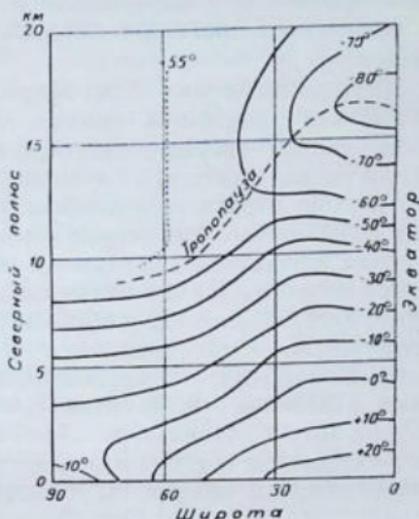


Рис. 8. Средняя годовая температура в тропосфере и нижней стратосфере.

В стратосфере, так же как и в тропосфере, наблюдаются восходящие и нисходящие токи, вызывающие конвективное перемешивание воздуха в ней. Однако эти движения в стратосфере по сравнению с тропосферой выражены значительно слабее. Водяного пара в стратосфере почти не имеется, а потому обычные типы облаков и осадков в ней не образуются.

Стратосфера, однако, не является изолированным слоем в атмосфере. Между нижним слоем ее и тропосферой имеется вертикальный обмен воздушных масс, осуществляемый посредством циклонов и антициклонов. Этот обмен оказывает влияние на физическое состояние воздуха как в тропосфере, так и в стратосфере.

В высоких слоях атмосферы наблюдаются светящиеся метеоры или падающие звезды. Они представляют собой обычные очень мелкие твердые частицы небесных тел. Скорость их движения может достигать до 50 км в секунду и более. С такой скоростью они вторгаются в земную атмосферу, сжимают атмосферные газы, отчего последние сильно нагреваются, образуя около метеора небольшое светящееся облако. Теплота этих газов передается метеору. На высоте от 60 до 130 км метеоры расплавляются и затем обращаются в раскаленный газ. При вторжении крупных метеоров на землю выпадают осколки их, называемые метеоритами. По своему составу они бывают железными, железокремнистыми и каменными. Железные метеориты почти целиком состоят из никелистого железа, т. е. из сплава железа с никелем. Каменные метеориты состоят в основном из силикатов, т. е. из соединений кремния и кислорода. Железосиликатные метеориты состоят из никелистого железа и силикатов примерно в равных количествах.

Иногда в высоких слоях стратосферы летом после захода солнца наблюдаются на темном фоне неба светлые облака, называемые серебристыми, или светящимися. Они светят отраженным светом солнца. Серебристые облака имеют очень малую плотность. Они почти не ослабляют блеска звезд, если последние покрываются ими. Чаще всего серебристые облака образуются на высоте 80—85 км.

Впервые светящиеся облака наблюдал в Москве В. К. Цераский в 1885 г. Появление их связывали в то время с извержением вулкана Кракатау в Зондском архипелаге (1883 г.). Во время этого извержения в атмосферу было выброшено огромное количество мельчайшей пыли и газов, в том числе и водяного пара. Однако серебристые облака появлялись и в более поздние годы. Так, они были видны в 1908, 1909, 1936 гг. и т. д.

Повидимому, появление серебристых облаков может и не иметь связи с вулканическими извержениями. По мнению Л. А. Кулик, серебристые облака возникают при вторжении крупных метеоров. При таких вторжениях в воздухе могут создаваться облака из космической пыли вследствие распыления метеора, вызываемого сопротивлением воздуха. В настоящее время

полагают, что серебристые облака представляют обычные облака, состоящие из кристаллов льда. Они образуются в пограничном слое между стратосферой и ионосферой, в котором имеет место очень низкая температура, благоприятствующая конденсации водяного пара даже при очень малом содержании его в воздухе.

Наблюдения с помощью ракет, а также над метеорами и распространением звуковых волн дали основание полагать, что температура в высоких слоях атмосферы распределяется следующим образом. С высоты около 30—35 км температура начинает повышаться, и на высоте около 50 км она достигает положительных значений. В данном случае повышение температуры связывают с наличием на этих высотах озона, который способен поглощать некоторое количество солнечной энергии, главным образом в ультрафиолетовой части спектра. С высоты 50 км температура воздуха понижается и слой атмосферы, расположенный на высоте 80—85 км, характеризуется весьма низкими температурами — около -80° . Выше 85 км температура снова начинает возрастать с высотой и область атмосферы выше 100 км характеризуется очень высокими температурами.

Верхнюю границу стратосферы принимают приблизительно в 80—85 км. Выше стратосферы располагается ионосфера. Она состоит из азота и кислорода, находящихся в диссоциированном состоянии. Воздух в этом слое значительно ионизирован, т. е. в нем находятся свободные электроны и ионы, благодаря чему воздух приобретает проводимость, т. е. способность проводить электрический ток. Ионизация воздуха в высоких слоях создается под действием ультрафиолетовых лучей солнца и так называемого космического излучения, источник которого находится в мировом пространстве.

Однако степень ионизации воздуха в ионосфере неодинакова. Она с высотой изменяется, причем эти изменения совершаются не постепенно, а скачкообразно. Ионосфера состоит как бы из ряда слоев, каждому из которых соответствует максимум ионизации. Из этих слоев большое значение имеют два слоя, из которых один располагается на высоте около 100 км, а другой — на высотах более 200 км. Они оказывают большое влияние на распространение радиоволн, отражая их, подобно зеркалу, к земной поверхности. Благодаря многократному отражению от земной поверхности и этих ионизированных слоев воздуха радиоволны могут распространяться на весьма большие расстояния.

В ионосфере часто наблюдаются полярные сияния (рис. 9). Они вызываются катодными лучами, которые испускает солнце. Попадая в магнитное поле земли, эти лучи настолько отклоняются, что проникают в атмосферу с теневой стороны и производят свечение воздуха, воспринимаемое в виде полярного сияния.

Полярные сияния имеют большую связь с солнечными пятнами. В годы с максимумом солнечных пятен полярные сияния

в умеренных широтах наблюдаются чаще. Особенно интенсивные сияния бывают в моменты прохождения групп солнечных пятен через центральный меридиан солнца.

Высота полярных сияний обычно не превосходит 400—500 км. В некоторых случаях верхняя граница их может достигать высоты 1000 и даже 1200 км. Нижняя граница полярных сияний опускается ниже 85 км.



Рис. 9. Полярное сияние в виде „драпри“.

Полярные сияния представляют величественное явление. Они уже давно привлекали внимание исследователей. Первый указание на электрическую природу их, еще 200 лет назад, гениальный русский ученый М. В. Ломоносов (в работе «Слово о явлениях воздушных, от электрической силы происходящих»). Однако его гипотеза была экспериментально подтверждена только в самом конце прошлого века.

13. Понятие о воздушных массах и фронтах. Тропосфера представляет собой воздушной массы с однородными физическими свойствами. Вследствие различий в количестве тепла, получаемого от солнца отдельными участками земной поверхности а также неодинакового нагревания суши и моря в тропосфере создается большое количество отдельных воздушных масс, отл

чающихся друг от друга по своим физическим свойствам — температуре, влажности, запыленности и т. д. Тропосфера как бы расчленяется на ряд воздушных масс, каждая из которых характеризуется однородными или почти однородными свойствами. Различают следующие основные типы воздушных масс по их происхождению:

1. *Арктический воздух*, зарождающийся в Арктике и приходящий оттуда в умеренные широты. Если арктический воздух приходит с ледяных полей Арктики, то его называют континентальным арктическим воздухом. Если же он приходит из Арктики со стороны незамерзающих морей (например, в Европу со стороны Норвежского моря), то такой арктический воздух называют морским.

2. *Воздух умеренных широт*. Воздух, приходящий на материк с умеренных широт океана, называется морским воздухом

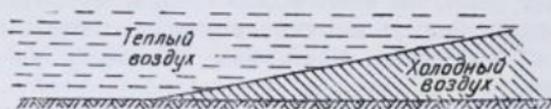


Рис. 10. Вертикальный разрез двух взаимодействующих воздушных масс.

умеренных широт. Если же формирование его идет над материками, то он называется континентальным воздухом умеренных широт.

3. *Тропический воздух*, формирующийся в субтропических областях, откуда он перемещается к экватору и в умеренные широты. Тропический воздух, притекающий со стороны морей и океанов, называется морским тропическим воздухом. Если же тропический воздух формируется на материках в субтропических широтах (а в летнее время и в более высоких широтах), то он называется континентальным тропическим воздухом.

4. *Экваториальный воздух*, формирующийся в экваториальной зоне.

Перечисленные воздушные массы отличаются друг от друга по своим физическим свойствам — температуре, влагосодержанию, запыленности и т. д. Между взаимодействующими массами можно провести границу или поверхность раздела, при переходе которой физические свойства их более или менее резко изменяются. Такие *поверхности раздела* между различными воздушными массами тропосферы называются *фронтами* (рис. 10).

Фронты бывают теплые и холодные. Если теплый воздух при своем движении натекает на холодный, а последний перед ним отступает, то такой фронт называется теплым. Если же холодный воздух подтекает под теплый, вытесняя его кверху, то такой

фронт называется холодным. Фронтальная поверхность всегда бывает наклонена в сторону холодной массы.

Фронты не представляют постоянных образований в тропосфере. Они в ней возникают, перемещаются, исчезают и вновь появляются в зависимости от изменений физических свойств воздушных масс, заполняющих тропосферу.

ГЛАВА III

СОЛНЕЧНАЯ РАДИАЦИЯ

14. Солнце как источник радиации. *Солнечной радиацией* называется *поток лучистой энергии солнца, идущий к поверхности земли*. На земле эта энергия превращается главным образом в тепловую энергию. Солнечная радиация имеет огромное значение для самых разнообразных процессов и явлений, совершающихся на земле и в ее атмосфере. Без солнечного тепла и света жизнь на земле была бы невозможной. Солнечное тепло обуславливает жизнедеятельность животных и растительных организмов; солнечный свет необходим растениям для построения органического вещества.

Солнечная радиация является главной причиной самых разнообразных явлений погоды и изменений ее, так как различные процессы, совершающиеся в атмосфере, протекают за счет тепловой энергии, получаемой землей от солнца. Можно сказать, что причиной разнообразных явлений погоды в основном является солнечная радиация.

В настоящее время существует отрасль науки, называемая *актинометрией*, которая занимается изучением лучистой энергии в природных условиях и разработкой методов ее измерения.

Солнце является единственным источником лучистой энергии для земной поверхности и атмосферы. Другие источники лучистой энергии, например метеоры, луна, планеты и звезды, не имеют для земли какого-либо значения, так как от этих источников полагается так мало энергии, что ею можно пренебречь. Также можно пренебречь и тепловым потоком, идущим к поверхности земли от нагретых недр земного шара. Вследствие плохой теплопроводности земной коры 1 см^2 земной поверхности получает от нагретых недр земного шара в год всего 54 кал, что не имеет никакого-либо значения для атмосферы.

Солнце представляет огромный шар из раскаленных газов. Внутренние части этого шара состоят примерно из 50% водорода, 40% гелия и 10% смеси тяжелых элементов. Диаметр солнца в 109 раз больше диаметра земли. Он равен 1 391 000 км. Среднее расстояние между землей и солнцем определяется приблизительно в 150 000 000 км. Температура излучающей поверхности солнца около 6000° . С глубиной температура резко возрастает и в центре солнца достигает порядка $20\,000\,000^\circ$. При такой температуре солнечное вещество в основном является механической

смесью атомов чистых элементов. Благодаря высокой температуре эти атомы уже на поверхности солнца сильно ионизированы, а в недрах солнца атомные ядра либо совсем лишены электронных оболочек, либо удерживают лишь наиболее близкие электроны.

Такие ядра движутся в недрах солнца с весьма большими скоростями. А так как на солнце много водорода, атомные ядра которого являются протонами, то последние, сталкиваясь с большой силой с ядрами других элементов, вызывают разрушение и преобразование этих ядер. При этом возникают так называемые ядерные реакции, в результате которых происходит преобразование водорода в гелий с помощью ядер углерода с выделением громадного количества атомной энергии. Эти ядерные реакции, происходящие в недрах солнца, и являются источником солнечной энергии.

Солнце излучает огромное количество энергии. Однако на земную поверхность падает только примерно одна двухмиллиардная доля энергии, излучаемой солнцем во все стороны.

Солнце, как источник излучения, обладает многообразием испускаемых волн. Значительное количество энергии, доходящее до земной поверхности, содержится в инфракрасной части спектра с длиной волны короче 3—4 мк. Около половины всей энергии солнечной радиации принадлежит к области спектра с длинами волн от 400 мкк (крайние фиолетовые лучи) до 760 мкк (крайние красные лучи). Эта энергия приходит к поверхности земли в виде света.

Некоторое количество солнечной энергии поступает в виде невидимых ультрафиолетовых лучей с длинами волн от 290 до 400 мкк.

Лучи с длинами волн меньше 290 мкк до земной поверхности не доходят вследствие поглощения их озоном в высоких слоях атмосферы.

Солнечная радиация представляет коротковолновую радиацию. Максимальная энергия солнечной радиации на границе атмосферы располагается в области спектра с длинами волн около 475 мкк, т. е. в зелено-голубой части спектра.

Прежде чем достигнуть поверхности земли, солнечная радиация проходит через промежуточный слой — земную атмосферу. Последняя для солнечной радиации представляет почти прозрачную среду.

Атмосфера очень мало поглощает энергии солнечных лучей, и поэтому непосредственно от солнца воздух нагревается незначительно. Солнечная радиация главным образом поглощается поверхностью земли, которая преобразует ее в тепловую энергию и нагревается. Часть этого тепла передается затем воздуху и идет на его нагревание. Таким образом, поверхность земли является для атмосферы непосредственным источником тепла.

15. **Интенсивность солнечной радиации.** Солнечная постоянная. Для практических целей важное значение имеет определенное значение интенсивности солнечной радиации, т. е. плотности потока солнечной энергии, приходящегося на единицу площади в единицу времени. Эта интенсивность измеряется количеством тепла в калориях, получаемого в 1 минуту 1 см^2 черной поверхности расположенной перпендикулярно к солнечным лучам и поглощающей всю падающую на нее солнечную энергию.

Количество солнечной энергии, падающей на 1 см^2 горизонтальной поверхности, будет меньше, чем на 1 см^2 поверхности, расположенной перпендикулярно лучам солнца. Это количество зависит от угла падения лучей на горизонтальную поверхность (рис. 11).

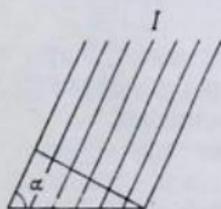


Рис. 11. Солнечная радиация на горизонтальную поверхность.

Для определения количества тепла, получаемого 1 см^2 горизонтальной поверхности в 1 минуту, может служить формула

$$I_1 = I \sin \alpha,$$

где I_1 — количество тепла в малых калориях, получаемое в 1 минуту 1 см^2 горизонтальной поверхности; I — количество тепла, получаемое в 1 минуту 1 см^2 перпендикулярной к лучам поверхности; α — угол, образованный солнечным лучом

с горизонтальной поверхностью; иначе угол α называется высотой солнца над горизонтом.

С изменением α , т. е. высоты солнца над горизонтом, изменяется и интенсивность солнечной радиации. Наибольшая интенсивность солнечной радиации будет в истинный полдень, когда высота солнца над горизонтом достигает наибольшей величины.

На границе атмосферы интенсивность солнечной радиации равна $1,94 \text{ кал/см}^2 \text{ мин}$. Это и есть интенсивность солнечной радиации в момент вступления ее в атмосферу. Такая же интенсивность была бы и у земной поверхности, если бы атмосфера была абсолютно прозрачной средой. Так как атмосфера не является такой средой, то у земной поверхности наблюдается интенсивность солнечной радиации меньше $1,94 \text{ кал/см}^2 \text{ мин}$.

Интенсивность солнечной радиации у верхних пределов атмосферы, равная в среднем $1,94 \text{ кал/см}^2 \text{ мин}$, называется *солнечной постоянной*.

16. **Ослабление солнечной радиации в атмосфере.** Солнечная радиация при прохождении через атмосферу претерпевает ряд изменений. Она частично поглощается и рассеивается атмосферой, некоторое количество ее отражается от облаков и поверхности земли. В общем, около 43% солнечной энергии поступает обратно в мировое пространство вследствие отражения и рассеяния и только около 57% используется поверхностью земли и атмосферы.

рой. Из этих 57% солнечной энергии 14% поглощается атмосферой непосредственно и 43% доходит до поверхности земли в виде прямого солнечного (27%) и рассеянного (16%) света.

В атмосфере солнечная радиация поглощается главным образом водяным паром, пылью и отчасти углекислотой и озоном. Водяной пар обладает избирательной лучепоглощательной способностью. Он наиболее интенсивно поглощает инфракрасные лучи, т. е. лучи с большой длиной волны. Но максимум энергии солнечной радиации приходится на область лучей, имеющих более короткие волны. Ввиду этого поглощение водяным паром лучистой энергии из общего количества ее, поступающего в атмосферу, будет невелико. Поэтому и нагревание атмосферы непосредственно лучами солнца будет незначительным.

При рассеянии солнечная радиация не поглощается составными частями атмосферы и, следовательно, не переходит в тепловую энергию; она при этом только отклоняется от прямолинейного пути и рассеивается во все стороны, причем это рассеяние производится мельчайшими частицами, находящимися в воздухе, — капельками воды, кристаллами льда, пылью, а также молекулами воздуха.

Интенсивность рассеяния света зависит от соотношения между размерами рассеивающих частиц и длинами волн рассеиваемого света. Исследования показали, что в атмосфере молекулы воздуха наиболее интенсивно рассеивают лучи, имеющие наименьшие длины волн. В видимой части спектра такими лучами будут голубые, синие и фиолетовые лучи, в невидимой — ультрафиолетовые. Рассеяние молекулами воздуха коротковолновых голубых, синих и фиолетовых лучей создает голубой цвет неба.¹ Поэтому свет, поступающий в ясную погоду от небесного свода, богат коротковолновыми лучами. С увеличением размера рассеивающих частиц усиливается степень рассеяния ими длинноволновых лучей — красных, оранжевых и др., ввиду чего разница в интенсивности рассеяния коротковолновых и длинноволновых лучей постепенно снижается и небо вследствие смещения этих лучей будет принимать белесоватый оттенок. Если же в воздухе находятся очень крупные частицы, размеры которых велики по сравнению с длинами волн падающего света, например капли воды и кристаллы льда, рассеяние будет происходить с одинаковой интенсивностью для всех лучей спектра, т. е. спектр рассеянного света в этом случае будет одинаков со спектром света, падающего на эти частицы.

Радиация, поступающая к поверхности земли от небесного свода вследствие рассеяния солнечных лучей атмосферой, называется *рассеянной радиацией*.

Поглощение и рассеяние атмосферой солнечной радиации при-

¹ Глаз человека мало чувствителен к фиолетовым лучам, ввиду чего наибольшее зрительное впечатление дают голубые лучи.

всвят к тому, что эта радиация достигает земной поверхности в ослабленной степени. Это ослабление зависит от длины пути солнечных лучей в атмосфере.

В зависимости от высоты солнца над горизонтом пути солнечных лучей в атмосфере весьма различны (рис. 12).

Если AB будет поверхность земли, O — точка наблюдения на земной поверхности, CD — внешняя граница атмосферы, EF — горизонт места наблюдения, то при положении солнца у горизонта в точке S' лучи солнца будут проходить в атмосфере путь, равный aO . По мере возрастания высоты солнца над горизонтом длина пути солнечных лучей в атмосфере сокращается и масса атмосферы, через которую проходят солнечные лучи, будет становиться меньше. В связи с этим поглощение и рассеяние солнечной энергии уменьшается и значительная часть ее доходит до по-

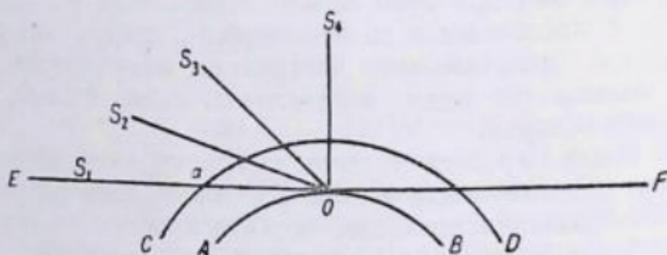


Рис. 12. Длина пути солнечного луча при разных высотах солнца.

верхности земли. Самый короткий путь солнечных лучей наблюдается при высоте солнца в 90° , т. е. когда оно находится в зените. Солнечные лучи в этом случае падают отвесно. Если принять массу атмосферы при отвесном падении солнечных лучей за единицу, то при других высотах солнца над горизонтом масса атмосферы выразится следующими величинами:

Высота солнца (град.)	90	60	30	10	5	1	0
Масса атмосферы	1,0	1,2	2,0	5,6	10,4	27,0	35,4

Эти данные показывают, что при различных высотах солнца над горизонтом лучи солнца проходят различные массы атмосферы. Если при положении солнца в зените лучи проходят одну массу, то при высоте солнца в 30° они уже проходят две массы атмосферы, а при положении солнца у горизонта проходимость лучами масса воздуха увеличивается в 35 раз. Из приведенных данных также видно, что масса атмосферы особенно быстро изменяется при небольших высотах солнца над горизонтом.

Изменение длины пути солнечных лучей в зависимости от высоты солнца над горизонтом вызывает неодинаковое ослабление солнечной радиации в течение дня вследствие поглощения и рассеяния ее атмосферой. Особенно значительное ослабление сол-

нечной радиации, главным образом вследствие рассеяния, происходит при небольших высотах солнца над горизонтом, когда лучи солнца проходят наиболее длинные пути. Интенсивность солнечных лучей при этом сильно уменьшается, ввиду чего при восходе и заходе солнца поверхность земли получает от солнца мало тепла. Так как наиболее рассеиваемыми лучами в видимой части спектра будут лучи, имеющие наиболее короткие длины волн, т. е. голубые, синие и фиолетовые, то вследствие рассеяния они будут при небольших высотах солнца над горизонтом в большом количестве теряться. Ввиду этого солнце при малых высотах принимает оранжевый или красный оттенок.

Ослабление солнечной радиации вследствие поглощения и рассеяния ее атмосферой можно выразить следующей формулой:

$$I = I_0 p^m,$$

где I — интенсивность солнечной радиации у земной поверхности; I_0 — интенсивность солнечной радиации у верхних пределов атмосферы (солнечная постоянная); p — так называемый коэффициент прозрачности воздуха, показывающий, какая часть солнечной радиации пропускается через слой воздуха, соответствующий одной атмосфере; m — величина массы атмосферы.

Коэффициент прозрачности воздуха для отдельных лучей солнца неодинаков. Наибольшим он будет для длинноволновых лучей, наименьшим — для коротковолновых. Последние вследствие значительного рассеяния будут теряться в воздухе, особенно при прохождении лучами солнца большого количества масс атмосферы.

Общий коэффициент прозрачности, взятый для всего пучка солнечных лучей, зависит от влажности воздуха. С увеличением влажности коэффициент прозрачности воздуха уменьшается и, наоборот, с понижением ее возрастает. Наименьшее количество пара в атмосфере наблюдается зимой, наибольшее — летом. Поэтому зимой общий коэффициент прозрачности воздуха больше, чем летом. Так, в Павловске (под Ленинградом), по данным Н. Н. Калитина, коэффициент прозрачности в июле равен 0,76, в декабре — 0,81.

Коэффициент прозрачности зависит также от запыленности воздуха. Последняя понижает его значения.

Особенно заметное понижение прозрачности воздуха бывает после вулканических извержений, при которых в воздух выбрасывается много пепла. При лесных пожарах также наблюдается на большом пространстве понижение коэффициента прозрачности, что в сильной степени уменьшает солнечную радиацию. Так, в 1915 г. лесные пожары в Сибири, охватившие площадь в 1 600 000 км², понизили в августе солнечную радиацию до 65%, что вызвало запоздание в созревании хлебов на 10—15 дней.

При вторжении арктического воздуха, содержащего мало водяного пара и пыли, коэффициент прозрачности бывает большим. Морской воздух, приходящий со стороны Атлантического океана, имеет несколько пониженную прозрачность по сравнению с арктическим воздухом. Значение коэффициента прозрачности еще будет ниже, если в данном месте располагается континентальный воздух умеренных широт, содержащий значительное количество пыли. Также понижен бывает коэффициент прозрачности при вторжении тропического морского воздуха, содержащего много водяного пара. Наиболее низкий коэффициент прозрачности наблюдается при вторжении континентального тропического воздуха, содержащего много пыли.

С возрастанием высоты места над уровнем моря коэффициент прозрачности увеличивается.

17. Прямая солнечная радиация. *Прямой солнечной радиацией* называется *лучистая энергия, поступающая непосредственно от солнца* на земную поверхность в виде параллельных лучей (без рассеянной радиации).

Интенсивность прямой солнечной радиации зависит от высоты солнца над горизонтом, прозрачности воздуха, облачности, высоты места над уровнем моря.

Рассмотрим сначала дневной ход прямой солнечной радиации. Поступление этой радиации в безоблачную погоду начинается со времени восхода солнца. После восхода солнца, с возрастанием его высоты над горизонтом, интенсивность прямой солнечной радиации быстро увеличивается. Наибольшая интенсивность прямой солнечной радиации наблюдается в полдень. В теплое время года в околополуденные часы очень часто происходит прекращение роста и даже небольшое понижение интенсивности радиации. Это явление вызывается значительным уменьшением прозрачности воздуха вследствие переноса вверх водяного пара и пыли при помощи восходящих токов, наиболее сильно развивающихся в околополуденные часы. После полудня, с уменьшением высоты солнца над горизонтом, интенсивность прямой солнечной радиации постепенно падает и доходит до нуля при заходе солнца.

Ниже приведены средние полуденные значения прямой солнечной радиации (в калориях на 1 см^2 перпендикулярной к солнечным лучам поверхности в 1 минуту) при безоблачном небе:

Месяцы	Май	Июнь	Июль
Шпицберген (79°55' с. ш.)	1,27	1,29	1,33
Иркутск (52°16' с. ш.)	1,41	1,33	1,33
Джакарта (6°11' ю. ш.)	1,26	1,25	1,26

Эти данные показывают, что за теплое время года полуденная интенсивность прямой солнечной радиации, рассчитанная на нормальную поверхность, не зависит от широты места. В полярных широтах, несмотря на малую полуденную высоту солнца над горизонтом, интенсивность прямой солнечной радиации на перпен-

дикулярную поверхность в полдень мало отличается от значений, полученных в экваториальном поясе. Это вызывается тем, что в полярных широтах создается большая прозрачность воздуха.

В годовом ходе наибольшие полуденные значения прямой солнечной радиации наблюдаются не летом, когда солнце достигает в полдень наибольших высот, а в весенние месяцы. Это смещение вызывается уменьшением прозрачности воздуха в летнее время вследствие большой запыленности атмосферы и повышенного количества водяного пара в ней. В Москве (в средних вывотах) наибольшая полуденная величина интенсивности прямой солнечной радиации (до 1,22—1,23 кал/см² мин) приходится на апрель—май, наименьшая — на декабрь (0,80 кал/см² мин).

Полуденная интенсивность прямой солнечной радиации на 1 см² горизонтальной поверхности зависит от широты места. В высоких широтах она меньше, чем в низких, так как полуденная высота солнца над горизонтом в высоких широтах значительно меньше по сравнению с низкими. Особенно велики различия за холодное время года.

Ниже приведены полуденные значения прямой солнечной радиации (в калориях на 1 см² горизонтальной поверхности в 1 минуту) по некоторым пунктам СССР:

Месяцы	Январь	Апрель	Июль	Октябрь
Бухта Тихая (80°20' с. ш.)	—	0,40	0,65	—
Павловск (59°41' с. ш.)	0,07	0,69	1,05	0,57
Алма-Ата (43°16' с. ш.)	0,54	1,06	1,18	0,79

На интенсивность прямой солнечной радиации в сильной степени влияет облачность. Легкие и прозрачные облака начинают пропускать радиацию при высотах солнца над горизонтом больше 15—20°, а более плотные облака начинают пропускать ее только при высотах солнца около 40° и выше. Очень плотные облака прямую солнечную радиацию не пропускают.

Интенсивность прямой солнечной радиации зависит также от высоты места над уровнем моря. С возрастанием высоты уменьшается мощность атмосферы и увеличивается ее прозрачность вследствие убыли водяного пара и пыли. Поэтому интенсивность прямой солнечной радиации с возрастанием высоты увеличивается и стремится к своему предельному значению — 1,94 кал/см² мин (солнечная постоянная), которое наблюдается у верхних пределов атмосферы. Приблизительно можно считать, что в нижнем слое атмосферы, высотой в 3000 м, радиация увеличивается на 10% на каждый километр, а с дальнейшим подъемом увеличение радиации идет медленнее. Так, при полете аэростата на высоту 7,5 км интенсивность прямой солнечной радиации определялась в 1,72 кал/см² мин, а на высоте 22 км — в 1,78 кал/см² мин. Последнее определение было сделано с помощью шара-зонда.

18. **Рассеянная радиация.** *Рассеянная радиация* поступает на земную поверхность от небесного свода вследствие *рассеяния солнечных лучей* атмосферой и облаками. Рассеянный свет, поступающий от небесного свода, создает вместе с прямым солнечным светом дневное освещение. В пасмурную погоду, когда прямой солнечный свет не достигает поверхности земли, освещение создается рассеянным светом. В тени действует только рассеянный свет. Последний создает освещенность в сумерки.

Тепловое действие рассеянной радиации определяется интенсивностью ее. Интенсивность рассеянной радиации измеряется количеством тепла в калориях, получаемого в 1 минуту 1 см^2 черной горизонтальной поверхности. Иногда для сравнения рассеянную радиацию определяют в процентах от прямой солнечной радиации.

Интенсивность рассеянной радиации, определяющая ее тепловое действие, зависит от ряда факторов: высоты солнца над горизонтом, облачности, прозрачности воздуха, высоты места над уровнем моря.

В ясную погоду после восхода солнца интенсивность рассеянной радиации, так же как и интенсивность прямой радиации, увеличивается. Это объясняется тем, что с возрастанием высоты солнца над горизонтом увеличивается количество лучистой энергии, входящей в атмосферу через каждый квадратный сантиметр, а это вызывает и большее рассеяние этой энергии. Ниже приведены средние значения интенсивности рассеянной радиации ($\text{кал/см}^2 \text{ мин}$) для Павловска (под Ленинградом), характеризующие дневной ход ее зимой и летом:

Часы	4	6	8	10	12	14	16	18	20
1 июня	0,03	0,10	0,16	0,23	0,25	0,22	0,16	0,10	0,03
1 декабря	—	—	—	0,02	0,04	0,02	—	—	—

Из этих данных видно, что наибольшая интенсивность рассеянной радиации наблюдается в полдень и достигает в среднем $0,25 \text{ кал/см}^2 \text{ мин}$ в июне, а наименьшие полуденные значения приходятся на декабрь — $0,04 \text{ кал/см}^2 \text{ мин}$. В теплое время года эти полуденные значения рассеянной радиации составляют в умеренных широтах около 25% от прямой солнечной радиации, падающей на 1 см^2 горизонтальной поверхности. Таким образом, тепловой эффект, производимый рассеянной радиацией, будет значительно меньше эффекта, создаваемого действием прямой солнечной радиации.

При облачной погоде рассеянная радиация значительно больше, чем при ясной погоде, как это видно из рис. 13, на котором изображен суточный ход рассеянной радиации в Павловске за ясный день 11 апреля и за облачный день 12 апреля 1934 г. (небо было покрыто тонкими облаками). Интенсивность рассеянной радиации при безоблачном небе мала — не больше $0,1—0,2 \text{ кал/см}^2 \text{ мин}$. Облака могут повышать ее в 3—4 раза.

Интенсивность рассеянной радиации зависит также от прозрачности воздуха. Большая прозрачность уменьшает рассеянную радиацию, так как в атмосфере в этом случае содержится меньше рассеивающих частиц. Наоборот, при плохой прозрачности воздуха, даже при безоблачном небе, рассеянная радиация значительно возрастает.

В горах рассеянная радиация с высотой уменьшается. Уменьшению ее в данном случае способствует увеличение прозрачности воздуха и уменьшение мощности атмосферы.

Значение рассеянной радиации возрастает с увеличением широты. В Арктике наблюдаются значительные величины рассеянной радиации. Этому способствует в Арктике большая облачность

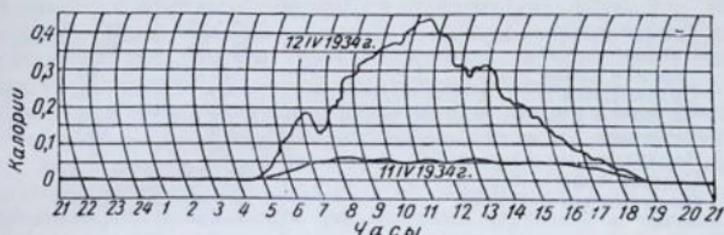


Рис. 13. Интенсивность рассеянной радиации атмосферы для безоблачного и облачного дня.

и преобладание облаков небольшой мощности, хорошо рассеивающих солнечную радиацию. Кроме того, увеличению поступления рассеянной радиации в Арктике в теплое время года способствует большая продолжительность полярного дня, а также снежный покров, обладающий большой отражающей способностью. Рассеянная радиация, падающая на поверхность снежного покрова, отражается к облакам, которые в свою очередь отражают ее к поверхности земли. Благодаря этому в Арктике рассеянная радиация может достигать величин, каких не наблюдается даже в южных широтах. Полуденные величины рассеянной радиации в Арктике могут доходить до 0,7—0,8 и даже до 1,0 ккал/см² мин.

Рассеянный свет богат коротковолновыми лучами — синими, фиолетовыми и ультрафиолетовыми. Значение этих лучей в полярных широтах велико. На широте 68° ультрафиолетовых лучей в два раза больше, чем на широтах 47—54°, при одинаковой высоте солнца над горизонтом.

19. Отражение солнечной радиации. Солнечная радиация — прямая и рассеянная, поступающая к поверхности земли, поглощается последней не полностью. Часть солнечной радиации поверхность земли отражает. Отраженная радиация определяется

интенсивностью прихода радиации на черную горизонтальную поверхность, обращенную вниз, к земле.

Отражающая способность поверхности зависит от рода тел, физических свойств их, цвета и т. д. *Процентное отношение радиации отраженной к радиации падающей* называется *альбедо*. Дополнение же до 100% характеризует поглощательную способность непрозрачных тел. Ниже приведены значения альбедо для различных поверхностей:

Поверхность	Альбедо (%)	Поглощательная способность (%)
Темная почва	10—15	90—85
Светлая почва	22—32	78—68
Зеленая трава	26	74
Сухая трава	19	81
Чернозем сухой	14	86
Чернозем влажный	8	92
Верхушки молодых дубов и ели	18	82
Старый талый снег	30—50	70—50
Свежевыпавший снег	75—90	25—10

Растения отражают главным образом зеленые и инфракрасные лучи. Отражение зеленых лучей определяет зеленый цвет растений; большое же отражение инфракрасных лучей способствует защите их от чрезмерного нагревания. У северных растений, обитающих в суровых условиях, отражательная способность для инфракрасных лучей, однако, невелика. Они эти лучи значительно поглощают.

Влажная поверхность почвы отражает меньше радиации, чем сухая. Также в меньшей степени отражают радиацию и листья, смоченные дождем или росой. Следует, однако, отметить, что приведенные данные имеют только сравнительный характер, так как альбедо зависит от высоты солнца над горизонтом. С уменьшением последней альбедо поверхности почвы и воды увеличивается. В частности, альбедо воды для прямой солнечной радиации при больших высотах солнца составляет приблизительно 4%, при высоте же солнца около 5° альбедо воды доходит до 45%, а при высоте 2° — до 78%.

Поэтому на океанах альбедо воды увеличивается с возрастанием широты, поскольку с возрастанием последней уменьшается полуденная высота солнца над горизонтом. На одной и той же широте альбедо воды летом меньше, а зимой больше, потому что летом солнце поднимается выше над горизонтом, чем зимой. Кроме того, альбедо воды зависит от состояния поверхности ее, мутности и т. д.

ков освещенность уменьшается. Сильно понижают освещенность плотные гроззовые облака. Влияние облачности на освещенность рассеянным светом, а также на суточный ход освещенности характеризуют следующие средние данные (в тысячах люксов), полученные в Павловске в июне для ясных дней, а также для всех дней:

Часы	4	6	8	10	12	14	16	18	20
Безоблачные дни . .	3,0	7,0	10,7	12,7	14,2	13,0	11,2	7,1	2,5
Все дни	2,5	10,6	17,4	22,8	28,0	24,0	15,4	9,3	3,4

Приведенные данные показывают, что облака увеличивают освещенность рассеянным светом, особенно в полуденные часы.

Освещенность дневным светом какой-либо поверхности зависит от того, как расположена эта поверхность — горизонтально или вертикально. Освещенность горизонтальной площадки производится так называемым верхним светом, вертикальной — передним. Освещенность передним светом в свою очередь зависит от того, в каком направлении по отношению к странам горизонта ориентирована эта поверхность. В ясную погоду наибольшее количество света получает поверхность, ориентированная на юг, наименьшее — поверхность, ориентированная на север.

Различия в освещенности в ясную погоду поверхностей, ориентированных на запад и восток, в общем, невелики. В первую половину дня поверхность, ориентированная на восток, получает больше света, чем поверхность, ориентированная на запад; во вторую половину дня происходит обратное явление. Много света получает в ясную погоду горизонтальная поверхность. В данном случае освещенность создается совместным действием прямого света и рассеянного, поступающего на эту поверхность от всего небесного свода.

Эти соотношения освещенности дневным светом наглядно показывают, какие различия в характере освещения могут создаваться для растений, произрастающих на опушке леса, склонах ложбин и возвышенностей, на берегах рек, озер и т. д., имеющих различную ориентировку по отношению к странам горизонта.

Различают еще нижний свет, т. е. свет, отраженный поверхностью почвы. Интенсивность этого света зависит от рода поверхности. Много нижнего света поступает от поверхности воды, особенно при малых высотах солнца над горизонтом. Сильно отражает свет поверхность мела (до 40—45%). Это имеет большое значение для растений, произрастающих на берегах рек, озер и других водоемов, а также на мелах, так как в таких условиях растения получают значительное дополнительное освещение в виде нижнего света.

21. Солнечная радиация внутри растительного покрова и под пологом леса. Растительный покров в сильной степени задерживает солнечную радиацию, и последняя достигает земной поверхности в сильно ослабленной степени. Количество солнечной энер-

гии, задерживаемое растительным покровом, в сильной степени зависит от характера растительности, густоты покрова и т. д. По данным А. М. Кутыревой, полученным в Ленинградской области 20 августа 1937 г. в 9—10 часов, ослабление интенсивности суммарной радиации в травостое пшеницы было следующим:

Высота	Интенсивность суммарной радиации	
	(см)	(кал/см ² мин)
150	0,81	100
70	0,70	86
35	0,46	57
9	0,20	25

Особенно значительно солнечная радиация задерживается кронами деревьев. Насколько велико ослабление солнечной радиации в лесу, видно из следующих данных об интенсивности суммарной солнечной радиации (в кал/см² мин), полученных в дубовом 43-летнем насаждении (район Воронежа, ясный день июня 1939 г.):

Часы	9	10	11	12	13	14	15	16	17
Лес	0,11	0,14	0,11	0,10	0,11	0,10	0,08	0,05	0,04
Поле	0,74	0,90	1,02	1,05	1,02	0,87	0,75	0,56	0,38
В % от поля	15	16	11	10	11	11	11	9	11

Как видно из этих данных, в дневные часы в дубовом насаждении кроны деревьев задерживают летом около 90% солнечной энергии.

Количество солнечной энергии, задерживаемой кронами деревьев, зависит от состава насаждений, возраста, сомкнутости крон деревьев, расстояний между стволами и т. д. Под кронами елей солнечная радиация составляет ничтожный процент.

22. Методы измерения солнечной радиации. Для измерения интенсивности прямой солнечной радиации служат приборы — пиргелиометры и актинометры. Пиргелиометры являются абсолютными приборами; они определяют солнечную радиацию непосредственно в калориях. Актинометры дают величины радиации в относительных единицах.

Большое распространение в Европе имеет универсальный пиргелиометр (рис. 14). Главную его часть составляют две очень тонкие манганиновые пластинки, наружные поверхности которых зачернены. С противоположной стороны к ним прикреплены спай термоэлементов, соединенных с чувствительным гальванометром. Прибор имеет особое приспособление, при помощи которого можно попеременно одну из пластинок затенять, другую подвергать действию солнечной радиации. Вследствие этого открытая пластинка будет нагреваться больше, чем затененная. Эта разность в нагревании создает термоэлектрический ток, наличие которого определяется по отклонению стрелки гальванометра. Если одну

из пластинок подвергать действию солнечных лучей, а другую нагревать током аккумулятора, то при помощи реостата, включенного в ту же цепь, можно подобрать такое сопротивление, чтобы стрелка гальванометра вернулась к нулю. Это будет означать, что нагревание открытой пластинки солнцем равно нагреванию затененной пластинки электрическим током. В последнюю цепь включают точный миллиамперметр, который служит для определения силы пропущенного тока. Так как нагревание пла-

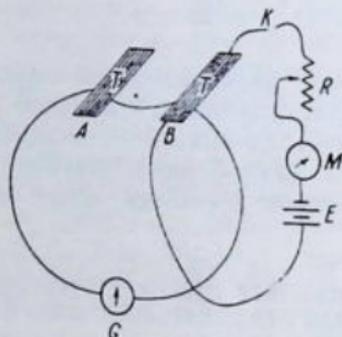


Рис. 14. Схема универсального пиргелиометра.

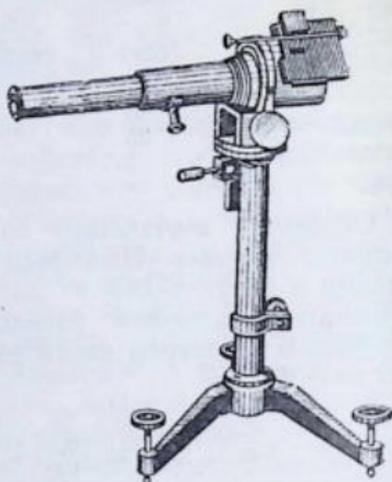


Рис. 15. Общий вид актинометра Михельсона.

стинки будет пропорционально квадрату силы тока, то интенсивность солнечной радиации в данном случае выразится формулой

$$I = Ai^2,$$

где i — сила тока в амперах, а A — так называемая постоянная пиргелиометра, определяемая при его изготовлении.

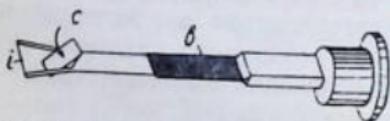


Рис. 16. Биметаллическая пластинка к актинометру Михельсона.

Большое распространение для измерения прямой солнечной радиации получил прибор, сконструированный В. А. Михельсоном и называемый актинометром Михельсона (рис. 15).

Основной частью актинометра Михельсона является очень тонкая биметаллическая пластинка b , спрессованная из железа и инвара (рис. 16). Эта пластинка покрыта слоем сажи и поставлена по оси канала, просверленного в массивном медном цилиндре A (рис. 17). Один конец пластинки прикреплен неподвижно ко дну цилиндра, другой конец — свободный. К свободному концу прикреплена легкая алюминиевая вилочка, между концами которой натянута тонкая кварцевая нить i . Перед нитью укреплено маленькое зеркальце c для освещения нити. В ци-

линдре против биметаллической пластинки имеется отверстие N , через которое лучи солнца S могут попадать на пластинку и нагревать ее. Так как пластинка составлена из металлов, имеющих различные коэффициенты расширения, то она под действием солнечных лучей изгибается. Величина этого изгиба пропорциональна нагреванию и, следовательно, интенсивности солнечной радиации. Под влиянием изгиба пластинки кварцевая нить перемещается, а это перемещение измеряется при помощи особого микроскопа M , привинченного к медному цилиндру. Измерения этого перемещения по особой шкале, помещенной в поле зрения микроскопа, дают относительные числа, которые при помощи особого множителя, определяемого предварительно для каждого актинометра, переводятся в $\text{кал/см}^2 \text{ мин}$.

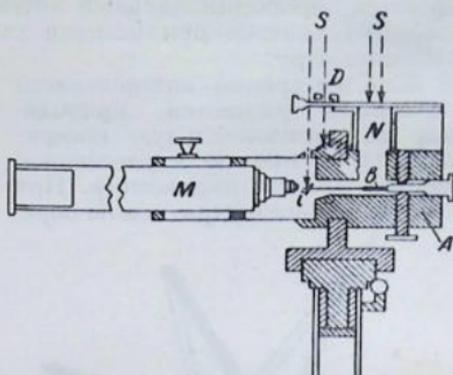


Рис. 17. Схема актинометра Михельсона



Рис. 18. Актинометр Савинова — Янишевского.

Для измерения интенсивности прямой радиации служит еще термоэлектрический актинометр Савинова — Янишевского (рис. 18). У этого прибора приемником радиации служит тонкий серебряный диск, зачерненный с верхней стороны, обращенной к солнцу. С другой стороны диска помещена небольшая звездочка, представляющая термобатарей, составленную из марганцовых и константановых полосок. Внутренние спаи звездочки приклеены к серебряному диску (рис. 19). Зачерненный диск вместе со звездочкой помещен в нижней расширенной части трубы актинометра. Проникающие в трубу лучи солнца попадают на диск и нагревают приклеенные к нему внутренние спаи звездочки. Внеш-

ные спаи при этом остаются в тени и сохраняют температуру воздуха. Разность температур внутренних и внешних спаев вызывает термоток, пропорциональный интенсивности радиации. Этот термоток измеряется при помощи гальванометра, присоединенного к актинометру.

Для измерения интенсивности суммарной радиации, приходящей на горизонтальную поверхность, т. е. прямой и рассеянной вместе, служит пиранометр. При помощи пиранометра можно опре-

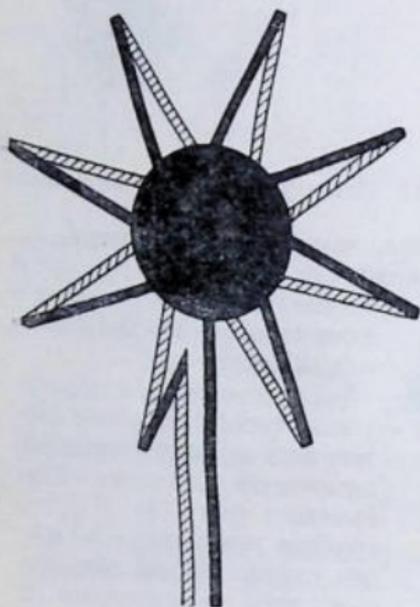


Рис. 19. Термозвездочка Савинова.

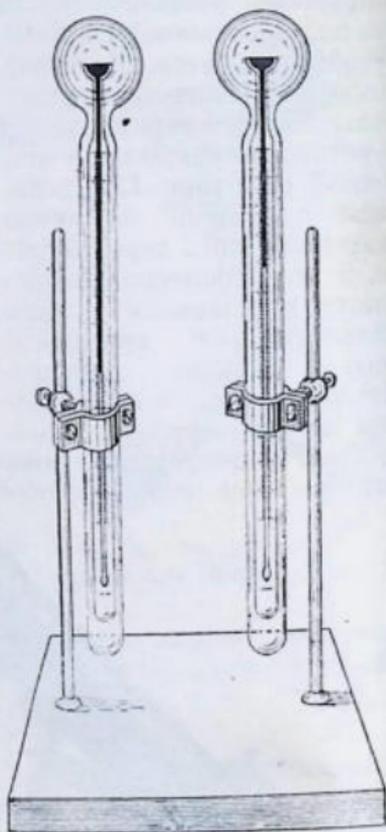


Рис. 20. Пиранометр Калитина.

делить и напряжение одной только рассеянной радиации. Для этого нужно его защитить от действия прямых солнечных лучей небольшим экраном.

Наиболее простым прибором для измерения суммарной радиации является пиранометр Калитина (рис. 20). Он состоит из двух термометров с ртутными резервуарами полушаровой формы. Плоская часть резервуара одного термометра покрыта сажей, другого — окисью магния. Каждый термометр заключен в стеклянную оболочку, из которой выкачан воздух. Термометры устанавливаются отвесно, резервуарами вверх, так, чтобы плоские части резервуаров располагались горизонтально. Термометр с зачерненной поверхностью показывает более высокую темпера-

туру, чем другой. Эта разность пропорциональна интенсивности солнечной радиации. Для получения величины интенсивности эту разность умножают на переводный множитель, дающийся к каждому актинометру. Этот переводный множитель представляет собой цену одного градуса разности в калориях. Произведение дает интенсивность радиации в $\text{кал}/\text{см}^2 \text{ мин}$ на горизонтальную поверхность.

Более совершенный прибор для измерения суммарной радиации, поступающей на горизонтальную поверхность, — пиранометр Янишевского (рис. 21). Приемником радиации в нем служит термобатарея, составленная из чередующихся манганиновых и константановых полосок, концы которых спаяны (рис. 22 а). С внешней стороны четные спаи окрашены магниезией в белый цвет, нечетные — сажей в черный цвет. Спаи располагаются так, чтобы участки белой и черной



Рис. 21. Пиранометр Янишевского.

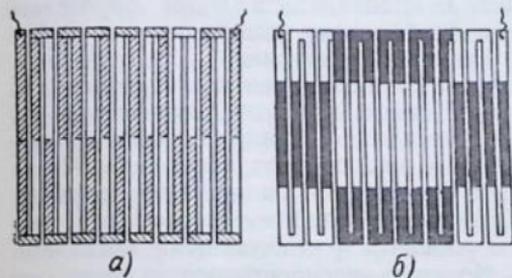


Рис. 22. Термобатарея пиранометра Янишевского.

окраски чередовались в шахматном порядке (рис. 22 б). Для защиты от ветра и осадков над приемником установлен полусферический стеклянный колпак. Радиация, поступающая на приемник, поглощается черными спаями сильнее, чем белыми. Ввиду этого между спаями устанавливается разность температур, обуславливающая появление термотока. Этот ток наблюдается по гальванометру, число делений которого будет пропорционально интенсивности радиации.

Пиранометр, обращенный к земле, может служить для измерения отраженной радиации, направленной снизу вверх от поверхности земли, растительного покрова и т. д. Пиранометр, приспособленный для измерения отраженной радиации (в опрокинутом положении), называется *альбедометром*. Наиболее распространенным является походный альбедометр Янишевского — Былова (рис. 23). По этому альбедометру делают два наблюдения: одно — с приемной поверхностью, обращенной вверх, другое — с повернутым прибором, обращенным приемной поверхностью вниз, к земле. Первое наблюдение дает величину суммарной радиации, падающей на горизонтальную поверхность,

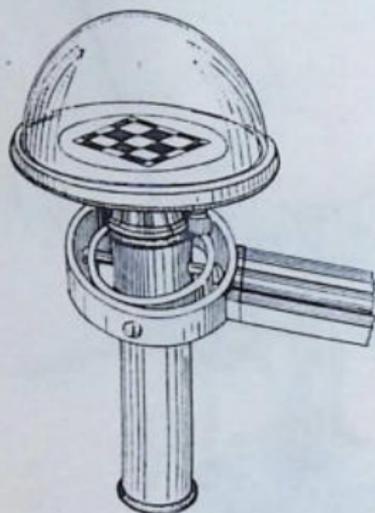


Рис. 23. Альбедометр Янишевского — Былова.

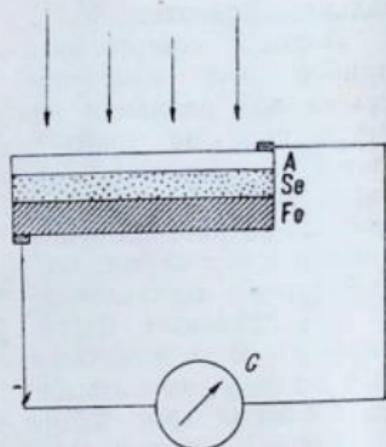


Рис. 24. Схема селенового фотоэлемента.

второе — величину отраженной радиации от поверхности почвы, растительности и т. д. Отношение отраженной радиации к радиации падающей, выраженное в процентах, и будет определять альбедо данной поверхности. Альбедометр укрепляется на особом подвесе на конце длинной (около 2 м) штанги.

Для измерения радиации с большим успехом применяются *фотоэлементы*. Их действие основано на фотоэлектрическом эффекте. Явление этого эффекта состоит в испускании поверхностью проводника электронов, если на него падают лучи света. Число вылетающих при этом электронов пропорционально интенсивности падающей на поверхность проводника энергии.

Фотоэлементы бывают с разными фотоактивными металлами и различной конструкции. Большое распространение имеют селеновые фотоэлементы, так как их чувствительность к радиации различных длин волн близка к чувствительности человеческого глаза, и они, по существу, измеряют освещенность. Схема такого фотоэлемента изображена на рис. 24. В нем слой селена (Se)

нанесен на железную пластинку (Fe). Сверху селен покрыт очень тонким, прозрачным слоем золота (Au) или платины. Лучи света легко проходят через верхний слой металла и поглощаются селеном. Под влиянием этих лучей от селена освобождаются электроны, которые проникают в вышерасположенный слой металла. Однако обратного движения эти электроны не имеют, так как между селеном и вышележащим металлом образуется запирающий слой, обладающий свойством пропускать электроны только в направлении от селена к металлу и задерживать их в обратном направлении. В этом случае верхний слой металла получает отрицательный заряд, а селен и железная пластинка заряжаются положительным электричеством. Таким образом, под действием света в фотоэлементе возникает ток, текущий по внешней цепи от железной пластинки к верхнему слою металла. Для измерения фототока в цепь включают гальванометр. Сила измеренного фототока пропорциональна падающей на фотоэлемент радиации.

До развития актинометрических наблюдений о приходе солнечной радиации приходилось судить по записям продолжительности солнечного сияния с помощью чрезвычайно простых приборов — *гелиографов*.

В настоящее время для записи солнечного сияния применяется универсальный гелиограф (рис. 25). Главной его частью является стеклянный шар. Когда на него падают лучи солнца, последние при прохождении через шар собираются в фокусе. В этом фокусе помещается особая бумажная лента, вставленная в металлическую подставку. Если солнце не закрыто облаками, лучи собираются в фокусе шара и оставляют на ленте прожог (рис. 26). Так как фокус перемещается вследствие движения солнца (кажущегося), то прожог образует длинную полосу. Если же солнце в течение дня временами закрывалось облаками, прожог получается прерывистым. Лента разделена линиями на части — часы, благодаря чему можно установить, сколько времени в течение дня светило солнце. Гелиограф устанавливается в открытом месте строго горизонтально, по меридиану и соответствующей широте. Гелиограф имеет тот недостаток, что при солнце, не закрытом облаками, прожог на ленте начинается только при интенсивности радиации больше $0,3 \text{ кал/см}^2 \text{ мин.}$



Рис. 25. Универсальный гелиограф.

23. **Лучеиспускание земли.** Земная поверхность, поглощая поступающую к ней лучистую энергию солнца, нагревается и, будучи нагретой, сама излучает тепло в атмосферу и мировое пространство. Этот процесс протекает непрерывно в течение суток. Интенсивность его зависит от температуры излучающей поверхности. При повышении температуры этой поверхности увеличивается и ее излучение. Поэтому днем земная поверхность излучает сильнее, чем ночью, так как днем выше ее температура. Однако потеря тепловой энергии днем с избытком покрывается притоком солнечной энергии, ввиду чего днем температура по-

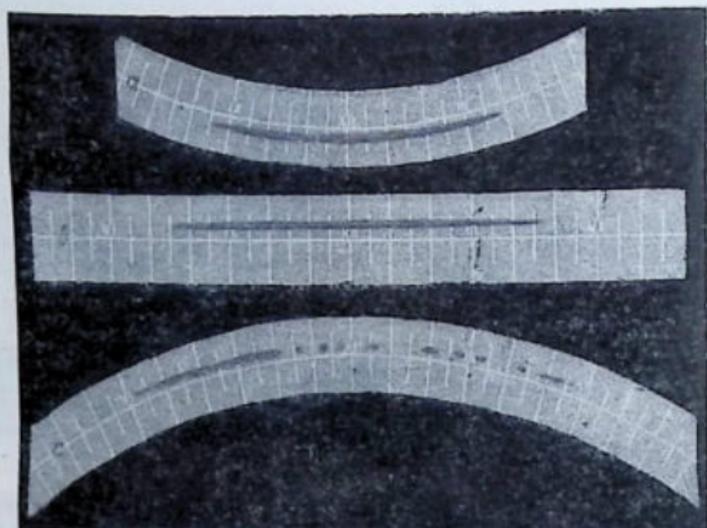


Рис. 26. Ленты универсального гелиографа.

верхности земли и воздуха повышается. Ночью же, при отсутствии притока солнечной энергии, потеря тепловой энергии лучеиспусканием проявляется в полной мере, что приводит ночью к понижению температуры поверхности земли и воздуха.

Так как поверхность земли имеет сравнительно низкую температуру, то, в отличие от излучения солнца, земное излучение состоит исключительно из инфракрасных лучей с длинами волн более 3—4 мк. Оно является, таким образом, длинноволновым излучением и лежит в далекой инфракрасной части спектра. Если принять температуру поверхности земли равной в среднем 15°, то при этой температуре максимум энергии излучения лежит в области спектра с длинами волн около 10 мк.

Земное излучение в значительной мере поглощается в атмосфере водяным паром. При количестве водяного пара, дающем при конденсации слой воды толщиной в 0,3 мм, это поглощение происходит в области спектра с длинами волн от 5,5 до 7 мк и

более 14 мк. Отчасти земное излучение в атмосфере поглощается углекислотой и озоном.

Количество энергии, излучаемое 1 см² поверхности черного тела в 1 минуту, выражается формулой

$$U = \sigma T^4 \text{ кал/см}^2 \text{ мин},$$

где T — абсолютная температура поверхности черного тела, а σ — постоянная величина, равная $8,26 \cdot 10^{-11}$. Иначе вышеприведенную формулу можно представить в следующем виде:

$$U = \sigma (273 + t)^4 \text{ кал/см}^2 \text{ мин},$$

где t — температура по термометру Цельсия.

Лучеиспускание зависит от температуры излучающей поверхности. При повышении температуры оно растет, как это видно из приводимых ниже данных:

t°	-30	-20	-10	0	10	20	30
U кал	0,29	0,34	0,40	0,46	0,53	0,61	0,70

Тепловая энергия, теряемая земной поверхностью излучением, частично уходит в мировое пространство, а частично поглощается атмосферой. Водяной пар, находящийся в воздухе, поглощает эту энергию, и воздух, таким образом, нагревается. Нагревание воздуха происходит также за счет поглощения прямой солнечной радиации и особенно за счет конвективного перемешивания с воздухом, нагретым непосредственно соприкосновением с земной поверхностью. Нагретая атмосфера в свою очередь приобретает способность излучения. Это излучение идет во все стороны, в частности к поверхности земли. Излучение атмосферы, направленное к поверхности земли, называется *встречным излучением атмосферы*. Таким образом, в атмосфере создаются два потока длинноволновой инфракрасной радиации, направленных в противоположные стороны. Один из них, направленный вверх, представляет поток энергии U , излучаемой земной поверхностью; другой, направленный к земле, представляет встречное излучение атмосферы G . Разность между этими двумя потоками $U - G$, т. е. разность между собственным излучением поверхности земли и встречным излучением атмосферы, равная \mathcal{E} , называется *эффективным излучением*. Таким образом, эффективное излучение выражается следующей формулой:

$$\mathcal{E} = U - G.$$

Так как днем к встречному излучению атмосферы добавляется солнечная радиация (прямая и рассеянная), то днем приход энергии превышает эффективное излучение. Получающийся в данном случае избыток тепла идет на нагревание почвы, воздуха, на испарение и т. д. В отсутствие же солнечной радиации или при малой

интенсивности ее потеря тепла поверхностью земли излучением превышает поток радиации сверху в виде встречного излучения атмосферы, вследствие чего поверхность земли охлаждается.

Если допустить, что лучеиспускательная способность земли такая же, как и черного тела, то при средней температуре в 15° земная поверхность будет терять через излучение $0,57 \text{ кал/см}^2 \text{ мин.}$ Интенсивность же встречного излучения атмосферы определяется в среднем в $0,42 \text{ кал/см}^2 \text{ мин.}$ При таких условиях средняя величина эффективного излучения равна $0,15 \text{ кал/см}^2 \text{ мин.}$ Таким образом, в результате встречного излучения атмосферы действительная потеря тепла земной поверхностью будет не $0,57 \text{ кал/см}^2 \text{ мин.}$, а только $0,15 \text{ кал/см}^2 \text{ мин.}$, т. е. она будет равна разности между земным излучением и встречным излучением атмосферы.

Величина эффективного излучения колеблется обычно между $0,1$ и $0,3 \text{ кал/см}^2 \text{ мин.}$ Она в сильной степени зависит от облачности. Облака представляют как бы экран, защищающий землю от потери тепла излучением. Особенно значительно уменьшают эффективное излучение сплошные, плотные, низкие облака, которые ночью иногда понижают эффективное излучение почти до нуля. В некоторых же случаях, например при наличии в воздухе слоя с повышенной температурой (при наличии так называемой инверсии температуры), встречное излучение атмосферы ночью может превышать земное излучение. Тогда имеет место не расход тепла излучением, а даже приход радиации, достигающей иногда $0,03—0,05 \text{ кал/см}^2 \text{ мин.}$ Туманы сильно снижают эффективное излучение и могут доводить его до нуля.

В ясную погоду эффективное излучение зависит от количества водяного пара в воздухе. Повышенное количество его увеличивает встречное излучение атмосферы и уменьшает эффективное излучение. Поэтому в пустыне, благодаря ясному небу и малому количеству водяного пара в воздухе, эффективное излучение может быть велико.

Ветер значительно уменьшает ночью охлаждение, вызываемое эффективным излучением, так как при ветре от излучающей поверхности относится охлажденный воздух и подводится свежий, более теплый, благодаря чему задерживается охлаждение этой поверхности.

Эффективное излучение зависит также от высоты места над уровнем моря. С увеличением высоты встречное излучение атмосферы уменьшается вследствие уменьшения количества водяного пара и пыли, а эффективное излучение увеличивается.

На величину эффективного излучения влияет также характер поверхности почвы. Гладкая поверхность теряет меньше тепла излучением, чем при тех же условиях неровная поверхность, например поверхность вспаханного поля; лучеиспускательная поверхность, а следовательно, и потеря тепла излучением у последней больше, чем у гладкой.

Влажная почва теряет излучением несколько больше тепла,

чем сухая. Однако влажная почва охлаждается ночью все же медленнее, так как она имеет по сравнению с сухой повышенную теплоемкость и теплопроводность. Повышенная же теплопроводность влажной почвы создает в ней условия для более быстрого возмещения тепла, теряемого излучением, притоком его из глубоких теплых слоев почвы.

Растительный покров защищает почву ночью от потери тепла излучением, но зато сами растения имеют большую излучающую поверхность, благодаря чему они ночью могут значительно охладиться.

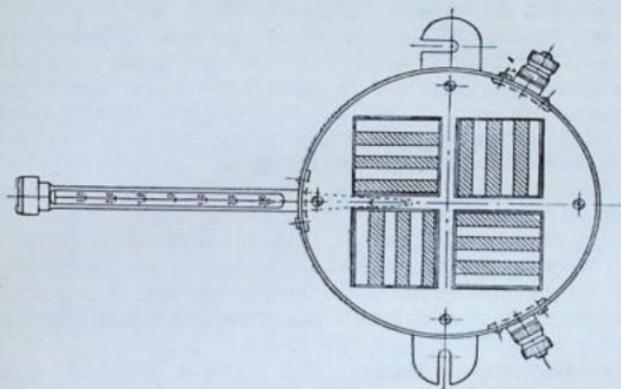


Рис. 27. Пиргеометр Савинова—Янишевского (вид сверху).

Встречное излучение атмосферы имеет весьма большое значение в тепловом балансе поверхности земли. Если принять величину встречного излучения в $0,42 \text{ кал/см}^2 \text{ мин}$, то в течение суток (1440 минут) 1 см^2 земной поверхности получает тепла от атмосферы в количестве около 600 кал. Такое же количество энергии в виде прямой солнечной радиации получает 1 см^2 земной поверхности в умеренных широтах за летний день. Этот расчет показывает, какую огромную защитную роль в деле сохранения тепла играет для земли атмосфера. Последняя пропускает солнечную энергию, значительная часть которой приходится на долю коротких волн, но в то же время атмосфера задерживает длинноволновое земное излучение.

24. Методы измерения эффективного излучения. Для измерения эффективного излучения применяется прибор, называемый пиргеометром Савинова—Янишевского (рис. 27). Приемник этого прибора состоит из чередующихся блестящих (покрытых никелем) и зачерненных (покрытых сажой) медных полосок. К нижней стороне полосок приклеены спай термоматарей, состав-

ленной из ленточек марганца и константана. К батарее присоединяется гальванометр.

Действие пиргеометра основано на том, что зачерненные полосы приемника обладают способностью излучать и поглощать падающую на них радиацию гораздо сильнее, чем блестящие. Последние почти полностью отражают длинноволновую радиацию; излучательная же их способность очень мала. Ввиду этого между зачерненными и блестящими полосками создается разность температур, которая вызывает появление тока в цепи батареи. Этот ток отмечается гальванометром, соединенным с батареей. Сила тока пропорциональна разности температур черных и блестящих полосок. Величина эффективного излучения в данном случае будет пропорциональна величине тока, измеряемого гальванометром. При пиргеометре имеется небольшой термометр для измерения температуры его за время производства наблюдений.

25. Радиационный и тепловой баланс для поверхности земли. Солнечная радиация, приходящая к поверхности земли, не полностью поглощается ею. Часть лучистой энергии она отражает. Поглощенная часть солнечной радиации идет на нагревание почвы. Последняя, будучи нагретой, излучает энергию в атмосферу и мировое пространство. Таким образом, наряду с приходом лучистой энергии на поверхность земли, происходит и ее расход путем излучения. Разность между приходом и расходом лучистой энергии, поглощаемой и излучаемой поверхностью земли, называется *радиационным балансом*.

Если обозначить радиационный баланс через R , суммарную радиацию через Q , отраженную радиацию через S и эффективное излучение через \mathcal{E} , то получим следующее уравнение радиационного баланса для поверхности земли:

$$R = Q - S - \mathcal{E}.$$

В этой формуле $Q - S$ представляет радиацию, поглощенную поверхностью земли. Количество этой энергии можно определить также путем умножения суммарной радиации на величину поглощательной способности поверхности, т. е. на разность между 100% и величиной альбедо.

Радиационный баланс является важнейшим метеорологическим фактором, так как от величины его в сильной степени зависит распределение температуры в почве и прилегающих к ней слоях воздуха. От него зависит также интенсивность испарения и снеготаяния.

Радиационный баланс поверхности земли днем будет положительным, так как приходящая радиация преобладает над уходящей. Ночью же при отсутствии приходящей радиации он будет отрицательным и численно равным эффективному излучению. Однако радиационный баланс бывает равен нулю не в момент восхода и захода солнца, а при высоте его в $10-15^\circ$ в условиях ясной погоды и при меньших высотах в условиях облачной погоды.

В годовом ходе радиационный баланс в холодное время года имеет отрицательные значения, в теплое — положительные. Годовой ход радиационного баланса и его составляющих в условиях Харькова приведен на рис. 28.

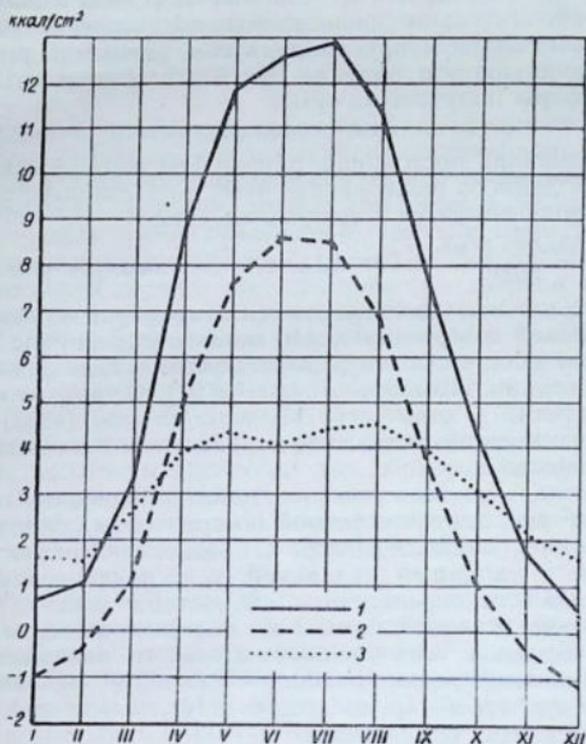


Рис. 28. Элементы радиационного баланса и его составляющих для района Харькова по месяцам.

1 — поглощенная радиация, 2 — радиационный баланс, 3 — эффективное излучение.

Энергия, измеряемая величиной радиационного баланса, частично передается воздуху, частично затрачивается на испарение и, наконец, некоторое количество энергии уходит в почву и идет на ее нагревание. Таким образом, общий приходо-расход тепла для поверхности земли, называемый *тепловым балансом*, можно представить в виде следующего уравнения:

$$R = M + V + B.$$

В этом уравнении R — радиационный баланс, M — количество тепла, передаваемого воздуху, V — затрата тепла на испарение, B — количество тепла, уходящего в почву.

В среднем за год почва практически отдает тепла в воздух столько же, сколько и получает, и поэтому в годовых выводах теплооборот с почвой равен нулю.

26. Приходо-расход тепла для земли и атмосферы. Общее количество лучистой энергии, получаемой от солнца землей и атмосферой, приблизительно равно количеству энергии, получаемой поверхностью большого круга с радиусом, равным радиусу земли. При перпендикулярном падении лучей эта поверхность на границе атмосферы получает за сутки

$$I_0 \pi R^2 \cdot 1440 \text{ кал,}$$

где I_0 — солнечная постоянная, равная $1,94 \text{ кал/см}^2 \text{ мин}$. Так как поверхность земного шара равна $4\pi R^2$, то 1 см^2 поверхности при таких условиях получает в среднем за сутки

$$\frac{1,94\pi R^2 \cdot 1440}{4\pi R^2} = 698 \text{ кал, или } 255 \text{ ккал/см}^2 \text{ год.}$$

Из этого количества поглощается атмосферой $35 \text{ ккал/см}^2 \text{ год}$ (14%) и земной поверхностью $110 \text{ ккал/см}^2 \text{ год}$ (43%). Таким образом, земля вместе с атмосферой получает в виде прямой и рассеянной радиации $145 \text{ ккал/см}^2 \text{ год}$ (57%). Остальная часть солнечной радиации в количестве $110 \text{ ккал/см}^2 \text{ год}$ (43%) теряется землей и атмосферой вследствие отражения и рассеяния в мировое пространство.

Приходящая на поверхность земли радиация составляет $110 \text{ ккал/см}^2 \text{ год}$, теряется земной поверхностью путем эффективного излучения $50 \text{ ккал/см}^2 \text{ год}$; следовательно, разность между приходящей и уходящей радиацией, т. е. радиационный баланс поверхности земли, определяется в $60 \text{ ккал/см}^2 \text{ год}$.

Рассмотрим тепловой баланс на поверхности земли. По данным М. И. Будыко, за счет положительного радиационного баланса поверхности земли, равного $60 \text{ ккал/см}^2 \text{ год}$, расходуется $46 \text{ ккал/см}^2 \text{ год}$ на испарение воды, а $14 \text{ ккал/см}^2 \text{ год}$ поступает в атмосферу путем теплообмена.

Тепловой баланс атмосферы составляется из прихода тепла от поглощенной радиации в количестве $35 \text{ ккал/см}^2 \text{ год}$, от конденсации водяного пара в количестве $46 \text{ ккал/см}^2 \text{ год}$ и от подстилающей поверхности в результате теплообмена в количестве $14 \text{ ккал/см}^2 \text{ год}$. В результате атмосфера получает $95 \text{ ккал/см}^2 \text{ год}$. Поскольку в атмосфере не обнаруживается непрерывного из года в год повышения температуры, то очевидно, что атмосфера расходует в мировое пространство длинноволновым эффективным излучением столько энергии, сколько ее получает, т. е. $95 \text{ ккал/см}^2 \text{ год}$.

Тепловой баланс всей системы земля — атмосфера представляется в следующем виде. На границе атмосферы приход энергии в виде радиации от солнца составляет $255 \text{ ккал/см}^2 \text{ год}$. Из этого количества теряется землей и атмосферой вследствие отражения и рассеяния радиации $110 \text{ ккал/см}^2 \text{ год}$, путем эффективного из-

лучения земной поверхностью 50 и атмосферой 95 ккал/см² год. Следовательно, общий расход энергии системой земля — атмосфера определяется в 255 ккал/см² год. Таким образом, на земле в среднем за год между приходом и расходом лучистой энергии наблюдается полное равновесие, т. е. сколько энергии солнца земля и атмосфера получают, столько же энергии они и расходуют путем отражения и излучения в виде длинноволновой радиации. Энергетический баланс земного шара в среднем равен нулю.

Приведенные данные являются только средними расчетами, выведенными, в общем, для всего северного полушария. От этих данных могут быть отклонения в отдельных зонах земного шара. Так, в среднем за год в низких широтах — от экватора до 35° с. ш. — наблюдается превышение прихода лучистой энергии над расходом, в высоких широтах — от 35° до полюса, — наоборот, наблюдается перевес расхода лучистой энергии над приходом. Однако под влиянием атмосферной и океанической циркуляции на поверхности земного шара происходит уравнивание баланса, и ввиду этого непрерывного нарастания тепла в низких широтах и непрерывной убыли тепла в высоких широтах не наблюдается.

27. Растения и свет. Свет играет огромную роль в жизни растений. Он необходим растениям для образования органического вещества, которое зеленые части растения создают при участии света из углекислоты и воды. Поэтому солнечный свет обуславливает рост и развитие растений; он влияет также и на химический состав их.

Потребность в свете у растений различна. По отношению к свету их можно разделить на *светолюбивые* и *теневыносливые*. К светолюбивым относятся большинство злаковых растений, а из древесных растений — береза, сосна, лиственница и др., к теневыносливым — пихта, ель, бук и др. Следует, однако, отметить, что потребность растений в свете в течение их жизни изменяется. Так, например, старые деревья более светолюбивы, чем молодые. За время прохождения различных стадий развития потребность в свете у растений также неодинакова. Эта потребность изменяется и от географического расположения места обитания растений. В южных широтах древесные породы становятся более теневыносливыми, а в северных — более светолюбивыми. В горах растения более светолюбивы, чем в низинах.

Интенсивный прямой солнечный свет замедляет рост растений. Рассеянный и ослабленный прямой солнечный свет, наоборот, в известной степени ускоряет его.

Органические вещества — углеводы, белки и жиры — создаются в растениях при процессе фотосинтеза, который осуществляется за счет солнечной энергии, поглощаемой хлорофиллом. Энергетическая сторона этого процесса была впервые изучена гениальным русским физиологом К. А. Тимирязевым. Он устано-

вил, что хлорофилл обладает свойством избирательного поглощения, и показал, что наиболее значительно хлорофилл поглощает красно-оранжевые (680—600 мкм), сине-фиолетовые и ультрафиолетовые лучи (500—300 мкм). Наиболее деятельными являются красно-оранжевые лучи. В них происходит с наибольшей скоростью фотосинтез. Минимальной же активностью обладают зеленые лучи. За пределами 750 мкм поглощение лучистой энергии хлорофиллом практически равно нулю.

Совокупность лучей, поглощаемых хлорофиллом, называется *физиологической радиацией*. Различные лучи этой радиации оказывают неодинаковое влияние на качество продуктов фотосинтеза. Сине-фиолетовые лучи физиологической радиации способствуют в большей степени образованию белков, красно-оранжевые — углеводов. Кроме того, коротковолновые лучи физиологической радиации значительно тормозят увеличение органической массы листьев.

Под кронами деревьев свет беднее физиологическими лучами, чем в открытом месте. Лиственные насаждения сильнее задерживают физиологическую радиацию, чем сосновые. Наблюдения Л. А. Иванова, произведенные в дубово-ясеневых и сосновых насаждениях Воронежской области, показали, что лиственные насаждения пропускали под полог леса свет, содержащий лишь 11—13% физиологических лучей, сосновые — 17—30% этих лучей. В открытом месте содержание физиологической радиации в среднем составляло около 50% солнечной радиации.

Как показывают наблюдения, в химическую энергию, идущую на создание органического вещества, превращается только 2—3% от всей падающей солнечной энергии. По данным Н. И. Макаревского, около 45—50% этой энергии поглощается листьями и превращается в тепло, которое идет в основном на работу испарения, остальная часть солнечной энергии отражается листьями (около 25%) и пропускается через них (около 25%).

На развитие и рост растений большое влияние оказывает, помимо силы света, также и продолжительность освещения. Различные растения, произрастающие в природной обстановке, различно относятся к продолжительности освещения, или к длине дня. Такие растения умеренной зоны, как пшеница, рожь, овес, ячмень, лен и др., требуют для своего развития преимущественно длинного дня и короткой ночи. Эти культуры являются *растениями длинного дня*. Они развиваются тем скорее, чем длиннее будет день. Так как в теплое время года долгота дня увеличивается с возрастанием широты, то по мере продвижения на север растения длинного дня сокращают период развития, при продвижении же в южные широты, с укороченным днем их развитие замедляется. Существуют и такие растения, которые, наоборот, развиваются тем скорее, чем короче будет день и длиннее ночь. Это — *растения короткого дня*, к ним относятся более южные культуры — просо, кукуруза, хлопчатник, рис и др. Перечисленные

растения удлиняют период развития по мере продвижения в северные широты, с более длинным днем, и, наоборот, укорачивают его при продвижении в южные широты, с более коротким днем. Имеется также группа *растений нейтральных* — *безразличных* к продолжительности освещения, зацветающих одинаково при любой длине дня — большинство сортов гречихи, некоторые сорта фасоли и др. Наконец, имеют место *промежуточные растения* — некоторые сорта подсолнечника, льна, фасоли и т. д., т. е. растения, которые цветут в определенном интервале средних длин дня и не цветут как при более коротком, так и при более длинном дне. Такое влияние продолжительности дневного освещения и ночной темноты на развитие и рост растений получило название *фотопериодизма*. Последний является как бы реакцией растений на продолжительность освещения.

Совершенно новое понимание процесса воздействия на растения света, как одного из факторов внешней среды, дал Т. Д. Лысенко. Он объяснил этот процесс с точки зрения *стадийного развития растений*. Согласно учению Т. Д. Лысенко, однолетние растения в период своего развития от посева до созревания требуют неодинаковых условий внешней среды. Если, например, озимые растения (пшеницу и рожь) выращивать все время в условиях повышенных или пониженных температур, то они не будут плодоносить. Нормальное плодоношение их будет только в том случае, если эти озимые растения свою начальную стадию развития будут проходить на протяжении 20—50 дней (в зависимости от сорта) в условиях пониженной температуры (от 0 до 10°) и достаточной влажности, а затем выращивание их будет протекать в обычных для весны и лета температурных условиях. Эта *первая стадия развития растений* называется *стадией яровизации*. Сельскохозяйственные растения эту стадию могут проходить не только в поле, будучи в зеленом виде, но и в семенах с едва тронувшимися в рост зародышами. За время прохождения стадии яровизации большое влияние на развитие растений оказывает температура и влажность. К свету за эту стадию растения бывают безразличны. После прохождения стадии яровизации растения, уже при наличии листьев, проходят *световую стадию*. Прохождение этой стадии определяется в основном притоком света. За световую стадию *растения длинного дня* требуют *длительного* или даже *беспрерывного освещения*, а *растения короткого дня* — *короткого освещения* или даже *беспрерывной темноты*. Большое значение при этом имеет и почвенная влага. Исследования Н. А. Максимова показали, что недостаток влаги в почве за время прохождения пшеницей световой стадии влечет за собой подавление ростовых процессов, уменьшение количества цветков в колосках, ухудшение их оплодотворения и т. д., что вызывает снижение урожая. После прохождения растениями световой стадии развитие их может проходить при любой длине дня, независимо от широты места.

Ежегодный цикл стадийного развития, по А. С. Яблокову, существует и у древесных пород и кустарников. Он проходится каждым побегом, образующимся весной из ростовой почки, которую в данном случае можно сравнить с семенем. Чтобы из такой почки побег пошел в рост, почка должна пройти стадию, подобную стадии яровизации у однолетних растений, т. е. подвергнуться воздействию пониженных температур, а затем позднее она должна пройти световую стадию. Без этого побег не может закончить своего развития и заложить новых почек.

28. Использование солнечной энергии. Солнце посылает к поверхности земли огромное количество лучистой энергии. На поверхность пустыни Сахары в течение года падает такое количество солнечной энергии, что только 1% этой энергии в 10 раз превышает количество энергии, необходимой человечеству земного шара за это же время. По Б. П. Вейнбергу, количество солнечной энергии, падающей на $\frac{1}{10}$ часть площади СССР, в 30 000 раз превышает энергию, даваемую ДнепротЭСом.

Попытки использовать непосредственно солнечную энергию производились давно. Для этой цели обычно применялись большие сферические зеркала, которые давали возможность концентрировать солнечные лучи. В конце XIX века В. К. Цераскому в Москве удалось с помощью параболического зеркала диаметром в 1 м и фокусным расстоянием в 1 м получить в фокусе зеркала температуру в 3500°. Однако установки для использования солнечной энергии с помощью зеркал оказались весьма сложными, громоздкими и маловыгодными, поэтому они большого распространения не получили.

В настоящее время для использования солнечной энергии применяют особый деревянный ящик с зачерненными внутренними стенками. Сверху ящик закрывается одним или двумя листами стекла, между которыми находится воздушная прослойка. Солнечные лучи свободно проходят через стекло и поглощаются черными стенками ящика. Эти стенки, нагреваясь, в свою очередь начинают излучать тепло, но это тепло остается в ящике, так как стекло не пропускает длинноволновых лучей, — оно для них непрозрачно. Если стенки ящика имеют хорошую термозоляцию, то это позволяет накапливать в нем тепло и создавать очень высокие температуры. В Ташкенте К. Г. Трофимов, используя хорошую тепловую изоляцию, получал в подобных ящиках температуру до 220°. Такие простейшие установки могут быть использованы в качестве водонагревателей, опреснителей воды в пустынях, солнечных сушилок фруктов, шелковичных коконов и т. д.

Ящики для утилизации солнечной энергии можно сделать вращающимися, т. е. двигающимися за солнцем. В этом случае они могут давать более значительный эффект.

В последнее время производятся работы по превращению солнечной энергии в электричество. Для этой цели используют фотоэлементы, которые при действии на них солнечных лучей дают

фотоэлектрический ток. Энергия, даваемая такими фотоэлементами, очень мала, но опыты в этом направлении производятся и возможно, что в будущем этот способ утилизации солнечной энергии даст большой эффект.

В настоящее время образовалась особая отрасль науки и техники — *гелиотехника*, занимающаяся вопросами использования солнечной энергии для технических нужд.

ГЛАВА IV

ТЕМПЕРАТУРА ПОЧВЫ

29. Значение температуры почвы. Температура почвы является фактором, оказывающим весьма большое влияние на различные процессы и явления, протекающие в почве и прилегающих к ней слоях воздуха. Так, суточные колебания температуры почвы создают газообмен почвенного воздуха с надземным. Различия в температуре отдельных слоев почвы вызывают перемещение в почве водяного пара, который притекает из слоев с повышенной температурой, где упругость его больше, в слои с пониженной температурой, в которых упругость его меньше. Температура почвы в сильной степени обуславливает интенсивность процессов гниения и разложения органических веществ, а также интенсивность растворения различных солей. От степени нагретости почвы зависит всасывающая способность корней. При пониженной температуре эта способность значительно понижается, и растения, даже при избытке воды в почве, могут испытывать недостаток ее вследствие слабой подачи воды корнями. Температура почвы обуславливает жизнедеятельность почвенных микроорганизмов, которая нормально может протекать только при определенных условиях температуры. Прорастание семян и ход этого прорастания также в сильной степени зависит от температуры почвы. Наконец, от степени нагретости почвы зависит физическое состояние слоев воздуха, прилегающих к земной поверхности.

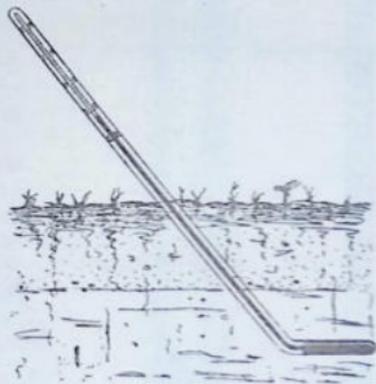


Рис. 29. Термометр Савинова.

30. Метод измерения температуры почвы. Для измерения температуры верхних слоев почвы применяют почвенные термометры Савинова (рис. 29). Обычно их устанавливают на глубине 5—10—15—20 см. Термометр Савинова представляет ртутный термометр с резервуаром в виде цилиндра. Немного выше этого резер-

вуара термометр изогнут под углом около 135° . Цилиндрический резервуар термометра зарывается в землю горизонтально, верхняя же часть термометра со шкалой выступает над землей наклонно. Такое положение надземной части термометра создается для более удобного производства отсчетов. Пользуются термометрами Савинова только в теплое время года.

Температура более глубоких слоев почвы измеряется при помощи вытяжных термометров (рис. 30). Такие термометры обычно устанавливаются на глубинах 20—40—80—160—320 см (рис. 31). При установке вытяжного термометра в почве сначала делают скважину, в которую вставляют эбонитовую трубку, закрытую снизу медным колпачком.

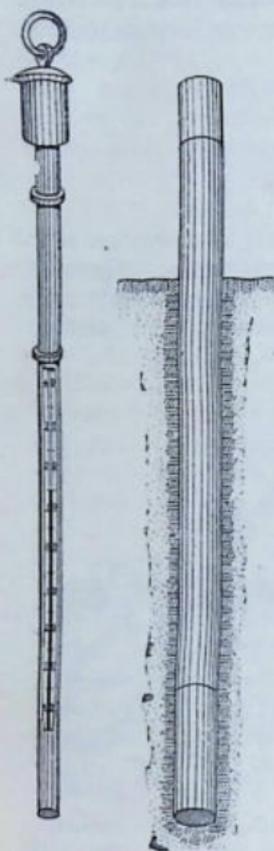


Рис. 30. Вытяжной почвенный термометр.

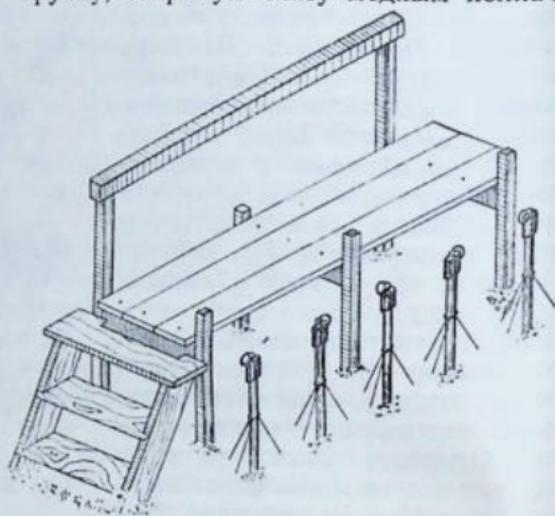


Рис. 31. Установка почвенных вытяжных термометров.

ком. В эбонитовую трубку вставляют на деревянном стержне термометр, заключенный в латунную оправу с прорезом для шкалы. Нижняя часть оправы, где помещается резервуар термометра, залита парафином, смешанным с медными опилками. Это делается для того, чтобы термометр при вынимании его из трубки, за время отсчета, не изменял своих показаний. Верхняя часть трубки закрывается колпачком, привинченным к деревянному стержню.

Для измерения глубины промерзания и оттаивания почвы применяют мерзлотомер Данилина (рис. 32). Он состоит из полый наружной трубки, сделанной из эбонита, которая погружается

в почву на глубину не менее 1,6 м. В эту трубку опускается прикрепленная с деревянному стержню тонкая резиновая трубочка, закрытая с обоих концов. Она наполнена водой. На трубке нанесены деления в сантиметрах, причем нулевое деление устанавливается на уровне поверхности почвы. Наблюдения по мерзлотомеру начинают производить с момента замерзания почвы и продолжают их до полного оттаивания ее весной. При определении глубины промерзания вынимают из эбонитовой трубки резиновую трубочку, нащупывают рукой край столбика льда и отмечают при этом соответствующее количество сантиметров по делениям на стенке резиновой трубочки. Этот отсчет и соответствует глубине промерзания почвы. После отсчета резиновую трубочку вновь опускают в эбонитовую трубку.

31. Тепловой режим почвы. Тепловой режим верхних слоев почвы определяется в основном приходом тепла в виде солнечной радиации, поглощаемой поверхностью почвы, и расходом тепла этой поверхности в результате излучения. Как было указано в § 25 и 26, за счет положительного радиационного баланса лучистой энергии совершается нагревание почвы и воздуха, а также процесс испарения, при протекании которого затрачивается значительное количество тепла.

Между почвой и воздухом, а также между верхними и глубокими слоями почвы происходит теплообмен. Днем поверхность почвы поглощает солнечную радиацию, превращает ее в тепловую энергию и нагревается. Значительная часть тепла затем ею отдается на нагревание воздуха и глубоких слоев почвы. Ночью же, когда земное излучение при отсутствии солнечной радиации проявляется в полной мере, поверхность почвы охлаждается и делается холоднее прилегающих к ней слоев воздуха и более глубоких слоев почвы. При таких условиях к поверхности почвы притекает тепло как сверху — из воздуха, так и снизу — из глубоких слоев почвы.

Значительная потеря тепла почвой происходит при испарении. На испарение 1 г воды, как известно, требуется около 600 кал тепла. Поэтому влажная почва, испаряющая много воды,

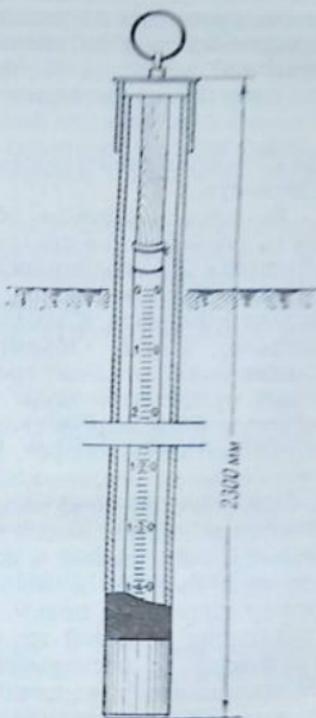


Рис. 32. Мерзлотомер Данилина.

является холодной почвой по сравнению с сухой. Наоборот, сухая почва, не расходуя тепло на испарение, сильно прогревается и отдает много тепла на нагревание воздуха.

Нагревание и охлаждение почвы зависят от многих факторов. Из них очень важными являются теплоемкость и теплопроводность почвы. Различают весовую и объемную теплоемкость почвы. Весовая, или удельная, теплоемкость почвы есть количество тепла, необходимое для нагревания 1 г почвы на 1°. Объемная же теплоемкость почвы есть количество тепла, необходимое для нагревания 1 см³ почвы на 1°. Между удельной теплоемкостью и объемной имеется соотношение

$$C = c\rho,$$

где C — объемная теплоемкость, c — удельная теплоемкость, ρ — плотность.

В воздушно-сухом состоянии¹ весовая (удельная) теплоемкость большинства составных частей почвы равна 0,2 кал/г град; объемная же теплоемкость равна 0,4—0,6 кал/см³ град, т. е. примерно в 2 раза меньше, чем для воды. Однако в состав почвы входят еще вода и воздух, заполняющие промежутки между частицами почвы. Объемная теплоемкость воздуха очень мала (равна 0,0003 кал/см³ град), а воды велика (равна единице). Поэтому присутствие воды в почве увеличивает ее объемную теплоемкость, и последняя сильно возрастает по мере увеличения влажности почвы. Наоборот, чем в почве больше воздуха, тем меньше ее объемная теплоемкость. Таким образом, теплоемкость почвы в сильной степени зависит от содержания в почве влаги и воздуха. Влажные почвы медленнее нагреваются и медленнее охлаждаются, чем сухие; в последних изменения температуры совершаются быстрее и значительно, чем во влажных почвах. Поэтому глинистые почвы, удерживающие в себе много воды и обладающие большой теплоемкостью, днем нагреваются меньше по сравнению с песчаными, ночью же они меньше охлаждаются. В весенний период глинистые почвы в верхнем слое холоднее песчаных, причем разница может достигать до 1,0—1,5°. Осенью же глинистые почвы делаются теплее песчаных.

Степень нагревания почвы зависит также от ее теплопроводности, т. е. от способности почвы проводить тепло из слоев более нагретых в слой менее нагретых. Мераю теплопроводности является коэффициент теплопроводности, численно равный тому количеству тепла, которое протекает за секунду через сечение в 1 см² при падении температуры в 1° на 1 см. Теплопроводность почвы вообще невелика. Она в сильной степени определяется тем, чем будут заполнены промежутки между отдельными частицами почвы — воздухом или водой. Теплопроводность воздуха очень

¹ Воздушно-сухое состояние почвы — это такое состояние ее, при котором в почве находится только парообразная влага, поглощенная ею из воздуха при данной температуре и влажности.

мала (0,00005 кал/см сек град), для воды она значительно больше (0,0013 кал/см сек град). Ввиду этого теплопроводность почвы в значительной мере зависит от влажности почвы. Влажность увеличивает теплопроводность почвы; наоборот, сухие почвы, в которых поры заполнены воздухом, имеют пониженную теплопроводность. По мере увеличения пористости почвы и повышения количества воздуха в ней теплопроводность почвы уменьшается. Поэтому днем сухая почва в верхнем слое прогревается сильнее, чем влажная, так как в последней благодаря повышенной теплопроводности тепло быстрее уходит в более глубокие слои. Ночью же, когда поверхность почвы теряет тепло излучением, влажная почва по сравнению с сухой охлаждается меньше, так как в ней благодаря повышенной теплопроводности расход тепла излучающей поверхностью возмещается подтоком тепла к ней из глубоких слоев.

Таким образом, и теплоемкость и теплопроводность почвы в сильной степени зависят от влажности почвы и количества содержащегося в ней воздуха. Насколько велико влияние влажности почвы на теплоемкость и теплопроводность ее, видно из нижеследующих данных, полученных в Воронежской области для слабовыщелоченного чернозема:

Влажность почвы (% от сухой навески)	2,0	7,0	11,5	20,5
Объемная теплоемкость (кал/см ³ град)	0,342	0,420	0,493	0,632
Теплопроводность (кал/см сек град)	0,00065	0,00112	0,00148	0,00253

Что же касается влияния воздуха, то повышение количества его в почве уменьшает теплоемкость и теплопроводность почвы. Ниже приведены значения теплоемкости и теплопроводности для просеянных почв, имевших различные размеры частиц и находившихся в воздушно-сухом состоянии:

Размеры частиц (мм)	Объем воздуха (%)	Объемная теплоемкость (кал/см ³ град)	Теплопроводность (кал/см сек град)
0,25	50,7	0,281	0,00048
0,25—1	57,0	0,245	0,00044
1—2	60,4	0,226	0,00040
2—3	62,6	0,213	0,00039
3—5	63,1	0,210	0,00038
5—7	63,7	0,206	0,00037

Просачивание осадков и обработка почвы соответствующими орудиями в сильной степени влияют на теплоемкость и теплопроводность почвы, а следовательно, и на тепловое состояние ее, характеризующее температурой почвы. Отсутствие влаги или недостаток ее вызывают значительные изменения температуры почвы с глубиной. В сухой почве в течение суток совершаются более значительные колебания температуры, чем во влажной почве, так как сухая почва плохо проводит тепло в глубину; изменения тем-

пературы с глубиной в ней более значительны, чем во влажной почве. Влажная почва лучше проводит тепло, но изменения температуры в ней в течение суток будут невелики, так как она имеет повышенную объемную теплоемкость. Также невелики во влажной почве и различия в температурах между соседними слоями.

На степень нагревания почвы влияет цвет ее. Светлоокрашенные почвы благодаря большой отражательной способности нагреваются днем слабее, чем темноокрашенные. Наблюдения Н. Ф. Комарова и Б. А. Келлера, произведенные в Воронежской области (июнь 1931 г., 12 часов), показали, что на глубине 30—35 см температура меловой щебенки была ниже, чем на той же глубине темноцветной почвы, на $4,3^{\circ}$.

В 1948—1951 гг. П. Г. Адерихин производил наблюдения над температурой почв, поверхность которых была покрыта сажей и мелом. Наблюдения были сделаны в различных природных зонах — в районе Мурманска, Москвы, Воронежа и Гагр. Они показали, что в теплое время года, в околополуденные часы, в ясную погоду температура на поверхности почвы, покрытой сажей, была на $5-10^{\circ}$ выше, чем на поверхности естественной почвы, а на белой поверхности на $5-10^{\circ}$ ниже. На глубине 10 см темноокрашенная почва была на $1-2^{\circ}$ теплее, а белая на $1-2^{\circ}$ холоднее. В пасмурные дни разница была меньше.

Температура почвы в сильной степени зависит от структурного состояния почвы. На поверхности рыхлой почвы, а также и в самой почве наблюдаются днем более высокие, а ночью более низкие температуры, чем в плотной почве. Это явление, с одной стороны, вызывается тем, что рыхлая почва имеет шероховатую поверхность, которая днем больше поглощает солнечной энергии, а ночью больше излучает тепла, чем ровная поверхность плотной почвы. Кроме того, рыхлая почва имеет более низкую теплопроводность, чем плотная, так как в ней содержится больше воздуха. Ввиду этого проникающее днем в рыхлую почву тепло будет плохо передаваться в глубокие слои; ночью же в рыхлой почве будет понижен приток тепла из глубоких, теплых слоев в верхние, охлажденные лучеиспусканием. Поэтому плотная почва по сравнению с рыхлой охлаждается меньше и на ее поверхности заморозки бывают менее интенсивными. Наблюдения, произведенные в течение нескольких лет над температурой пара и целины в Кировограде (УССР), показали, что на пару днем создаются более высокие температуры, а ночью более низкие, чем на целине. При значительных осадках различия в температурах были малы, при малых количествах их разница сильно увеличивалась. В теплое время года в верхнем слое почвы на пару температура была выше на $4-8^{\circ}$, чем на целине. В холодное время года температура почвы на пару была ниже, чем на целине, на $2-3^{\circ}$ и более. Различия в температуре создавались не только в пахотном слое, но и глубже. Наибольшая разница в температурах пара и целины была в метровом слое почвы. В почве на пару наблюдались

за все месяцы года более значительные амплитуды колебания температуры, чем на целине. Особенно большие различия в амплитудах были в теплое время года.

Степень нагревания почвы в большой мере зависит от экспозиции склонов. Наиболее значительно прогреваются южные склоны, наименее — северные, причем разница в температурах почвы на глубине 1 см и приземного слоя воздуха на этих склонах, даже при небольшом уклоне их (около 3°), может достигать в солнечную погоду до 5—6° и более. Это в сильной степени сказывается на характере растительности, произрастающей на склонах. В Воронежской области на южных, хорошо прогреваемых склонах часто поселяется растительность более южных районов, наоборот, на северных склонах — растительность более северных районов. Более высокая температура южных склонов позволяет на этих склонах выращивать теплолюбивые овощи и ягоды.

На температуру почвы в сильной степени влияет растительный покров. Последний в теплое время года защищает почву от нагревания; ввиду этого температура почвы, покрытой растительностью, ниже, чем обнаженной почвы. Ночью же на поверхности почвы, покрытой растительностью, наблюдается более высокая температура, так как ночью растительность задерживает тепло, отдаваемое поверхностью почвы излучением. Кроме того, корни растений, всасывая влагу, высушивают слой почвы, в котором они находятся, и вследствие этого уменьшают теплоемкость и теплопроводность почвы.

Огромное влияние на тепловое состояние почвы оказывает снежный покров. Он является плохим проводником тепла. Особенно плохо проводит тепло рыхлый снег. Теплопроводность свежевыпавшего снега равна 0,0003 кал/см сек град, промерзшего — 0,0004, мокрого — 0,0008. Ввиду плохой теплопроводности снежный покров действует на почву как утепляющий фактор. Насколько значительна эта роль снежного покрова, видно из следующих данных. В 1933 г. в районе Воронежа при толщине снежного покрова в 12 см и при температуре воздуха —30,2° на поверхности почвы наблюдалась минимальная температура —14,8°, в почве на глубине 10 см —9,0°, а на глубине 20 см —5,9°. Ввиду этого в зимнее время для уменьшения потерь тепла почвой и утепления растений применяют снегозадержание.

В России изучением влияния растительного и снежного покрова на температуру почвы много занимались А. И. Воейков и особенно Г. А. Любославский. Работы последнего, произведенные в Лесном институте в Ленинграде и опубликованные в начале текущего века, очень подробно осветили роль растительного и снежного покрова в тепловом режиме почвы. Работы Г. А. Любославского показали, что между температурой покрытой и обнаженной почвы, особенно в верхних слоях, имеют место большие различия. Покрытая почва летом (травой) значительно холоднее, а зимой (снегом) значительно теплее обнаженной. На рис. 33

и 34 представлен ход изотерм, т. е. линий равных температур, в покрытой и обнаженной почве за июнь и февраль. За эти месяцы различия в температуре проявляются наиболее резко. Из рисунков видно, что в июне в верхнем слое почвы, покрытой растительностью, температура ниже, чем в обнаженной почве, на

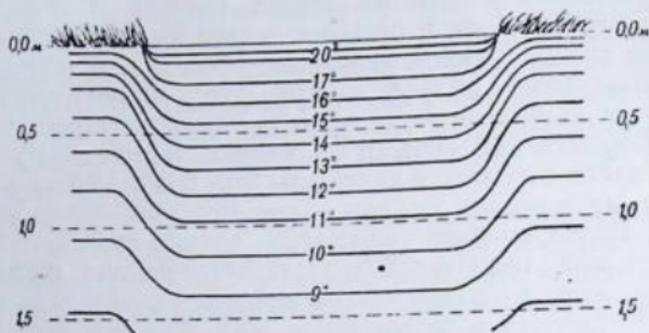


Рис. 33. Ход изотерм в покрытой и обнаженной почве в июне.

3—4°. С глубиной различия уменьшаются и на глубине 1 м достигают примерно 2°. В феврале наблюдается обратное явление. В верхнем слое почвы, покрытой снегом, температура выше, чем в открытой, на 6—7°, а на глубине 1 м — примерно на 3°.

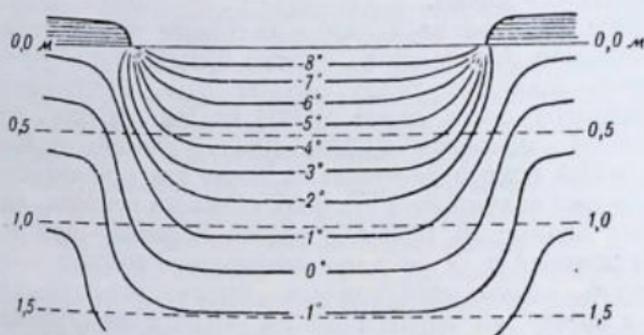


Рис. 34. Ход изотерм в покрытой и обнаженной почве в феврале.

32. Суточный и годовой ход температуры почвы. Дневное нагревание и ночное охлаждение поверхности почвы вызывают суточные колебания ее температуры, передающиеся затем вниз — в более глубокие слои почвы и вверх — прилегающим к почве слоям воздуха. Поверхность почвы, являющаяся источником суточных колебаний температуры, называется *деятельной поверхностью*. Если поверхность почвы покрыта травой, роль деятельной поверхности переходит на поверхность травы.

Суточный ход температуры воздуха, поверхности почвы и на

различных глубинах ее представлен на рис. 35 в виде кривых, составленных по ежечасным наблюдениям. Приведенные кривые показывают, что в ночное время наиболее сильно охлаждается поверхность почвы. Наименьшая температура поверхности почвы наблюдается в теплое время года около времени восхода солнца. По мере возрастания глубины охлаждение почвы ночью уменьшается. Днем, наоборот, поверхность почвы бывает наиболее

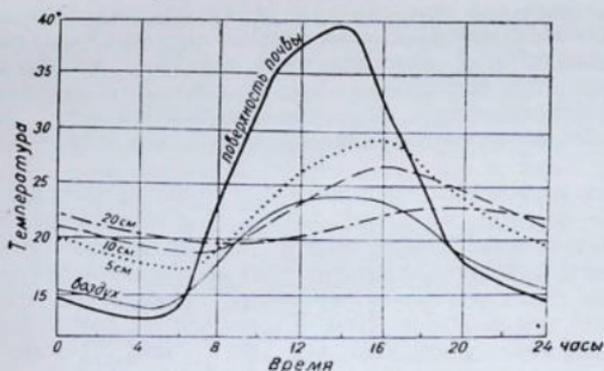


Рис. 35. Суточный ход температуры воздуха, поверхности почвы и на различных глубинах почвы (Воронеж, август 1934 г.).

сильно нагрета; с глубиной же дневное нагревание уменьшается. Максимум температуры на поверхности почвы имеет место около 13 часов. Ввиду этого суточные амплитуды, т. е. разницы между наибольшими и наименьшими температурами за сутки, с глубиной уменьшаются, и колебания температуры с глубиной, таким образом, сглаживаются, а моменты наступления наибольших и наименьших температур постепенно запаздывают; периоды же суточных колебаний на всех глубинах сохраняются. Затухание амплитуды суточных колебаний температуры происходит на глубине 80—100 см. На этой глубине в почве в течение суток наблюдается неизменная температура.

В среднем за год суточные колебания температуры почвы в Павловске (под Ленинградом) характеризуются следующими данными:

Глубина (см)	Время (часы)		
	наступления максимума	наступления минимума	амплитуда (град.)
Поверхность почвы	13,2	3,4	14,1
20	18,2	8,1	2,7
40	23,7	12,8	1,0
80	7,0	19,0	0,2

Суточный ход температуры почвы в холодное время года хорошо выражен только при недостаточной толщине снежного покрова. При толщине снежного покрова в 20 см суточные амплитуды затухают в почве уже на глубине 20 см. При большой толщине снежного покрова неизменная температура в течение суток поддерживается не только в глубине почвы, но и на поверхности ее.

На суточный ход температуры почвы большое влияние оказывает теплообмен почвы с атмосферой, при котором днем тепло поступает от земной поверхности в воздух, а ночью, наоборот, поглощается этой поверхностью из воздуха. Этот обмен тепла идет путем теплопроводности, конвекции, излучения и т. д. На интенсивность обмена большое влияние оказывают облачность, туман и ветер.

Облака в сильной степени поглощают своим основанием тепло, излучаемое земной поверхностью. С другой стороны, основание облаков излучает тепловую энергию к этой поверхности. Днем же облака задерживают солнечную энергию, и ввиду этого в теплое время года днем в облачную погоду температура поверхности почвы ниже, чем в ясную. Ночью температура поверхности почвы ниже температуры воздуха. Однако в пасмурную погоду, при небе, покрытом сплошными низкими облаками, а также при тумане, температура поверхности почвы ночью может быть выше температуры воздуха. В пасмурную погоду температура почвы с глубиной изменяется гораздо меньше, чем в ясную. Большая облачность, таким образом, уменьшает суточные амплитуды колебания температуры почвы и выравнивает температуру в различных ее слоях.

Ветер усиливает интенсивность теплообмена между почвой и атмосферой. При ветре ночью от поверхности земли отводятся охлажденные массы воздуха и подводятся к ней свежие массы, которые отдают часть своего тепла излучающей поверхности земли и этим не допускают быстрого падения ее температуры. С другой стороны, ветер может понижать температуру верхнего слоя почвы вследствие повышения интенсивности испарения, если слой будет содержать влагу. Особенно заметно понижение температуры верхнего слоя почвы при сухих ветрах, дующих со значительной скоростью.

Весьма сильно влияют на суточный ход температуры почвы осадки, которые выравнивают температуру в различных слоях. В сухую погоду изменения температуры почвы с глубиной совершаются более быстро, чем в дождливую погоду.

Кроме суточных колебаний, температура поверхности почвы обнаруживает и годовые колебания. Наименьшие температуры на поверхности почвы обычно наблюдаются в январе—феврале, наибольшие — в июле или августе. Эти годовые колебания температуры распространяются вглубь почвы. Так же как и в суточном ходе, амплитуда годовых колебаний температуры почвы с глуби-

ной уменьшается и в средних широтах затухает на глубине 15—20 м, в северных — на глубине 25 м, в тропических — на глубине 5—10 м. На этих глубинах в почве образуется слой с постоянной годовой температурой. Время наступления наибольших и наименьших годовых температур с глубиной запаздывает приблизительно на 20—30 суток на каждый метр глубины. Период же годовых колебаний температуры почвы на всех глубинах сохраняется и равен 365 дням. В средних годовых выводах почва в целом имеет более высокую температуру, чем воздух.

На годовой ход температуры почвы в сильной степени влияют снежный покров и осадки. Температура почвы за многоснежные зимы вообще выше нормальной величины. Но за отдельные зимы, однако, бывают отклонения. Так, в некоторые многоснежные зимы температура почвы может быть ниже, чем за нормальные зимы. Это бывает в случае, когда до установления снежного покрова или в период незначительной его толщины наблюдается холодная погода. При таких условиях почва сильно охлаждается, и если затем зима оказывается многоснежной и более теплой, чем за начальный период, то мощный снежный покров в этом случае будет способствовать сохранению пониженных температур в почве. Наблюдаются также случаи малоснежных теплых зим, за которые температура почвы бывает выше, чем за зимы с нормальной толщиной снежного покрова.

За влажные периоды температура почвы бывает ниже нормальных величин и значительно ниже, чем в засушливые периоды. В засуху в почве обычно наблюдается высокая температура. Эта температура в начале периода постепенно растет, достигает максимума, а затем постепенно к концу периода понижается. В засуху в почве накапливается много тепла, благодаря которому в ней после засухи удерживается некоторое время повышенная температура. Обильные осадки, выпадающие после засухи, способствуют быстрой отдаче почвой тепла, накопленного ею в засушливый период.

Распределение температуры в почве в течение года в каком-либо месте удобно рассматривать при помощи особых графиков, позволяющих выяснить зависимость температуры почвы от двух переменных величин — глубины и времени. Эта зависимость представлена на рис. 36, который был получен следующим образом. На крайней левой вертикальной прямой были отложены отрезки, соответствующие глубинам, на которых производились измерения температуры почвы, а на нижней горизонтальной прямой — отрезки, соответствующие месяцам. Из точек деления были проведены горизонтальные и вертикальные прямые, которые образовали сетку из прямоугольников, каждая вершина которых соответствует определенной глубине и определенному месяцу. Затем у каждой вершины были поставлены соответствующие значения температуры. После этого, применяя графическую интерполяцию, точки с одинаковыми температурами были соеди-

нены линиями, которые образовали систему кривых линий, называемых *термоизоплетами*. Они дают наглядное представление о распределении температуры почвы в течение года. Так, если перемещаться по горизонтальным линиям, то можно узнать, как изменяется температура почвы на определенных глубинах в течение года. Если же перемещаться по вертикальным линиям, то можно получить представление о характере изменений температуры с глубиной за тот или иной месяц. И, наконец, если взять какую-либо термоизоплету, то можно проследить, в какие месяцы и на каких глубинах в данном месте взятая температура наблюдается.

33. Промерзание почвы. В холодное время года почва промерзает, т. е. отвердевает под влиянием морозов. Это явление проис-

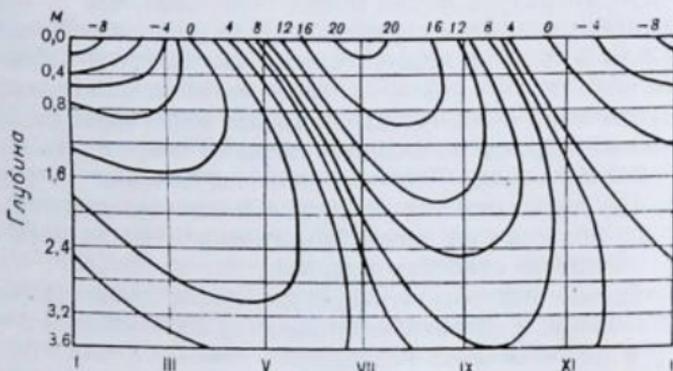


Рис. 36. Термоизоплеты почвы, годовой ход.

ходит потому, что почвенная влага при температурах ниже 0° замерзает и цементирует смоченные частицы, благодаря чему почва приобретает большую твердость. Чем больше в почве влаги, тем сильнее цементируются при промерзании частицы почвы и, наоборот, чем меньше влаги, тем цементирование частиц идет слабее. Так как почвенная влага представляет раствор различных солей той или иной концентрации, то замерзание этого раствора происходит при температуре ниже 0° . Следует еще отметить, что при температуре, близкой к 0° , в почве замерзает вода, находящаяся только в крупных порах; вода же, заполняющая тонкие капилляры, замерзает при температуре более низкой. Поэтому глубина промерзания и глубина проникновения в почву температуры в 0° вообще не совпадают, и последняя не дает возможности судить о глубине промерзания почвы.

Глубина промерзания почвы зависит от климатических условий местности, условий погоды за зимний период, толщины снежного покрова, рельефа, структурного состояния почвы, ее влажности, механического состава, характера растительного покрова.

В местах с теплым климатом почва зимой не промерзает или промерзает на небольшую глубину, в местах с холодным климатом она промерзает на большую глубину. На территории Европейской части СССР средняя глубина промерзания почвы по разным природным зонам колеблется примерно от 30 до 150 см. В многоснежные зимы почва вообще промерзает на меньшую глубину, чем в малоснежные. В холодные зимы промерзание почвы идет до значительных глубин.

На возвышенностях почва промерзает глубже, чем в пониженных местах, ввиду того, что на возвышенностях снег сдувается и толщина его меньше, чем в пониженных местах, где он отлагается в виде сугробов.

На вспаханных участках происходит более раннее и более глубокое промерзание почвы по сравнению с целиной.

Влажные почвы промерзают медленнее, чем почвы с пониженной влажностью, ввиду того, что при замерзании влажных почв выделяется скрытая теплота замерзания воды, тормозящая дальнейшее охлаждение почвы. Однако очень сухие почвы могут оставаться незамерзшими из-за малой их теплопроводности и большой возможности переохлаждения воды в них.

Поэтому грунтовые воды, залегающие на небольшой глубине, препятствуют значительному охлаждению почвы зимой. Повышая влажность верхних слоев почвы и, следовательно, увеличивая теплоемкость и теплопроводность их, грунтовые воды в зимнее время способствуют передаче тепла из глубоких и более теплых слоев почвы в верхние. Ввиду этого промерзание почвы при близком залегании грунтовых вод бывает незначительным, а в некоторые зимы оно даже не наблюдается.

Песчаные почвы промерзают глубже по сравнению с суглинистыми почвами.

Болота обычно начинают промерзать в более поздние сроки, чем возвышенные места. По сравнению с последними они промерзают на меньшую глубину. Скорость их промерзания будет также меньше. По М. И. Сахарову, осушение заболоченных почв в лесу (в районе Казани) способствовало увеличению глубины промерзания.

Оттаивание почвы весной происходит под влиянием двух источников тепла: солнечной радиации и тепла, подводимого к мерзлоте из глубоких слоев почвы. При глубоком промерзании почвы, что наблюдается часто в малоснежные, холодные зимы, полное оттаивание почвы весной происходит после схода снежного покрова. После таких зим оттаивание почвы совершается за счет солнечной радиации, поглощаемой поверхностью земли, и тепла, притекающего из глубоких слоев почвы. Оттаивание почвы в данном случае идет с двух сторон: сверху вниз и снизу вверх. При таких условиях в почве образуется мерзлая прослойка, которая постепенно сокращается и, наконец, исчезает. В многоснежные зимы почва промерзает чаще всего на неболь-

шую глубину; оттаивание почвы в этом случае идет обычно за счет тепла, подводимого к мерзлому слою из глубоких, теплых слоев почвы, и происходит в этом случае снизу вверх. Почва оттаивает при таких условиях или во время снеготаяния, или до начала его.

34. Значение промерзания почвы. Промерзание почвы в значительной степени отражается на физических свойствах ее. При промерзании почвы кристаллы льда разрывают частицы почвы и увеличивают размеры пор в ней, вследствие чего почва делается более рыхлой. При обработке она легко рассыпается на отдельные частицы. Воздухопроницаемость и водопроницаемость почвы после оттаивания значительно повышаются, особенно после повторного промерзания и оттаивания ее весной.

В зимнее время влажность почвы в мерзлом слое повышается за счет водяного пара, притекающего к мерзлому слою из глубоких, более теплых, слоев почвы. Особенно заметно бывает повышение влажности почвы в мерзлом слое у рыхлых почв, которые значительно промерзают зимой.

Мерзлая почва плохо пропускает воду, поэтому весной при таянии снега мерзлая почва способствует увеличению поверхностного стока талых вод.

В мерзлой почве прекращается жизнедеятельность почвенных микроорганизмов и приостанавливаются различные химические процессы.

Промерзание почвы повышает ветроустойчивость деревьев, обладающих корневой системой, развитой в поверхностных слоях почвы (например, ель).

Часто промерзание почвы вызывает гибель всходов растений вследствие выжимания их из почвы. Обычно это явление наблюдается на сырых, тяжелых, глинистых почвах, верхний слой которых сильно увлажнен. Выпирание также создается на бесструктурных и поздно вспаханных почвах. Гибель всходов происходит вследствие следующих причин. При понижении температуры ниже 0° верхний слой почвы замерзает. С этим слоем прочно смерзаются находящиеся в нем корни растений. Вследствие увеличения объема замерзшей в порах почвы воды этот слой начинает подниматься вместе с всходами растений. Но главным образом поднятие верхнего замерзшего слоя происходит потому, что под этим слоем образуется лед в виде кристаллов или столбиков. Образование этих кристаллов и столбиков льда происходит за счет подтока водяного пара из нижних слоев почвы и конденсации его у нижней поверхности замерзшего слоя почвы. Вследствие роста кристаллов и столбиков льда этот слой почвы приподнимается, что вызывает выжимание растений, вмерзших в верхний слой. Растения при этом выпираются из почвы и при оттаивании ее оказываются лежащими на поверхности земли. Особенно значительно поднимаются растения вместе с верхним замерзшим слоем почвы при чередовании оттепелей и морозов.

Чем лучше у растений развивается корневая система, тем они в меньшей степени страдают от выжимания.

Защитой растений от выжимания является осушение почвы, отпление ее соломой или другими материалами.

35. Вечная мерзлота. В полярных широтах — в тундре, а в восточной части Сибири даже в умеренных широтах — в тайге — почва остается мерзлой в течение круглого года, оттаивая летом сверху только на небольшую глубину. Это явление носит название *вечной мерзлоты*. В СССР площадь, занимаемая вечной мерзлотой, огромна — около 10 000 000 км², что составляет приблизительно 45% всей площади СССР.

Южная граница распространения вечной мерзлоты совпадает примерно с линией, соединяющей места со средней годовой температурой воздуха — 2°. В СССР вечная мерзлота начинается с полуострова Канин, от которого южная граница ее идет приблизительно по линии несколько севернее Мезень — Березов на Оби — устье Нижней Тунгуски; отсюда граница вечной мерзлоты спускается на юг в пределы Монголии и появляется вновь на территории СССР в районе Благовещенска, от которого она направляется на северо-восток к устью р. Амура (рис. 37).

Вечная мерзлота встречается местами и в южных районах. Так, она была в 1929 г. обнаружена в районе Агмаганского плато, между Ереваном и оз. Севан, на высоте 2900 м и на глубине 90 см. Вечная мерзлота имеется в Богословском районе, на Среднем Урале. Участки с вечной мерзлотой в 1927—1928 гг. были обнаружены на северном склоне горы Развалка, в районе Железноводска. Многолетняя мерзлота встречается местами и в долине р. Уфы.

Глубина оттаивания верхнего слоя почвы летом в области вечной мерзлоты зависит от местных условий — характера почвы, растительного покрова, экспозиции и т. д. — и колеблется от 0,5 до 3,0 м в среднем. Мощность слоя вечной мерзлоты различна. У р. Печоры толщина мерзлого слоя достигает 20 м, близ предгорий Северного Урала, в районе Воркуты, — около 80—130 м, в районе Вайгача — около 400 м, Нордвика — около 600 м, Якутска — 210—220 м, в Забайкалье — 70—90 м.

В некоторых местах обнаружено сокращение площади с вечной мерзлотой.

Так, в Архангельской области за последние 100 лет южная граница вечной мерзлоты отступила к северу примерно на 100 км. Вырубка леса вызывает повышение температуры почвы в летнее время и способствует понижению уровня мерзлоты.

В толще вечной мерзлоты часто встречается лед в виде прослоек, линз и даже пластов толщиной до 20—30 м.

Мерзлый слой земли слабо пропускает воду. Поэтому талые и дождевые воды задерживаются в верхнем слое почвы, оттаивающем летом, что вызывает заболачивание почвы, а находящаяся ниже мерзлота в сильной степени понижает летом темпе-

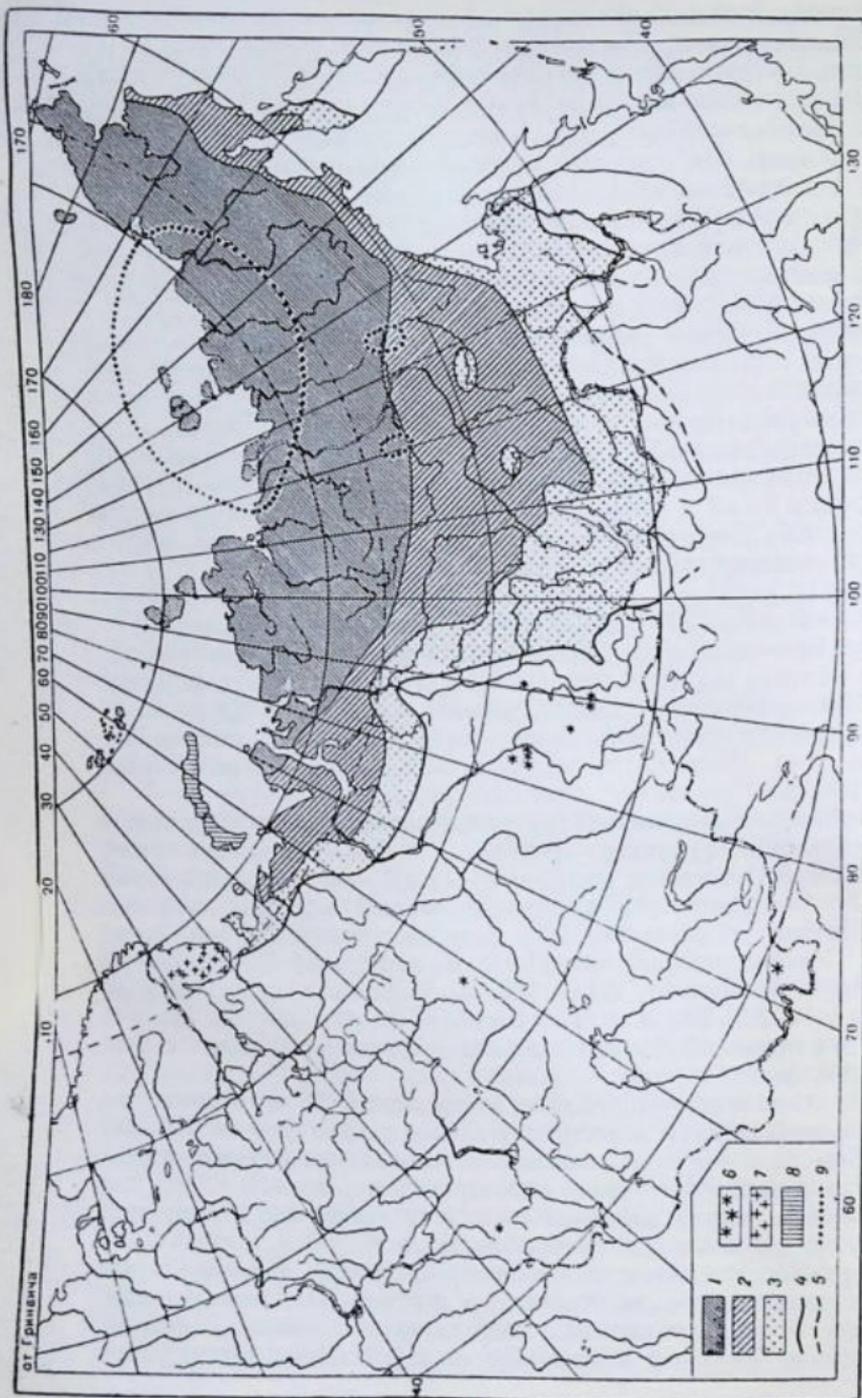


Рис. 37. Граница вечной мерзлоты в СССР.

1 — район с температурой грунта на глубине 10—15 м преимущественно в пределах от -5 до $-1,5^{\circ}$; 2 — район с температурой грунта на глубине -5 до $-1,5^{\circ}$; 3 — район с температурой грунта на глубине 10—15 м преимущественно выше $-1,5^{\circ}$; 4 — южная граница вечной мерзлоты в пределах СССР; 5 — предполагаемая южная граница вечной мерзлоты вне СССР; 6 — отдельные острова вечной мерзлоты вдали от общего ее массива; 7 — вечная мерзлота только в буграх торфяных болот; 8 — район, в котором температура грунта не исследована и нет данных для ее интерполирования; 9 — граница, замыкающая район льда в вечномерзлой почве.

ратуру этого слоя. При таких условиях получаются *холодные* почвы, насыщенные водой. Для растений эти почвы *неблагоприятны*, так как всасывающая способность корней в них *бывает* ослаблена. Но в Восточной Сибири, где вечная мерзлота *проникает* в умеренные широты, прекрасно созревают хлеба и овощи, а в районе Якутска выращивают даже арбузы и дыни. Здесь *вечная мерзлота* является положительным фактором для земледелия. В Восточной Сибири осадков выпадает мало. Так как мерзлый грунт не пропускает воды вглубь, то в верхнем слое грунта сберегается много влаги. Зимой грунтовая вода *замерзает*, а в теплое время года при постепенном оттаивании почва *получает* все новые и новые количества воды. Кроме того, вода здесь в теплое время года может образоваться и при конденсации водяного пара в холодных слоях почвы. Все это дает возможность растениям нормально расти и развиваться в течение всего периода вегетации. В Восточной Сибири в области вечной мерзлоты прекрасно растут и деревья. Так как мерзлый грунт *препятствует* росту корней вглубь, корневая система деревьев распространяется только в слое, который оттаивает летом, ввиду чего при сильных ветрах в тайге Восточной Сибири часто наблюдаются ветровалы.

Причина образования вечной мерзлоты точно неизвестна. Некоторые исследователи (М. И. Сумгин и др.) считают, что это явление представляет наследие ледникового периода. Такая мерзлота располагается в арктической зоне и на северо-востоке Сибири. В ней находят трупы ископаемых млекопитающих. В других же районах, по мнению А. И. Воейкова и В. Б. Шостаковича, вечная мерзлота появилась позднее, что является результатом современных суровых климатических условий, главным образом суровых малоснежных зим. В такой мерзлоте трупов ископаемых млекопитающих нет.

Вечная мерзлота оказывает большое влияние на хозяйственную деятельность человека. Она создает значительные препятствия для производства земляных работ, различных построек и т. д. Отапливаемые здания, возведенные на вечной мерзлоте, со временем оседают вследствие оттаивания под ними грунта, в них появляются трещины, а иногда они и разрушаются. Вечная мерзлота затрудняет также водоснабжение в населенных пунктах и на железных дорогах. Поэтому изучение вечной мерзлоты имеет весьма большое практическое значение, особенно в СССР, где она занимает громадную площадь. В СССР создана особая отрасль науки — *мерзловедение*, которая специально занимается изучением вечной мерзлоты и мерзлых грунтов. Создателями этой науки были В. А. Обручев, М. И. Сумгин, В. Ф. Тумель и др.

36. Температура почвы в лесу. Огромное влияние на температуру почвы в лесу оказывает полог леса, который днем задерживает солнечную энергию, а ночью — тепло, излучаемое почвой. В холодное время года на температуру почвы оказывает влияние снежный покров, толщина которого в лесу больше, чем в откры-

том месте. Кроме того, на температуру почвы в лесу оказывает влияние и лесная подстилка, состоящая из отмерших органических остатков, между которыми находится воздух.

Теплопроводность лесной подстилки меньше теплопроводности почвы. Особенно мала теплопроводность подстилки, состоящей из сухих листьев. Подстилка в теплое время года несколько понижает температуру почвы. Приводим температуры на глубине 20 см, наблюдавшиеся в почве, покрытой подстилкой, и в почве, лишенной ее (эти данные были получены в дубовом насаждении в районе Воронежа):

Месяцы	Май	Июнь	Июль	Август
Почва с подстилкой	10,7	15,2	18,1	18,7
„ без подстилки	11,5	15,8	18,7	18,5

Весною подстилка тормозит нагревание почвы, осенью — охлаждение ее. В зимнее же время подстилка способствует задержанию тепла в почве, накопленного в летние месяцы, что вызывает меньше промерзание почвы. Таким образом, лесная подстилка до некоторой степени регулирует тепловой режим почвы в лесу.

Температура почвы в лесу в верхнем слое в теплое время года ниже, чем в поле. В дубовом насаждении в районе Воронежа разницы в температурах почвы леса и поля весной доходят до 2,5—3,0°, летом — до 8°. С возрастанием глубины разницы уменьшаются. В холодное время года верхние слои почвы в лесу теплее, чем в поле, благодаря подстилке и более значительной толщине снежного покрова в лесу. В дубовом насаждении в районе Воронежа разница в температурах почвы леса и поля в зимние месяцы была в 1—2°. С глубины 80 см почва в этом насаждении в течение всего года была холоднее, чем в поле; на глубине 160 см она летом холоднее, чем в поле, в среднем на 2,5°, зимой — на 1,0°.

Почва в лесу промерзает на меньшую глубину, чем в поле. Глубина промерзания почвы в лесных массивах в сильной степени зависит от состава насаждения, возраста, густоты древостоя и т. д. В лиственных лесах, особенно в березняках, толщина снежного покрова бывает значительной и глубина промерзания почвы небольшой. Наоборот, под кронами елей толщина снежного покрова бывает меньше, так как в этом случае много снега задерживается кронами деревьев. Ввиду этого почва под кронами елей промерзает глубже.

По характеру весеннего оттаивания почвы в лесу имеется несколько типов. Так, по М. И. Сахарову, в Брянском лесном массиве наблюдаются следующие типы оттаивания. В лиственных насаждениях имеет место зимнее оттаивание почвы (до начала весеннего снеготаяния), в сосновых насаждениях без примеси ели и в смешанных сосново-лиственных насаждениях оттаивание идет в процессе снеготаяния и в чисто еловых насаждениях оттаивание заканчивается после схода снега.

37. Влияние температуры почвы на растения. Температура почвы оказывает большое влияние на прорастание семян, рост и развитие сельскохозяйственных растений. Лабораторные исследования В. Н. Степанова показали, что семена пшеницы, ячменя и овса способны прорасти при температуре 1—2°. При такой температуре период прорастания длится 15—20 дней. При повышении температуры до 5—6° этот период сокращается до 6—8 дней, а при температуре 9—10° — до 5 дней. Также значительно сокращается при повышении температуры и продолжительность периода от посева до всходов. Так, при температуре на глубине заделки семян до 5° продолжительность этого периода у ржи, пшеницы, овса и ячменя равна 18—20 дням. При повышении температуры он сокращается и при температуре в 25° доходит до 4 дней.

Температура почвы оказывает большое влияние и на прорастание семян древесных пород. Для каждой породы существует своя наиболее благоприятная температура, при которой происходит наиболее энергичное прорастание. Температура ниже или выше этой благоприятной удлиняет срок прорастания. Особенно удлиняет срок прорастания пониженная температура. Следует, однако, отметить, что и наиболее благоприятная температура у каждой древесной породы может изменяться в зависимости от климатических условий, свежести семян и т. д. Для сосны, по Т. И. Яшнову, наиболее благоприятной для прорастания семян является температура в 25°, для ели 20°.

Низкая температура почвы неблагоприятно отражается на жизнедеятельности растительных организмов. Культурные растения, произрастающие на холодных почвах, отстают в своем росте и развитии. При низкой температуре почвы питательные вещества, в первую очередь азот, поступают в растения с большим трудом, вследствие чего происходит угнетение ростовых процессов. Особенно неблагоприятные условия для растений создаются в тундре, где имеются холодные почвы, насыщенные водой. На этих почвах возникают затруднения и с поступлением в растения воды вследствие ослабления всасывающей способности корней. Однако местные северные растения, по В. П. Дадыкину, на таких почвах легко развивают корневую систему и поглощают своими корнями воду и минеральные вещества из почвы при низких и даже отрицательных температурах.

38. Нагревание и охлаждение водных поверхностей. Водная поверхность земного шара составляет около 71% поверхности земли. На эту поверхность падает огромное количество солнечной энергии, которая является основным источником нагревания морей и океанов. Однако нагревание воды идет иначе, чем почвы. Вода представляет прозрачное тело и вследствие этого солнечная радиация может проникать вглубь воды. Тепловая часть этой радиации проникает неглубоко и почти целиком поглощается верхним слоем воды; в более же глубокие слои воды проникают

только лучи, имеющие короткие длины волн, главным образом синие и сине-зеленые. Кроме того, вода обладает большой теплоемкостью, вследствие чего она медленно нагревается и медленно охлаждается.

Передача тепла в более глубокие слои воды осуществляется главным образом при помощи турбулентных движений. Вследствие большой подвижности воды в ней создаются при различных движениях небольшие вихри, которые перемещаются не только в горизонтальном, но и в вертикальном направлении. Эти вихревые движения и осуществляют перенос тепла в глубокие слои воды путем перемешивания их с верхними слоями. При таких условиях тепло, получаемое верхним слоем, передается на большие массы воды и значительные глубины, что влечет за собой выравнивание температуры воды и малые изменения ее с глубиной. Некоторое значение в передаче тепла глубоким слоям имеет испарение соленой воды с поверхности морей и океанов. При сильном испарении соленая морская вода в верхнем слое делается более плотной и ввиду этого опускается вниз, что способствует переносу тепла в более глубокие слои воды.

При охлаждении верхние слои воды становятся более плотными и ввиду этого опускаются вниз, а их место занимает более теплая вода, поднимающаяся из глубоких слоев. Таким образом, возникает конвекция, вызывающая перемешивание воды в вертикальном направлении. Это поднятие и опускание воды при осеннем охлаждении ее происходит до тех пор, пока температура воды во всех слоях не достигнет 4° , так как при этой температуре пресная вода имеет наибольшую плотность. После этого перемешивание прекращается, и верхние слои воды начинают интенсивно охлаждаться вплоть до замерзания.

Если пресная вода замерзает при 0° , то морская вода, содержащая соли, замерзает при температуре около -2° . Это имеет большое значение в высоких широтах для стран с морским типом климата. В холодное время года вода отдает воздуху огромное количество тепла, накопленного ею за теплый период. Так как морская вода замерзает при температуре около -2° , то образование на ее поверхности ледяного покрова, задерживающего отдачу тепла воздуху, происходит в более позднее время, а местами в высоких широтах большие пространства морей и океанов остаются свободными от льда даже в течение всей зимы. Благодаря этому воздух, находящийся над морем или океаном, соприкасаясь с теплой поверхностью воды более длительное время и получает от нее значительное количество тепла. Все это оказывает согревающее и смягчающее влияние на климат местностей, прилегающих к морям и океанам в высоких широтах.

Суточные амплитуды колебания температуры поверхности воды малы. В средних широтах они на озерах достигают $2-5^{\circ}$, на океанах $0,1-0,5^{\circ}$. В океанах суточные амплитуды проникают на глубину $15-20$ м. Годовые колебания температуры воды для

глубоких озер и внутренних морей в средних широтах составляют примерно 15—20°, для океанов 5—8°. Они проникают до глубины 200—300 м. Наименьшая температура в верхнем слое океана в высоких широтах близка к —2°, наибольшая в тропических широтах доходит до 36°. С глубиной температура в океане быстро понижается и даже в тропических широтах на глубине 1000 м опускается до 4—5°. Глубины же всех океанов заполнены холодной водой, имеющей температуру от —1,87 до 2°.

39. Температура глубоких слоев земной коры. Годовые колебания температуры почвы проникают в средних широтах до глубины 15—20 м. С этой глубины температура земли начинает повышаться за счет тепла, поступающего из глубоких слоев земной коры. О высоких температурах этих слоев говорят измерения, произведенные в глубоких шахтах и буровых скважинах, выходы на земную поверхность горячих источников и, наконец, лава. Температура последней в кратерах действующих вулканов определяется в 1100° и выше.

Изменения температуры земной коры на глубинах больше 20 м в различных местах земного шара неодинаковы. То расстояние, на которое нужно углубиться в землю, чтобы температура ее повысилась на 1°, называется *геотермической ступенью*. В зависимости от теплопроводности горных пород, особенностей их залегания, различных расстояний магматических очагов от поверхности земли, неравномерности распределения в земной коре радиоактивных элементов и пр. геотермическая ступень колеблется в широких пределах — от 10 до 100 м. Однако возрастание температуры с глубиной идет примерно до 50 км, а далее замедляется и на некоторой глубине прекращается. Полагают, что температура самого ядра земного шара порядка 2000—3000°.

ГЛАВА V

ТЕМПЕРАТУРА ВОЗДУХА

40. Процессы нагревания и охлаждения воздуха. Земная атмосфера непосредственно лучами солнца нагревается очень мало. Различные явления, которые в ней наблюдаются, совершаются главным образом за счет тепла, получаемого от поверхности земли. Последняя поглощает лучистую энергию солнца и нагревается, а затем передает часть усвоенного ею тепла воздуху. Воздух находится, таким образом, под непосредственным тепловым воздействием подстилающей поверхности, т. е. поверхности, над которой он располагается (суша, вода, лед и т. д.).

Рассмотрим сначала процесс нагревания воздуха. На суше этот процесс идет главным образом за счет тепла, отдаваемого почвой. Почва для воздуха является непосредственным источником тепла.

Передача тепла почвой воздуху идет путем молекулярной

теплопроводности и лучеиспускания. Однако путем теплопроводности значительно нагревается только приземный слой воздуха; высокие же слои воздуха нагреваются при этом способе мало, так как воздух очень плохо проводит тепло. В более значительной степени идет нагревание воздуха путем передачи тепла излучением. Земная поверхность, как указывалось ранее, испускает только длинноволновые тепловые лучи, для которых атмосфера является малопрозрачной средой. Значительная часть лучистой энергии, испускаемой поверхностью земли, поглощается атмосферой и идет на ее нагревание.

Важнейшим фактором передачи тепла высоким слоям воздуха является *тепловая конвекция*. Эта конвекция возникает при значительном прогревании воздуха снизу от сильно нагретой поверхности земли. Прогретый снизу воздух становится менее плотным, и он вытесняется вверх притекающим более холодным и более плотным воздухом. Последний в свою очередь нагревается и поднимается вверх. Таким образом возникают восходящие и нисходящие токи, создающие перемешивание воздуха и обмен тепла в вертикальном направлении. При благоприятных условиях восходящие и нисходящие токи воздуха достигают мощного развития, и в этом случае они могут проникать в высокие слои тропосферы.

Большое значение в переносе тепла имеют воздушные течения. С их помощью тепло может переноситься вместе с воздушными массами *в горизонтальном направлении* из одного места в другое. Такой перенос тепла носит название *адвекции*, в отличие от *конвекции*, при которой перенос тепла совершается в основном *по вертикали*.

Очень важным фактором передачи тепла воздуху является так называемая *турбулентность*. Она обусловлена большой подвижностью частиц воздуха. Воздух в редких случаях находится в состоянии покоя, обычно он движется. Движения воздуха могут носить *ламинарный* и *турбулентный* характер. При *ламинарном движении* частицы воздуха перемещаются по *параллельным путям* и само движение имеет *упорядоченный характер*. Ламинарное движение в атмосфере наблюдается только при малых скоростях в очень тонком приземном слое воздуха. Обычно же в атмосфере движения носят *турбулентный*, или *завихренный*, характер. При движении воздуха в нем возникают в огромном количестве небольшие вихри, совершающие движения в различных направлениях, в том числе вверх и вниз. Эти вихри играют большую роль в перемешивании воздуха и обуславливают вертикальный теплообмен.

Различают *динамическую* и *термическую турбулентность*. Динамическая турбулентность создается благодаря трению воздуха о земную поверхность и внутреннему трению. Она образуется при обтекании воздушным потоком неровностей на земной поверхности — деревьев, кустов, холмов, строений и т. д. При обтекании

воздушным потоком этих неровностей в нем создаются небольшие вихри, переносимые вместе с потоком. Образование их зависит от характера земной поверхности, а также от скорости ветра. В равнинной местности динамическая турбулентность бывает слабее развита, чем в пересеченной, при увеличении скорости ветра турбулентность значительно возрастает.

Термическая турбулентность создается неодинаковым нагреванием отдельных участков земной поверхности. Различия в характере почвы, цвете и влажности ее, разная экспозиция склонов и т. д. вызывают различия в степени нагревания почвы и воздуха. Кроме того, поверхность земли никогда не бывает гладкой, она шероховата. Шероховатая поверхность состоит из огромного количества малых по масштабу, наклонных плоскостей, которые в зависимости от экспозиции различно нагреваются. Над более нагретыми плоскостями воздух будет подниматься, над менее нагретыми — опускаться. Таким образом, в непосредственной близости возникают восходящие и нисходящие струи воздуха, вызывающие его дрожание. Последнее наблюдается обычно в теплое время года, в солнечную погоду, над дорогами, полями под паром и другими местами. Эти восходящие и нисходящие движения воздуха в вертикальном направлении. В случае если эти движения достигают большого развития, они переходят в мощные восходящие и нисходящие токи, пронизывающие почти всю тропосферу. Особенно значительно выражается термическая турбулентность летом в дневные часы.

Перемешивание воздуха обычно совершается при помощи динамической и термической турбулентности, действующих совместно. Так как в приземном слое воздуха высотой в 1—1,5 м скорость ветра мала, то в этом слое невелико и турбулентное перемешивание воздуха. Турбулентность в холодных воздушных массах, перемещающихся в южные широты, выражена сильнее, чем в теплых. Это происходит потому, что холодная масса, перемещаясь вдоль более теплой поверхности, снизу прогревается, что способствует развитию в ней турбулентности. Теплый же воздух, перемещающийся в высокие широты, снизу охлаждается, вследствие чего он приобретает устойчивость.

Тепловая конвекция, адвекция, а также динамическая и термическая турбулентность являются основными факторами передачи тепла воздуху. Они осуществляют эту передачу тепла во много тысяч раз быстрее, чем в случае передачи тепла от слоя к слою путем молекулярной теплопроводности.

Обратимся теперь к процессам охлаждения воздуха. Очень важным процессом, приводящим к понижению температуры, является подъем воздуха. Если подъем совершается быстро, то теплообмена между поднимающейся массой воздуха и окружающей средой не происходит. Такой процесс без притока тепла извне и без отдачи его окружающей среде называется *адиабати-*

чески. Понижение температуры при этом процессе вызывается тем, что масса воздуха при поднятии попадает под меньшее внешнее давление и вследствие этого объем ее увеличивается, т. е. воздух расширяется. Это поднятие воздуха и его расширение связаны с производством работы против сил внешнего давления. Работа в данном случае совершается за счет запаса тепла, имеющегося в данной массе воздуха. Это и приводит к понижению температуры воздуха при его расширении. Если масса воздуха опускается, то она попадает под большее давление, вследствие чего воздух сжимается. При этом работа сил внешнего давления переходит в форму тепловой энергии, что приводит к повышению температуры воздуха при его сжатии. Процесс в данном случае также протекает адиабатически.

Адиабатическое охлаждение воздуха обычно наблюдается при восходящих движениях его. Последние создаются при нагревании нижних слоев воздуха от подстилающей поверхности, при восходящем скольжении теплого воздуха вдоль наклонных фронтальных поверхностей, при подтекании холодного воздуха под теплый, когда последний вытесняется кверху, и, наконец, при подъеме воздушной массы вдоль склонов возвышенностей и гор, которые в виде препятствий встречаются на пути ее движения.

Охлаждение воздуха может происходить при непосредственной потере им тепла излучением, а также при соприкосновении его с холодной подстилающей поверхностью. Особенно значительное выхолаживание воздуха происходит в тихую, ясную погоду ночью, когда поверхность земли теряет много тепла излучением. Наиболее сильно охлаждается при этом слой воздуха, непосредственно соприкасающийся с земной поверхностью; слои же, расположенные выше, охлаждаются слабее. Вследствие этого самая низкая температура воздуха ночью наблюдается у поверхности земли, а вверх она увеличивается.

Значительное охлаждение воздуха происходит также при движении его над охлажденной поверхностью, например при движении с теплого моря на холодную сушу или при движении с теплой суши на холодное море. В этом случае охлаждение распространяется в более высокие слои при помощи турбулентного перемешивания воздуха и может передаваться вверх до высоты в несколько десятков и сотен метров.

Почва отдает значительное количество тепла на нагревание воздуха. Исследования показывают, что песчаная почва отдает на нагревание воздуха 37% получаемого ею тепла и удерживает 63%; песок отдает 49% и удерживает 51%. Таким образом, тепловое воздействие почвы на прилегающие слои воздуха будет весьма большим. Совсем иным будет тепловое воздействие водной поверхности. Вода, находящаяся в движении, отдает мало тепла воздуху. Почти вся поглощаемая поверхностью воды солнечная энергия (99,6%) идет на нагревание воды, и только незначительная доля этой энергии (около 0,4%) идет на нагрева-

ние воздуха над водой. Поэтому поверхность воды не оказывает влияния на суточный ход температуры воздуха над водой, и последний почти не зависит от теплового состояния водной поверхности. Но на годовой ход температуры воздуха водная поверхность оказывает большое влияние особенно при больших различиях в температурах воды и воздуха. В теплое время года озера, моря и океаны постепенно накапливают огромное количество тепла и отдают его в холодное время года в значительном количестве воздуху. Благодаря этой отдаче в сильной степени смягчаются годовые колебания температуры воздуха. Весна и лето в приморских местностях будут прохладными, так как прогревание воды в эти сезоны идет очень медленно. Наоборот, осень и зима будут более теплыми благодаря отдаче водой большого количества тепловой энергии, накопленной ею за теплое время года.

41. Методы определения температуры воздуха. Термометры, служащие для определения температуры воздуха, должны быть обязательно защищены от солнца, дождя и от влияния посторонних предметов. В то же время к ним должен быть обеспечен свободный доступ воздуха. Температура воздуха измеряется всегда в тени.

На метеорологических станциях термометры устанавливаются в особой будке, называемой *психрометрической будкой* (рис. 38). Стенки будки жалюзийные. В такую будку не проникают лучи солнца, но в то же время воздух имеет в нее свободный доступ. Устанавливается будка на подставке так, чтобы резервуары находящихся в ней термометров располагались на высоте 2 м от поверхности земли.

Термометры устанавливаются в будке на особом штативе (рис. 39). Два термометра, установленных вертикально, составляют прибор, называемый *психрометром* (рис. 40). Один из термометров называется *сухим*, другой — *смоченным*. Температура воздуха за данный момент определяется по сухому термометру психрометра. У смоченного термометра резервуар обернут батистом; последний смачивается водой, которую он втягивает из стаканчика. Вода с батиста испаряется, и тем сильнее, чем суше будет воздух. На это испарение затрачивается тепло, которое от-

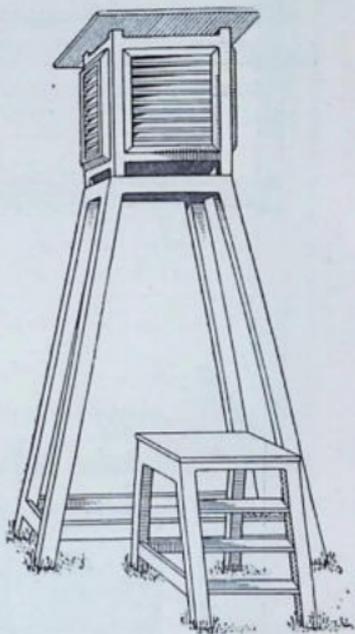


Рис. 38. Наружный вид психрометрической будки.

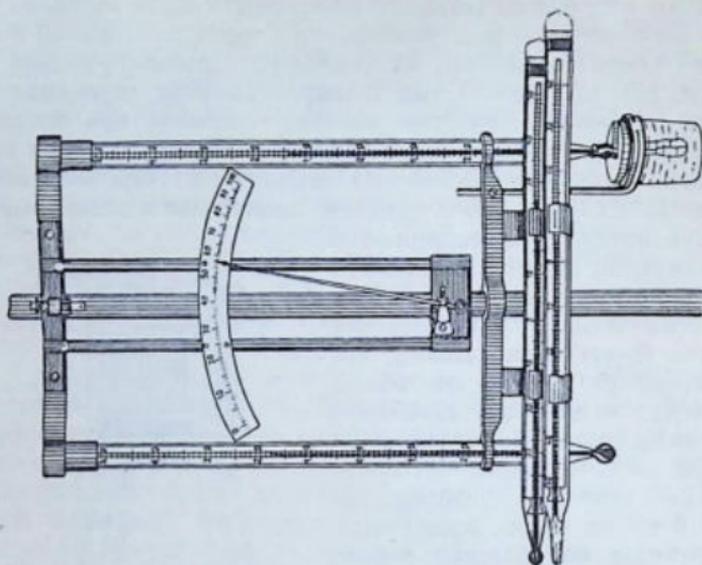


Рис. 40. Психрометр с максимальным и минимальным термометром.

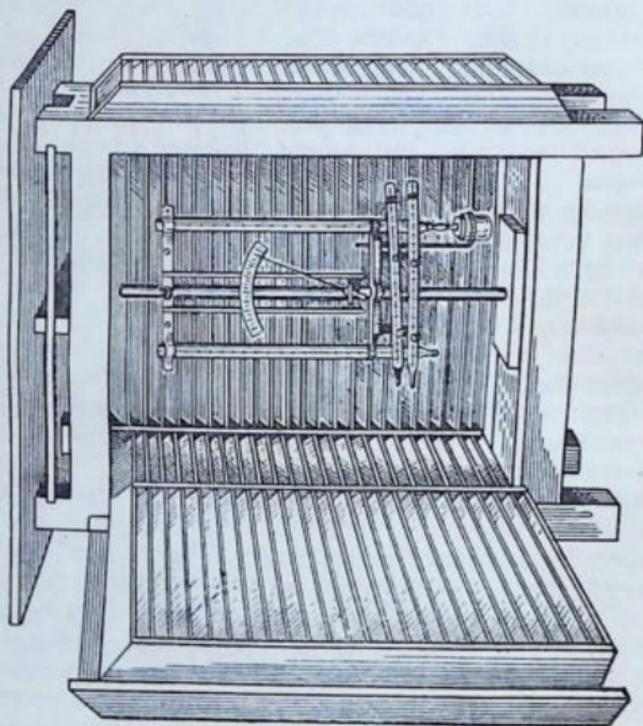


Рис. 39. Внутренний вид психрометрической будки.

нимается у термометра, а потому показания смоченного термометра будут меньше, чем показания сухого. Разница в их показаниях тем больше, чем суше воздух.

По показаниям сухого и смоченного термометров при помощи психрометрических таблиц определяется влажность воздуха.

В будке, кроме психрометра, устанавливаются еще термометры для определения крайних значений температуры — самой высокой (максимальной) и самой низкой (минимальной) за определенный промежуток времени. В будке эти термометры устанавливаются в горизонтальном положении.

Термометр, служащий для определения наивысших температур, называется *максимальным*. Он отличается от обыкновенного термометра тем, что у него около резервуара, внутри капиллярной трубки, проходит тонкий стеклянный волосок, благодаря которому капиллярная трубка около резервуара сужена (рис. 41). При повышении температуры ртуть, расширяясь, свободно проходит через узкое отверстие. При понижении же температуры ртуть через узкое место не проходит в резервуар. Столбик ртути в этом месте трубки разрывается и остается неподвижным, и мениск ртути, таким образом, показывает наибольшую температуру за истекший промежуток времени. Чтобы вогнать ртуть обратно в резервуар и приготовить термометр к следующему наблюдению, его встряхивают.

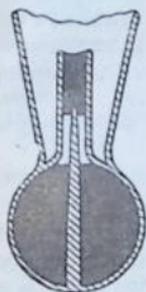


Рис. 41. Резервуар максимального термометра.

Термометр, служащий для определения самой низкой температуры за данный промежуток времени, называется *минимальным* (рис. 42). Этот термометр наполняется не ртутью, а спиртом. В капиллярной трубке термометра, внутри спиртового столбика, помещен легкий штифт из черного стекла. При понижении температуры спиртовой столбик укорачивается, мениск его приходит в соприкосновение с краем



Рис. 42. Минимальный термометр.

штифта и увлекает последний в сторону резервуара термометра. При повышении температуры спиртовой столбик удлиняется, штифт же остается на месте, где он был при самой низкой температуре. Таким образом, наименьшая температура по минимальному термометру определяется по положению конца штифта, расположенного ближе к мениску спирта. После отсчета штифт снова доводят до поверхности спирта путем поднимания резервуара тер-

мометра кверху и оставляют термометр в будке в горизонтальном положении.

Большое распространение имеет *аспирационный психрометр* (рис. 43). Он также состоит из двух термометров: сухого и смоченного. Ртутные резервуары этих термометров заключены в блестящие оправы цилиндрической формы с двойными стенками. Эти оправы соединяются общей трубкой, имеющей сверху расширение, в котором помещается вентилятор. Последний приводится в действие особой пружиной и всасывает наружный воздух через цилиндрические оправы. Благодаря этому воздух во время действия психрометра непрерывно обтекает резервуары термометров со скоростью 2 м в секунду. Все наружные части психрометра хорошо отполированы, благодаря чему они отражают солнечные лучи и поэтому не нагреваются.

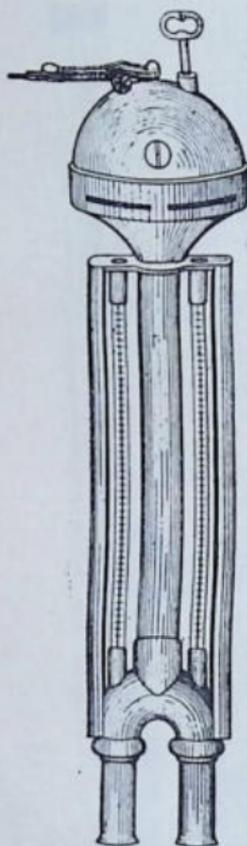


Рис. 43. Психрометр аспирационный.

Аспирационный психрометр очень удобен для переноски и не требует каких-либо особых установок. При наблюдениях его подвешивают на специальном столбе или на тонком прочном шесте. При послойных же определениях температуры и влажности воздуха его располагают горизонтально так, чтобы на резервуары термометров не падали солнечные лучи. При такой установке психрометра на показания термометров меньше влияют восходящие движения воздуха, и он засасывает воздух из того слоя, в котором располагаются резервуары термометров.

Аспирационный психрометр является лучшим метеорологическим прибором для определения температуры и влажности воздуха в любых условиях. Он получил большое применение, особенно в экспедиционных условиях.

Для автоматической записи изменений температуры воздуха служит *термограф* (рис. 44). Главной частью его является полая, изогнутая металлическая коробка, наполненная спиртом. Один конец коробки укреплен неподвижно, а другой конец при помощи рычагов соединен со стрелкой, на конце которой имеется перо с чернилами. При повышении температуры коробка разгибается, при понижении сгибается. Эти движения передаются стрелке с пером, которое чертит на ленте ход температуры воздуха в виде кривой линии. Лента накручена на барабан, внутри которого помещен часовой механизм, вращающий барабан или в течение су-

ток, или в течение недели. Иногда, вместо изогнутой коробки, берут изогнутую полоску, состоящую из двух тонких пластинок металлов, имеющих разные коэффициенты расширения. Такая полоска при изменении температуры изгибается в ту или другую сторону. Эти изменения передаются стрелке с пером.

42. Суточный ход температуры воздуха. Тепловое состояние почвы, как было указано выше, не остается постоянным. Оно меняется в течение суток и в течение года. Эти периодические из-

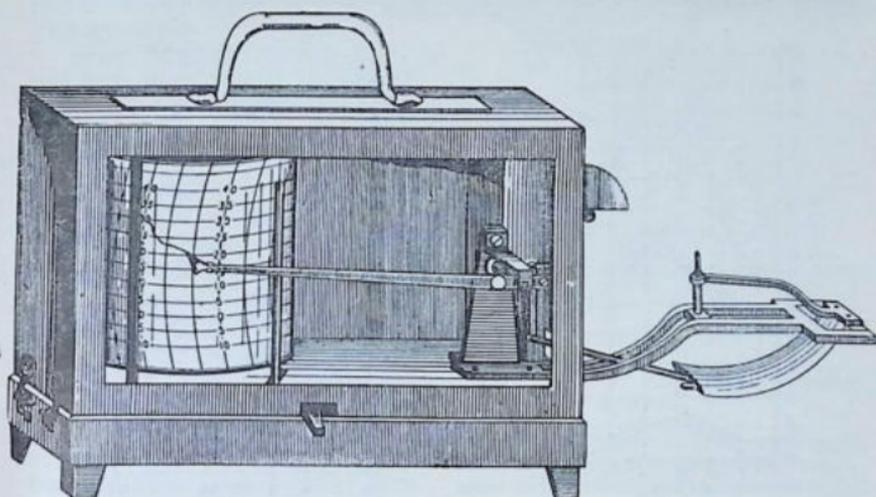


Рис. 44. Термограф.

менения теплового состояния почвы сообщаются и воздуху. Вследствие этого в воздухе, как и в почве, возникают *суточные и годовые колебания температуры*, наиболее резко выраженные в слоях, прилегающих к почве.

Суточный ход температуры воздуха имеет один максимум и один минимум. Наименьшая температура наблюдается около времени восхода солнца. После восхода солнца температура воздуха растет и достигает максимума около 14—15 часов, затем температура понижается, и это понижение идет до восхода солнца. В прибрежных местностях максимум температуры воздуха наступает через полчаса или через час после полудня. В зависимости от условий погоды, в отдельные дни могут быть отклонения от этого нормального суточного хода температуры воздуха.

Разница между наибольшей и наименьшей температурами воздуха за сутки называется *суточной амплитудой температуры воздуха*. Величина ее зависит от географической широты, времени года, рельефа и других факторов.

С возрастанием широты уменьшается полуденная высота солнца над горизонтом. Вследствие этого по мере продвижения в более высокие широты амплитуда суточных колебаний понижается (рис. 45). Наиболее значительна суточная амплитуда в тропиках, где высота солнца в течение суток изменяется в широких пределах. Особенно велика амплитуда в тропических пустынях. Так, в Сахаре ночью могут быть заморозки, днем же в околополуденные часы температура поднимается до 45—50° и выше. Наименьшие амплитуды до 1—2° наблюдаются в полярных

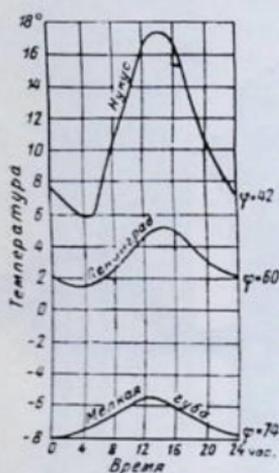


Рис. 45. Зависимость суточного хода температуры воздуха от широты (в среднем за год).

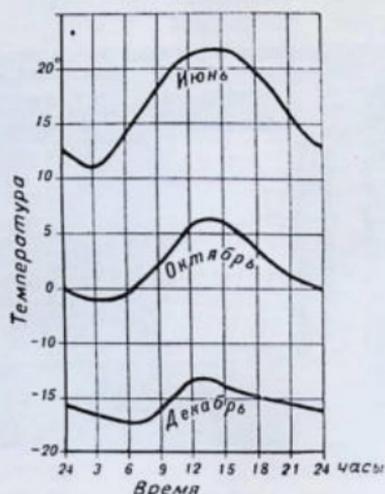


Рис. 46. Суточный ход температуры воздуха в Барнауле.

странах вследствие малых изменений высоты солнца над горизонтом в течение суток. Очень слабо выражен суточный ход температуры воздуха у полюсов.

В теплое время года, ввиду значительной полуденной высоты солнца над горизонтом, суточные амплитуды температуры воздуха больше, чем в холодное. Так, в Барнауле в декабре суточная амплитуда в среднем равна 4°, в июне 10° (рис. 46).

Рельеф оказывает большое влияние на суточный ход температуры воздуха. Выпуклый рельеф — холмы, возвышенности, горы — уменьшает амплитуду суточных колебаний, вогнутый — ложбины, долины, котловины — увеличивает их. Это вызывается тем, что охлажденный у поверхности земли воздух делается более плотным и стекает по склонам в долины, ложбины и котловины, уступая место на возвышенностях более теплому воздуху, притекающему сверху. Вследствие стекания и застаивания холодного воздуха в пониженных местах ночью наблюдаются более

низкие температуры, чем на возвышенностях. Разность в температурах воздуха ночью на дне долин и на склонах может достигать до 10° и больше. Днем воздух в долинах сильнее нагревается, чем на возвышенностях, так как в долинах он соприкасается с более значительной поверхностью, чем на ровном месте. Кроме того, в долинах нагретый воздух застаивается вследствие недостаточного проветривания их. Эти условия вызывают повышение суточных амплитуд температуры воздуха в долинах, ложбинах и котловинах и понижение их на вершинах холмов и возвышенностей.

Над водной поверхностью амплитуда суточных колебаний температуры воздуха меньше, чем над сушей. Это уменьшение вызывается, с одной стороны, более медленным изменением температуры воды и воздуха над водной поверхностью в течение суток, а с другой стороны, тем, что перемешивание воздуха над водой идет до более значительной высоты, чем над сушей благодаря повышенной скорости ветра. Ввиду этого суточные амплитуды температуры воздуха над водой малы. Над океанами они определяются приблизительно в $1-1,5^{\circ}$.

Суточная амплитуда температуры воздуха больше над песчаной поверхностью, чем над глинистой; над темноокрашенной почвой она больше, чем над светлоокрашенной; над рыхлой почвой (паром) больше, чем над залежью.

Растительный покров уменьшает амплитуду суточных колебаний температуры воздуха внутри покрова, так как он днем задерживает солнечную радиацию, а ночью — земное излучение. Особенно заметно уменьшает суточные амплитуды лес. При наличии растительности зона наибольшего нагревания днем и наибольшего охлаждения ночью располагается на некоторой высоте над поверхностью почвы в зависимости от характера растительности, высоты растительного покрова и густоты его.

В ясную погоду амплитуда суточных колебаний температуры воздуха больше, чем в пасмурную (рис. 47). В пасмурную погоду часто не происходит каких-либо значительных изменений температуры воздуха за сутки. Это вызывается тем, что облака днем задерживают солнечную радиацию, а ночью уменьшают потерю тепла землей излучением. Также несколько уменьшает амплитуду влажный воздух. В сухую погоду амплитуда больше, так как в такую погоду увеличивается прозрачность воздуха и в связи с этим

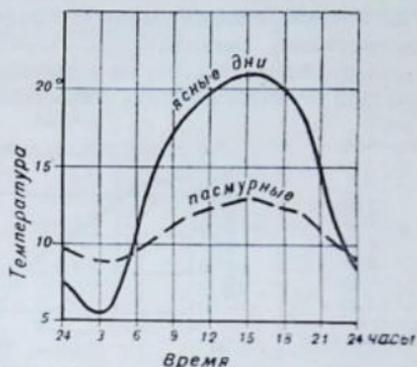


Рис. 47. Суточный ход температуры воздуха в ясные и пасмурные дни в июне в Павловске (под Ленинградом).

возрастает поступление солнечной радиации днем и расход тепла через излучение ночью.

Амплитуды суточных колебаний температуры уменьшаются по мере возрастания высоты над поверхностью почвы. Наиболее значительные амплитуды образуются у поверхности земли, так как у этой поверхности воздух наиболее сильно нагревается днем и наиболее значительно охлаждается ночью.

В тропосфере амплитуда суточных колебаний температуры быстро убывает с высотой, и на высоте 2—3 км она определяется всего десятками долями градуса. Это уменьшение вызывается ослаблением воздействия со стороны земной поверхности по мере возрастания высоты.

Суточные амплитуды в тропосфере наблюдаются и выше 3 км, но они на этих высотах имеют самостоятельный характер, т. е. не

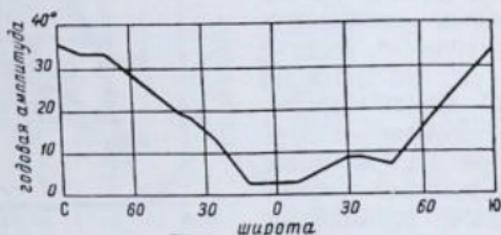


Рис. 48. Зависимость годовой амплитуды температуры воздуха от географической широты.

обусловлены воздействием земной поверхности и вызываются, повидимому, непосредственным поглощением атмосферой солнечной радиации.

43. Годовой ход температуры воздуха. Характеристикой годового хода температуры воздуха служит *амплитуда годовых колебаний температуры воздуха*. Она представляет разность между средними месячными температурами воздуха самого теплого и самого холодного месяцев в году.

Годовой ход температуры воздуха зависит от нескольких факторов. В первую очередь он зависит от географической широты, которая обуславливает годовой ход солнечной радиации и земного излучения. Наименьшей величины годовая амплитуда достигает на экваторе, где полуденная высота солнца над горизонтом в течение года почти не меняется и длина дня равна длине ночи. С увеличением широты эти условия изменяются — полуденные высоты солнца над горизонтом уменьшаются, увеличивается и разница в длинах дня и ночи в течение года. Наибольшей величины годовая амплитуда достигает в полярных широтах (рис. 48).

Годовой ход температуры воздуха зависит также от *рода подстилающей поверхности*, т. е. от того, будет ли она поверхностью суши или поверхностью воды. В условиях морского климата годо-

вые колебания температуры малы, так как нагревание и охлаждение воды совершаются медленно. Над сушей, наоборот, годовые колебания температуры велики. Суша в теплое время года нагревается быстрее и значительнее, чем море, но зато в холодное время года она быстрее и значительнее охлаждается. Поэтому на континентах по мере удаления от берегов морей и океанов годовые амплитуды температуры увеличиваются. Для примера приведем ряд пунктов, находящихся приблизительно под широтой в 52°, но различающихся по долготе:

Пункты	Средняя температура			Амплитуда
	самого теплого месяца	самого холодного месяца	годовая	
Килларней (Ирландия)	14,8	5,5	9,7	9,3
Берлин	18,8	-0,3	9,1	19,1
Варшава	18,9	-3,6	7,6	22,5
Воронеж	20,6	-9,8	5,6	30,4
Чкалов	22,0	-15,4	3,8	37,4
Иркутск	17,0	-20,9	-1,3	37,9
Нерчинск	18,9	-29,8	-3,7	48,7
Петропавловск (Камчатка)	11,9	-11,2	0,2	23,1

На берегах морей и океанов зимой температуры выше, чем на суше на той же широте, причем на суше эти температуры зимой понижаются по мере удаления от берегов океана. Летом же, наоборот, температуры по мере удаления вглубь континента возрастают. Следует также отметить, что на берегах морей и океанов имеет место запаздывание крайних температур в годовом ходе. Наиболее теплым месяцем в году в прибрежных местностях северного полушария является август, наиболее холодным — февраль.

На годовой ход температуры воздуха оказывает влияние также *высота места над уровнем моря*. Годовая амплитуда с возрастанием высоты уменьшается. В средних широтах понижение годовой амплитуды идет до высоты 3 км. С этой высоты она опять увеличивается и на высоте около 6—8 км достигает максимума. С дальнейшим возрастанием высоты годовая амплитуда вновь уменьшается.

На годовом ходе температуры воздуха сказывается также влияние облачности и дождей. Так, в Индии самый теплый месяц в году не июль, а май, так как в летние месяцы здесь господствует летний муссон с облачной погодой и обильными осадками.

Различают следующие типы годового хода температуры воздуха (рис. 49).

Экваториальный тип. В экваториальной зоне солнце 2 раза в году бывает в полдень в зените — во время весеннего и осеннего равноденствия (21 марта и 23 сентября) и 2 раза в году в наиболее низком положении — во время летнего и зимнего солнцестояния (22 июня и 22 декабря). С этими высотами солнца связан и годовой ход температуры воздуха в экваториальной зоне. Наибольшие температуры здесь наблюдаются после весеннего и осеннего равноденствий, наименьшие — после зимнего и летнего солнцестояний. Так, в Джакарте (6° ю. ш.) самые теплые месяцы — май и октябрь (средняя температура того и другого $26,4^{\circ}$), наименее теплые — январь ($25,3^{\circ}$) и июль ($25,7^{\circ}$). Годовая амплитуда очень мала. На суше она равна $6-10^{\circ}$, на побережьях $1-3^{\circ}$ и ниже.

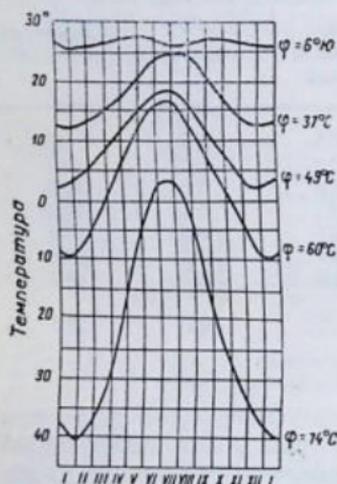


Рис. 49. Годовой ход температуры воздуха в разных широтах.

Тропический тип. В годовом ходе температуры имеют место один максимум и один минимум. Максимум наступает после летнего солнцестояния (22 июня), во время которого солнце в тропиках в полдень достигает зенита, минимум — после зимнего солнцестояния (22 декабря), когда солнце в тропиках в полдень занимает наиболее низкое положение. Годовая амплитуда невелика, но она больше, чем на экваторе. На континентах она достигает $10-20^{\circ}$, на побережьях — около 5° .

Тип умеренного пояса. В годовом ходе температуры имеется один максимум и один минимум, наступающие после летнего и зимнего солнцестояний. На суше в северном полушарии самым теплым месяцем является июль, на морях, островах и побережьях — август. Самым холодным месяцем на суше является январь, на морях, островах и побережьях — февраль. Годовые амплитуды велики; они увеличиваются с возрастанием широты и по мере удаления от берегов морей и океанов. На побережьях они доходят до 10° , на суше — до 60° и выше (Якутск — средняя температура июля 19° , января — $43,5^{\circ}$, годовая амплитуда $62,5^{\circ}$).

Полярный тип. Характеризуется очень суровой продолжительной зимой и коротким прохладным летом. Годовая амплитуда весьма велика. На берегах полярных морей она достигает $25-40^{\circ}$ и более, а на суше 65° и выше (в Северо-Восточной Сибири в Верхоянске средняя температура июля $15,1^{\circ}$, января — $50,1^{\circ}$). Самым теплым месяцем на суше является июль, самым холодным — январь. На берегах эти крайние значения средних

температур смещаются: самым холодным месяцем является февраль, а местами даже март, самым теплым — июль или август.

44. Нарушение годового хода температуры воздуха. Приведенные типы годового хода температуры воздуха представляют собой только схемы, от которых в отдельные годы могут быть отклонения. Особенно часто наблюдаются отклонения от этих схем во внетропических широтах — умеренных и полярных. В некоторые годы в умеренных широтах под влиянием частых вторжений холодных или теплых масс воздуха происходят длительные похолодания или потепления, смещающие максимумы и мини-

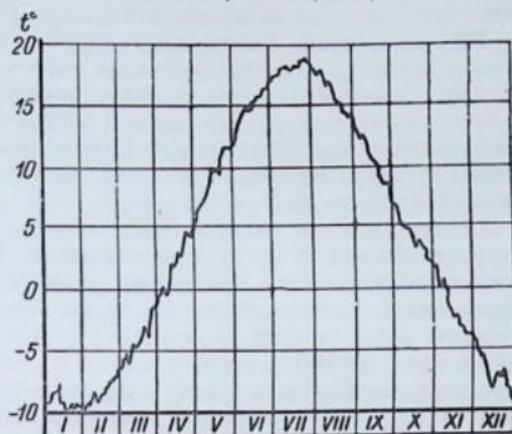


Рис. 50. Годовой ход температуры воздуха в Ленинграде по средним суточным температурам за 120 лет.

мумы температуры на соседние месяцы. Так, в Воронеже за некоторые годы самым холодным месяцем был не январь, а февраль или декабрь, а в 1898 и 1952 гг. таким был даже март. Также самым теплым месяцем может быть не июль, а июнь или август.

Если проследить годовой ход температуры воздуха не по средним месячным данным, а по средним суточным величинам, выведенным на основании многолетних наблюдений, то можно обнаружить, что годовой ход температуры воздуха вовсе не имеет плавного характера. В нем имеют место подъемы и падения температуры, указывающие на большую изменчивость хода температуры воздуха от дня ко дню (рис. 50).

45. Распределение температуры по вертикали. Температура воздуха в тропосфере с высотой убывает. Величину уменьшения температуры с высотой характеризует вертикальный температурный градиент. Обычно его рассчитывают в градусах на 100 м высоты. Он не остается постоянным. Величина его зависит от времени года, типа воздушной массы и т. д.

Если воздушная масса поднимается, то она адиабатически охлаждается. При таком охлаждении убывание температуры воздушной массы идет на 1° на каждые 100 м поднятия в случае, если поднимающийся воздух не будет насыщен паром. Это понижение температуры с высотой называется *адиабатическим температурным градиентом* для ненасыщенного воздуха, или *сухоадиабатическим температурным градиентом*. В случае поднятия насыщенного паром воздуха понижение температуры его с высотой будет меньше. Более медленное убывание температуры в данном случае объясняется тем, что при адиабатическом охлаждении насыщенного воздуха часть водяного пара при поднятии воздуха конденсируется; при этом освобождается скрытая теплота парообразования. Это выделение тепла противодействует падению температуры, вызываемому затратой тепла на работу расширения при поднятии воздушной массы. Величина понижения температуры насыщенного паром воздуха на каждые 100 м поднятия называется *влажноадиабатическим температурным градиентом*. Он зависит от температуры и давления воздуха. При температурах выше 0° он приблизительно равен $0,5^\circ$.

В случае восхождения не насыщенного паром воздуха его охлаждение определяется в 1° на 100 м поднятия. Водяной пар при охлаждении приближается к состоянию насыщения, и, наконец, на некоторой высоте воздух будет насыщен паром. Дальнейший подъем такого воздуха сопровождается понижением температуры на $0,5^\circ$ на каждые 100 м подъема.

Адиабатическое охлаждение воздуха при восходящем движении его является главной причиной образования облаков и осадков.

При опускании воздушная масса попадает в слои с более высоким давлением и вследствие этого происходит сжатие и адиабатическое нагревание ее. Повышение температуры воздуха в данном случае идет на 1° на каждые 100 м опускания. Это повышение температуры приводит к удалению водяного пара от состояния насыщения, вследствие чего воздух при опускании становится относительно более сухим.

Вертикальные перемещения воздушной массы зависят от характера распределения по вертикали температуры воздуха, в котором она перемещается, т. е. от величины его вертикального температурного градиента. Здесь могут быть следующие типы изменений температуры среды, в которой перемещается воздушная масса, не насыщенная паром: 1) температура убывает меньше чем на 1° , 2) температура изменяется на 1° и 3) температура падает более чем на 1° на каждые 100 м поднятия. В первом случае вертикальный температурный градиент будет меньше сухоадиабатического градиента. Ввиду этого поднимающаяся воздушная масса на любой высоте будет холоднее и, следовательно, плотнее, чем окружающий воздух. Поэтому воздушная масса будет стремиться снова опуститься, чтобы принять прежнее

положение. Создается состояние устойчивого равновесия воздуха. Такое состояние будет наблюдаться и в случаях, когда температура с высотой не изменяется или даже повышается, например в ясные, тихие ночи, за которые поверхность земли сильно охлаждается излучением и это охлаждение передается прилегающему к ней слою воздуха, а вышележащие слои охлаждаются меньше.

Если воздух, в котором поднимается воздушная масса, имеет вертикальный температурный градиент, равный сухоадиабатическому градиенту, то поднимающаяся воздушная масса на любой высоте будет иметь такую же плотность, какую имеет окружающий ее воздух. Ввиду этого для воздушной массы не создается условий для подъема или опускания: предоставленная самой себе на некоторой высоте, она на ней и останется. В данном случае воздух находится в состоянии безразличного равновесия.

Наконец, если воздух, в котором поднимается не насыщенная паром воздушная масса, имеет вертикальный температурный градиент больше сухоадиабатического, то поднимающаяся воздушная масса в каждом новом положении будет теплее и менее плотной по сравнению с окружающим воздухом, ввиду чего она будет продолжать подъем и далее.

При таких условиях создается неустойчивое равновесие воздуха. Оно возникает при сильном нагревании почвы и нижних слоев воздуха и приводит к значительному перемещению воздушной массы.

Из вышеизложенного видно, что устойчивое, неустойчивое и безразличное равновесие воздуха, не насыщенного паром, зависит от того, будет ли вертикальный температурный градиент меньше или больше сухоадиабатического градиента или равен ему.

В теплое время года, в солнечные дни, в приземном слое воздуха, вследствие слабого перемешивания его, могут создаваться температурные градиенты, превышающие 1° на 100 м высоты. Такие градиенты называются *сверхадиабатическими*. Так, в околополуденные часы в ясную погоду в слое воздуха, прилегающем к земной поверхности, могут возникать падения температуры на 10° на 1 м. Такие градиенты создают значительные перемещения воздуха в вертикальном направлении. Они способствуют развитию мощных восходящих токов.

46. Нижние температурные инверсии. В тропосфере при некоторых условиях наблюдаются случаи *повышения температуры с высотой*. Особенно часто эти явления бывают в нижних слоях воздуха. Они носят название *нижних температурных инверсий*.

В приземном слое воздуха инверсии очень часто образуются ночью в ясную, сухую, тихую погоду. При таких условиях поверхность земли сильно охлаждается излучением, и это охлаждение передается прилегающему слою воздуха. Температура же вышележащих слоев с высотой растет. Это повышение идет до высоты в несколько метров или десятков метров, а зимой — до 100—150 м.

Ветер уменьшает охлаждение воздуха снизу, так как при

ветре к земной поверхности подводится свежий, еще не охлажденный воздух. Поэтому ветер ослабляет инверсию или даже разрушает ее.

Инверсия обычно исчезает утром вследствие прогрева почвы и нижнего слоя воздуха.

Ночью значительные инверсии образуются в котловинах, долинах, ложбинах вследствие стекания со склонов холодного воздуха и накопления его на дне их. Теплый воздух при этом вытесняется кверху.

Особенно интенсивные инверсии температуры наблюдаются в Северо-Восточной Сибири. В Якутии зимой в ясную, тихую погоду создаются инверсии мощностью до 1500—2000 м. Усилению их в Якутии способствует еще наличие обширных котловин между горными хребтами. Благодаря инверсии в Якутии зимой в более высоких местах бывает теплее, чем в пониженных. Так, Верхоянск (высота 100 м) в феврале имеет среднюю температуру $-48,8^{\circ}$, а Семеновский рудник, расположенный в Верхоянском хребте на высоте 1020 м, имеет среднюю температуру февраля $-30,5^{\circ}$. Таким образом, в Верхоянске температура февраля ниже на 18° , чем в Семеновском руднике, расположенном выше этого пункта на 900 м.

Приземные инверсии возникают также при движении сравнительно теплого воздуха над холодной поверхностью земли. Нижние слои воздуха, соприкасающиеся с земной поверхностью, при этом охлаждаются, слои же, лежащие выше, остаются теплыми.

Весной инверсии создаются в нижних слоях воздуха при таянии снега. На таяние снега расходуется большое количество тепла, ввиду чего температура нижних слоев понижается. Инверсии, создающиеся при таких условиях, называются *снежными*, или *весенними инверсиями*.

В зимнее время инверсии образуются в областях с высоким атмосферным давлением, в которых наблюдается ясная, сухая, тихая погода. При таких условиях нижние слои воздуха сильно охлаждаются, уплотняются и растекаются в горизонтальном направлении. Это вызывает оседание и сжатие воздуха, приводящее к образованию нисходящего движения. При таком движении воздух адиабатически нагревается и становится более теплым, чем воздух, лежащий ниже у земной поверхности. Образуется инверсия, называемая *инверсией сжатия*. Такие инверсии могут создаваться на разных высотах — от нескольких сот до нескольких тысяч метров.

Инверсии в тропосфере могут возникать также вдоль поверхности раздела двух масс воздуха, имеющих разные температуры. Такие инверсии температуры носят название *фронтальных инверсий*.

Инверсионный слой создает препятствие для восходящего потока. Воздух в этом потоке очень часто оказывается плотнее воздуха инверсионного слоя. Ввиду этого он не может проникать

в инверсионный слой, и, дойдя до последнего, поднимающийся воздух растекается в стороны.

При инверсиях воздух, лежащий под слоем инверсии, имеет более низкую температуру, чем воздух в самом слое инверсии. Поэтому нижняя граница слоя инверсии является как бы поверхностью раздела между верхним, более теплым, воздухом и нижним, более холодным. Плотность, направление и скорость движения воздуха в этих слоях различны. При таких условиях на поверхности раздела образуются воздушные волны, подобно волнам, возникающим на поверхности воды в случае движения над ней воздуха. С этими воздушными волнами связано образование особых облаков, называемых волнистыми.

47. Влияние растительного покрова на температуру воздуха.

Если почва покрыта густым травянистым покровом, то днем солнечная радиация поглощается не поверхностью почвы, а поверхностью листьев. Ночью эта поверхность излучает тепловую энергию. Таким образом, при наличии густого травянистого покрова роль деятельной поверхности переходит с поверхности почвы на листовую поверхность. Днем у этой поверхности наблюдаются наибольшие температуры, ночью — наименьшие. Выше и ниже этой поверхности днем температура убывает, ночью возрастает. Это видно из следующих наблюдений, произведенных в густом травянистом покрове высотой в 25 см. Наблюдения были произведены Г. А. Любославским в Лесном институте в Ленинграде.

Время	Высота над поверхностью почвы (см)						
	поверхность почвы	10	25	30	50	120	320
Дневные часы	25,8	27,1	32,8	27,2	26,7	26,6	25,2
Ночные часы	4,2	3,0	1,4	2,3	3,4	3,8	3,8

Эти данные показывают, что на поверхности покрова (25 см) днем имеет место наибольшая температура, ночью — наименьшая.

В менее густом покрове, состоящем из высоких вертикальных стеблей, наибольшие и наименьшие температуры наблюдаются не у внешней поверхности покрова, а значительно ниже. Это объясняется тем, что в такой покров лучи солнца могут проникать глубже; ночью же охлажденный у внешней поверхности негустого покрова воздух частично опускается и задерживается лишь на той высоте, на которой имеется более густая листовая поверхность.

Особенно значительно влияет на температуру воздуха лес. Он понижает ее под своим пологом. В условиях лесостепи, под пологом дубравы — Шипова леса, расположенной в Воронежской области, средние месячные температуры в лесу в теплое время года ниже, чем в поле, причем наибольшие разницы падают на

июнь и июль, за которые они доходят до $1,2^{\circ}$. Амплитуды колебаний температуры в лесу меньше, чем в поле. Лес несколько сглаживает колебания температуры воздуха, понижая максимальные дневные температуры и повышая минимальные температуры ночью.

48. Влияние температуры воздуха на растения. Температура воздуха оказывает огромное влияние на рост, развитие и географическое распределение растений на поверхности земного шара. Она определяет все жизненные процессы, совершающиеся в организме растения: ассимиляцию, дыхание, рост и др. Температура воздуха в сильной степени влияет и на продолжительность вегетации растений.

Наблюдения показывают, что для каждого жизненного процесса существуют три главные (кардинальные) точки: *температурный минимум*, ниже которого жизненный процесс затухает, *температурный оптимум*, при котором жизненный процесс протекает быстрее всего и наиболее благоприятно, и *температурный максимум*, выше которого жизненный процесс прекращается. Эти кардинальные температуры для разных растений будут различными. Они изменяются даже для одного и того же растения с ходом его развития. Кардинальные температуры также изменяются при перемещении растений в другие географические условия. Таким образом, их нельзя считать постоянными. Они обнаруживают большую подвижность.

Основные жизненные процессы — ассимиляция, дыхание, рост и др. — протекают главным образом в интервале температур от 0 до $30-35^{\circ}$, причем скорость протекания их в этом интервале неодинакова. Она усиливается приблизительно в 2—3 раза при повышении температуры на 10° . При дальнейшем же повышении температуры происходит ослабление процесса, а при температуре $40-50^{\circ}$ — прекращение его. Непосредственное воздействие высоких температур воздуха на растения может вызвать засыхание или запал их. Засыхание растений в данном случае вызывается тем, что растения под воздействием высоких температур теряют способность закрывать щели устьиц. Последние при высоких температурах остаются широко открытыми, вследствие чего растения теряют много воды испарением и засыхают.

Весьма высокие температуры могут вызывать коровой ожог и опал шейки у древесных и кустарниковых пород. При ожоге происходит отмирание камбия, что вызывает опадение коры. Явление корового ожога часто происходит у деревьев, внезапно выставляемых на солнечный свет после вырубания соседних деревьев. Опал корневой шейки вызывается у молодых древесных растений при сильном нагревании поверхности почвы — до $50-60^{\circ}$ и выше. При таких температурах камбий корневой шейки отмирает, что и приводит к гибели молодых растений.

Отношение растений к низким температурам различно. Отдельные тропические растения гибнут уже при температуре $2-4^{\circ}$.

Гибель их при этих температурах происходит вследствие нарушения внутриклеточного обмена веществ.

Некоторые растения полярных стран могут зимой выдерживать морозы до -60 , -68° .

Для озимых растений большое значение в повышении морозостойкости имеет способность их к закаливанию. Без необходимой закалилки растения гибнут от морозов. Закалка растений начинается осенью при постепенном понижении температуры до величины немного выше 0° .

Первая фаза закалки происходит только на свету. За это время растения сильно замедляют рост и накапливают в клетках много сахара — до 20—25% сухого веса.

После первой фазы закалки морозостойкость у озимых с -5° доходит до -10 , -12° . Если растения успешно проходят первую фазу закалки, у них наблюдается затем второй подъем морозостойкости. Он начинается тогда, когда устанавливаются небольшие морозы (от -3 до -5°), при которых растения уже замерзают. После этого озимые растения приобретают способность выносить морозы до -20° . С момента образования снежного покрова отрицательное влияние значительных морозов на растения уже ослабевает, так как они находятся под достаточным защитным действием его.

Процесс закалки растений, по Т. Д. Лысенко, тесно связан с прохождением стадии яровизации. При осеннем посеве озимые растения к началу устойчивых зимних морозов обычно заканчивают прохождение этой стадии. С ее окончанием морозоустойчивость озимых культур сильно падает. За время прохождения стадии яровизации озимые растения приобретают и закалку, т. е. развивают устойчивость против сильных зимних морозов. Особенно хорошую закалку они получают осенью при солнечной погоде. Однако, если зимой при длительной оттепели озимые слегка трогаются в рост, то они теряют закалку против сильных морозов и после оттепели уже не могут вновь ее приобрести. В случае наступления после такой оттепели значительных морозов озимые растения сильно страдают от воздействия низких температур.

На процесс закалки большое влияние оказывает степень увлажнения почвы осенью.

При избытке почвенной влаги растения плохо закалываются и оказываются менее морозостойкими.

В умеренных широтах большой вред растениям в отдельные годы приносят весенние заморозки, наступающие при возвратах холодов после теплого периода. Травянистые растения при таких заморозках могут погибать, а у древесных и кустарниковых пород побиваются листья и цветы, что приводит к понижению прироста деревьев за этот год. Ранние осенние заморозки могут побивать не успевшие одревеснеть побеги, повреждают помидоры, огурцы, ботву картофеля и другие культуры.

В Сибири, а также в северной половине Европейской части СССР заморозки в некоторые годы могут наблюдаться и летом. Такие заморозки повреждают зерна пшеницы не только на корню, но и в снопах, если зерна имеют большую влажность. Чем выше влажность зерна и чем продолжительнее бывает заморозок, тем сильнее повреждаются зерна. Если заморозки наступают при созревании зерна, то в этом случае зерна получают шуплыми и морщинистыми.

Особенно опасны бывают заморозки ниже -3° .

Гибель зеленых частей растений при заморозках вызывается тем, что при понижении температуры ниже 0° в межклетниках растений образуются кристаллы льда за счет воды, проникающей из клеток путем диффузии. Это отнятие воды, идущей на образование и рост кристаллов льда в межклетниках, приводит к обезвоживанию и высушиванию клеток. Кроме того, растущие кристаллы льда оказывают давление на протоплазму, и последняя начинает испытывать сжатие. Эти явления — обезвоживание и механическое давление льда, переходящее за определенный предел сжатия протоплазмы, по исследованиям Н. А. Максимова, и вызывают гибель растений при замерзании.

Разные растения обладают различной способностью переносить заморозки. Эта способность растений в сильной степени зависит от количества свободной, несвязанной воды и сахара, находящихся в их клетках. Чем больше в организме растений имеется свободной воды, тем больше в нем при замерзании образуется и кристаллов льда. Находящийся в клетках растений сахар связывает значительную часть воды и этим уменьшает количество свободной воды, что приводит к ослаблению процесса образования кристаллов льда в организме растений. Сахар понижает точку замерзания растений. Чем больше сахара в клетках растений, тем растение будет более морозостойким.

Степень повреждения растений от заморозка зависит не только от силы, но и от продолжительности его действия. Часто бывают случаи, когда сильные заморозки, действующие в течение короткого промежутка времени, не вызывают гибели растений и, наоборот, слабые, но продолжительные заморозки могут вызывать массовую гибель растений от замерзания. Кроме того, степень повреждения растений зависит и от интенсивности падения температуры.

При внезапном наступлении заморозка, т. е. при резком падении температуры, растения повреждаются сильнее.

Растения полевой культуры по степени устойчивости к заморозкам за время прохождения ими начальной фазы развития (всходы) можно, по В. Н. Степанову, разделить на пять основных групп:

1. *Наиболее устойчивые*, выносящие кратковременные заморозки до -8 , -10° (яровая пшеница, овес, ячмень, горох, чечевица, мак и др.).

2. *Устойчивые*, выдерживающие заморозки до -6 , -8° (подсолнечник, лен, конопля, сахарная свекла, морковь и др.).

3. *Среднеустойчивые*, выносящие заморозки до -3 , -4° (соя, люпин желтый и др.).

4. *Малоустойчивые*, способные выдерживать заморозки до -2 , -3° (кукуруза, просо, картофель и др.).

5. *Неустойчивые*, повреждающиеся легкими заморозками до -1 , -2° (гречиха, фасоль, хлопок, бахчевые и др.).

Следует отметить, что устойчивость растений к низким температурам зависит от культуры, сорта, фазы развития и приемов агротехники. Исследования В. Н. Степанова показали, что растения полевой культуры менее чувствительны к заморозкам в начальные фазы своего развития и обладают большой чувствительностью в фазе цветения и созревания. По исследованиям А. И. Руденко, бутоны и цветы полевых культур в большинстве случаев гибнут при температуре от 0 до -2° . Сельскохозяйственные растения, происходящие из стран с жарким климатом, например огурцы, хлопчатник, табак и др., характеризуются большой чувствительностью к заморозкам. Наоборот, растения, происходящие из стран с умеренным климатом,— яровые зерновые, лен и т. д.—обладают большой морозоустойчивостью.

Цветы плодовых культур очень чувствительны к заморозкам, особенно цветы яблони. У большинства ее сортов цветы погибают уже при температуре -2° . Цветы вишни и сливы выносят морозы до -3° .

Если растение не убито заморозком, то его можно вернуть к жизнедеятельности путем медленного оттаивания. Нагревание растений лучами солнца в данном случае опасно, так как оно вызывает усиленное испарение воды, вышедшей из клеток в межклетники. Пострадавшие части растений в этом случае гибнут от засыхания. Если же солнечные лучи будут падать на растения после оттаивания, то они уже не окажут на них столь вредного действия. Этим объясняется тот факт, что на восточных склонах заморозки на растения действуют губительнее, чем, например, на западных, так как на восточных склонах пострадавшие от заморозка растения быстро обогреваются лучами восходящего солнца, тогда как на западных склонах, на которые утром лучи солнца еще не падают, температура повышается постепенно.

В зимнее время при сильных морозах в стволах деревьев могут образоваться трещины. Они возникают вследствие того, что при сильных морозах наружный слой ствола охлаждается и сжимается сильнее внутренних слоев. Вследствие неравномерного сжатия в стволе дерева возникают напряжения, приводящие к растрескиванию ствола. За вегетационный период эти трещины смыкаются и обрастают, образуя морозобойный рубец. Наиболее часто морозобойные трещины образуются на породах, имеющих колкую древесину, например на дубе. Морозобойные трещины увеличивают опасность заражения стволов различными грибо-

выми заболеваниями и способствуют образованию на стволах наплывов в виде гребней, которые портят нижнюю, наиболее ценную часть ствола.

49. Весенние и осенние заморозки и меры борьбы с ними. Очень сильный вред растениям приносят весенние и осенние заморозки, особенно в случае, если они наступают поздней весной или ранней осенью. Обычно заморозки возникают в ясные, тихие ночи, причем наиболее значительными они бывают у поверхности земли. В пониженных местах заморозки более интенсивны и часты, чем на возвышенностях, так как в низинах ночью, помимо охлаждения их самих, накапливается холодный воздух, стекающий со склонов. В данном случае большую роль играет еще и площадь воздухообора. При большой площади склонов в низины стекает больше холодного воздуха, и в этом случае в них образуются и более сильные заморозки.

Заморозки бывают трех типов: *адвективные, радиационные, и адвективно-радиационные, или смешанные.*

Адвективные заморозки возникают при вторжении холодных арктических масс воздуха с температурой ниже 0° . Они чаще всего образуются в начале весны и поздней осенью и могут держаться несколько суток подряд. В случае вторжения очень холодных масс воздуха температуры могут оставаться близкими к 0° даже днем. Такие заморозки охватывают огромные районы. Однако для растений адвективные заморозки не опасны, так как они обычно бывают в то время, когда растения не вегетируют.

Радиационные заморозки обычно наблюдаются ночью или же утром в ясную, тихую погоду, почему они и получили название *утренников*. Радиационные заморозки возникают при сильном ночном охлаждении почвы и воздуха вследствие потери тепла излучением. Они образуются в начале весны, когда почва еще недостаточно прогрелась, и поздней осенью, когда почва уже достаточно охладилась. Радиационные заморозки чаще возникают в пониженных местах — долинах, котловинах и т. д.

Адвективно-радиационные заморозки вызываются не только вторжениями холодного воздуха, но и радиационными причинами, т. е. охлаждением почвы и приземного воздуха вследствие ночного излучения. Температура вторгающегося холодного воздуха бывает в данном случае немного выше 0° , и поэтому этот воздух сам по себе не может вызвать заморозка. Однако вследствие ночного выхолаживания температура его может опуститься ниже 0° . Адвективно-радиационные заморозки могут наблюдаться поздней весной и ранней осенью, а в северной половине Европейской части СССР и Сибири они могут возникать в некоторые годы и летом. Эти заморозки обычно наблюдаются утром и длятся не более 3—4 часов. Адвективно-радиационные заморозки являются наиболее опасными для сельскохозяйственных растений, так как они наступают после более или менее длительного теплого периода.

Заморозки наиболее часто образуются в ясную, тихую, сухую

погоду или при небе, покрытом легкими облаками. При большой облачности заморозки маловероятны. Также маловероятны заморозки, когда влажность воздуха высока. Роса и иней ослабляют заморозок, так как при их образовании выделяется скрытая теплота, тормозящая дальнейшее понижение температуры. Ветер не благоприятствует образованию заморозка ввиду того, что при ветре и возникающей при нем турбулентности происходит перемешивание охлажденного воздуха с более теплым, подводимым к поверхности земли.

На силу заморозка влияет теплопроводность и теплоемкость почвы. У поверхности сухих почв заморозки бывают сильнее, чем у поверхности смоченных почв, имеющих более высокую теплоемкость и теплопроводность. Благодаря высокой теплоемкости влажные почвы ночью медленнее охлаждаются, повышенная же теплопроводность их не будет вызывать значительного охлаждения, так как у них потеря тепла излучением возмещается более быстро, чем у сухих почв, притоком тепла из глубоких и теплых слоев. Заморозки у поверхности рыхлых почв, имеющих пониженную теплопроводность, сильнее, чем у поверхности плотных почв.

Значительные заморозки возникают на лугах, где травянистый покров имеет огромную теплоизлучающую поверхность.

В лесу, под пологом деревьев, заморозки наблюдаются редко, а в некоторые годы их совсем не бывает благодаря тому, что кроны деревьев задерживают тепло, излучаемое почвой. Но на небольших лесных полянах, закрытых со всех сторон густой опушкой, затрудняющей обмен воздуха, заморозки образуются часто и интенсивность их бывает даже больше, чем в открытом поле.

До распускания листьев и после листопада заморозки в лесу на поверхности подстилки бывают более интенсивными, чем на поверхности обнаженной почвы, вследствие малой теплопроводности лесной подстилки.

Практика сельского и лесного хозяйства выработала ряд способов борьбы с заморозками. Однако чтобы успешно бороться с ними, необходимо их заранее предвидеть. Чаще всего предвидение заморозков связывается с наблюдением влажности воздуха и определением точки росы, т. е. той температуры, при которой водяной пар достигает насыщения и на охлажденных поверхностях начинают появляться продукты сгущения в виде росы или инея. При сгущении водяного пара выделяется скрытая теплота, которая идет на нагревание воздуха и препятствует дальнейшему понижению его температуры. Последняя ночью обычно не опускается ниже точки росы. Поэтому если вечерние наблюдения показывают, что точка росы лежит выше 0° , то можно предполагать, что ночью заморозка не будет, и, наоборот, если она лежит ниже 0° , то заморозок ночью весьма вероятен. В данном случае более надежным является правило, предложенное В. А. Михельсоном, которое гласит: если в 9 часов вечера точка росы упадет

ниже 2°, то при ясном небе и безветрии можно ожидать заморозка.

Весьма распространенным является способ предсказания заморозков по смоченному термометру. Предсказание заморозка по данному способу можно уже делать днем по наблюдениям за 13 часов.

Этот способ основан на том, что за период с апреля по октябрь разность между показаниями смоченного термометра в 13 часов и наименьшей ночной температурой воздуха (на высоте 2 м) изменяется в небольших пределах. Для Воронежской области эта разность за май для пасмурных ночей колеблется от 1,5 до 3,0°, для ясных — от 3,5 до 4,5°; за сентябрь для пасмурных ночей — от 2,5 до 4,0°, а для ясных — от 4,0 до 6,0°. Для получения наименьшей температуры ночи по данному способу достаточно измерить температуру по смоченному термометру за 13 часов и уменьшить ее на соответствующую величину разности. Остаток и будет выражать величину возможной наименьшей температуры в ближайшую ночь.

Следует иметь в виду, что в ясную, тихую ночь на сухой почве температура может быть ниже, чем в воздухе (в будке), на 3—5°.

Существуют и другие способы предсказания заморозков.

Вероятность наступления заморозка ночью и сила его повышаются при уменьшении облачности, при слабых северных ветрах, сухости воздуха, повышении давления и при значительном падении температуры после 13 часов. Наоборот, вероятность наступления заморозка уменьшается при увеличении облачности, при ветрах южного направления, увеличении влажности воздуха и понижении давления воздуха. На величину ночного понижения температуры влияет рельеф. В низинах вероятность наступления заморозка и сила его увеличиваются. На рыхлой почве для образования заморозка создаются более благоприятные условия, чем на уплотненной.

Для защиты растений от заморозков принимают различные меры, основанные на сокращении потерь тепла почвой через лучеиспускание и отоплении растений искусственным путем. Обычно повышение температуры на 1—2° значительно снижает действие заморозков, а повышение на 3—4° почти полностью защищает растения от их действия.

Весьма распространенным способом защиты растений от заморозка является дымление, при котором создается завеса, или пелена густого дыма. Последний, расстилаясь над землей, уменьшает излучение и этим защищает растения от охлаждения. Кроме того, при сжигании дымообразующих веществ происходит некоторый обогрев слоя воздуха, прилегающего к земной поверхности, за счет тепла, выделяемого при сжигании дымовой смеси. Следует еще отметить, что при дымлении на частицах дыма, как на ядрах конденсации, происходит сгущение водяного пара с выде-

лением скрытой теплоты парообразования. Уменьшение излучения, выделение теплоты горения дымообразующих веществ и скрытой теплоты парообразования приводит к некоторому повышению температуры поверхности земли и прилегающего к ней слоя воздуха.

Одним из видов дымления является окуривание растений при помощи дымовых куч. Сжиганием этих куч защищают от заморозков огородные культуры, плодовые растения во время цветения их, виноградники и т. д. В производственных условиях в большинстве случаев удается повысить температуру под пеленой дыма примерно на $1-2^{\circ}$.

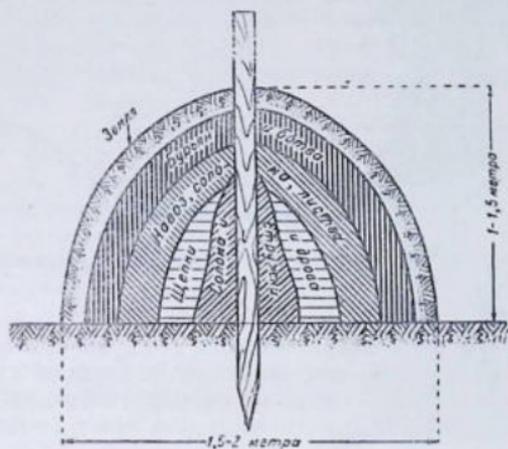


Рис. 51. Разрез дымовой кучи.

Дымовые кучи делают следующим образом. В землю вбивают кол, вокруг которого накладывается сухой горючий материал — солома, стружки, щепки и пр. Затем этот материал покрывается слоем сырого материала — подопрелым сеном, соломой и т. д. (рис. 51). Для получения густого дыма иногда добавляют каменноугольную смолу, смесь извести с нашатырем и т. д. Снаружи такая куча покрывается слоем земли толщиной в $8-10$ см. Дымовые кучи имеют высоту около $1-1,5$ м и диаметр у основания около $1,5$ м. На 1 га заготавливают около 100 куч.

При зажигании кучи вынимают из нее вертикальный кол и в образовавшееся отверстие вставляют горящий материал из соломы, сена и т. д., смоченный керосином. Если куча плохо дымит, ее несколько приподнимают при помощи жерди. Это дает возможность воздуху проникнуть к горючему материалу. Если же куча сильно разгорается, ее несколько утрамбовывают. Зажигают кучи постепенно так, чтобы дым относился ветром на всю защищаемую площадь.

Для образования дымотуманной завесы используют красный фосфор, который при сжигании дает густую пелену дыма. Иногда для этой цели применяют хлористый аммоний, мазут и другие вещества. В последние годы для создания таких завес стали широко применять специальные дымовые шашки.

Следует отметить, что методы дымления могут давать эффект только на ровном месте, при отсутствии подтока холодного воздуха со стороны. В пониженных местах метод дымления не дает каких-либо результатов, так как в этом случае происходит подток холодного воздуха со склонов холмов и возвышенностей.

Для защиты растений от заморозков используют разного рода покрывки (из камыша, веток, бумаги, марли и т. д.). В данном случае материал покрывки должен обладать меньшим теплоизлучением, чем почва. В Закавказье для защиты цитрусовых от заморозков применяют особые светопрозрачные оболочки.



Рис. 52. Сток холодного воздуха при заморозках.

Если участок с растениями располагается на склоне, то для защиты его от воздействия холодного воздуха применяют густую кустарниковую изгородь, насаждаемую у верхней границы этого участка, причем изгородь устраивают так, чтобы она задерживала стекающий холодный воздух и отводила его в сторону от защищаемого участка (рис. 52).

Мерой борьбы с заморозками является также полив участков. Это мероприятие повышает влажность воздуха и точку росы, т. е. температуру, при которой водяной пар достигает насыщения. Так как при конденсации водяного пара выделяется скрытая теплота, тормозящая дальнейшее понижение температуры, то повышение влажности воздуха при поливе будет вызывать конденсацию пара и выделение скрытой теплоты при более высокой температуре. Кроме того, водяной пар, поглощая длинноволновое излучение земли, уменьшает эффективное излучение ее и этим уменьшает охлаждение растений.

Для открытого обогрева растений применяются специальные грелки. Большое распространение в СССР получили грелки конструкции В. П. Никифорова. Они с большим успехом применяются для обогрева цитрусовых насаждений в Закавказье. Имеется два типа грелок Никифорова — широкотрубные и узкотрубные (рис. 53). Делают их из листового железа. Вместимость грелки 25—27 кг топлива. Горючим служит нефть. Обогревание растений в данном случае происходит за счет тепла нагретых газов, выходящих из грелок, и за счет тепла, отдаваемого воздуху

горячими стенками их. Расстояние между грелками должно быть не более 10 м. На площади в 1 га устанавливают 100—500 грелок. Они способны повысить температуру в приземном слое воздуха на 1—4°.

Следует отметить, что особенно опасным моментом для растений, поврежденных заморозком, является быстрое воздействие на них солнечного тепла; при медленном согревании поврежденные части растений могут снова оказаться жизнедеятельными. Ввиду этого применяемые для защиты растений мероприятия не должны прекращаться рано утром. Если мерой защиты служила дымовая завеса, ее поддерживают на некоторое время после восхода солнца для того, чтобы защитить растения от воздействия солнечных лучей. Иногда поврежденные части растений опрыскивают водой для того, чтобы вызвать медленное оттаивание их.

Для защиты плодовых деревьев и субтропических культур от зимне-весенних ожогов, образующихся на южной стороне ветвей и сучьев вследствие резких суточных колебаний температуры зимой и особенно весной, И. М. Васильев предложил производить сплошную побелку плодовых деревьев известковым молоком. Этот способ задерживает весной распускание цветочных почек на 5—7 дней, что во многих случаях защищает цветы от вредного действия поздних весенних заморозков.

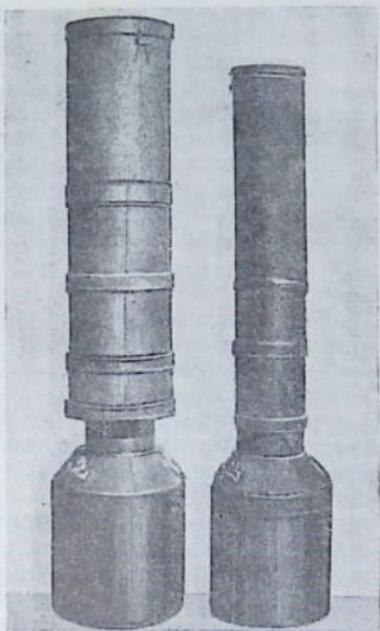


Рис. 53. Грелки Никифорова.

ГЛАВА VI

ВОДЯНОЙ ПАР В АТМОСФЕРЕ

50. Поступление водяного пара в атмосферу. Водяной пар поступает в атмосферу главным образом при испарении воды с поверхности морей и океанов, занимающих около 71% поверхности земного шара. В меньшем количестве водяной пар поступает в атмосферу с поверхности озер, рек, влажной почвы, а также при испарении влаги растениями. Некоторое количество водяного пара поступает еще при испарении с поверхности снежного

покрова и ледников. Основным источником водяного пара являются океаны и моря.

При испарении воды наиболее значительно обогащаются водяным паром нижние слои воздуха, прилегающие к испаряющей поверхности. В высокие слои водяной пар проникает при помощи диффузии и вертикального обмена. Однако посредством диффузии водяной пар в эти слои переносится в малом количестве. Основным фактором переноса водяного пара в высокие слои является конвекция и турбулентность, приводящие к вертикальному обмену масс воздуха и перемешиванию его.

Следует иметь в виду, что плотность водяного пара составляет $\frac{5}{8}$ плотности сухого воздуха (при равном давлении и равной температуре). Поэтому обогащенный паром воздух, как менее плотный по сравнению с сухим, стремится подняться в более высокие слои.

Большое значение в распространении водяного пара имеют востры, благодаря которым водяной пар переносится в горизонтальном направлении на большие расстояния.

Количество водяного пара в воздухе изменяется от места к месту в зависимости от физико-географических условий местности. Кроме того, содержание водяного пара в воздухе зависит от времени года, времени суток и условий погоды. Следует еще указать, что водяной пар при определенных условиях конденсируется и переходит в жидкие или твердые осадки. Ввиду этого количество водяного пара колеблется в воздухе в широких пределах. С этой точки зрения водяной пар является самой неустойчивой составной частью атмосферы.

51. Упругость насыщенного пара. Водяной пар производит давление, которое возрастает с увеличением количества его. Это давление называют *упругостью пара*. Упругость пара, как и давление воздуха, измеряется высотой ртутного столба в миллиметрах или в миллибарах. Обычно ее выражают через букву e .

Упругость водяного пара при данной температуре может возрасти только до некоторого предельного значения E , которое называют *максимальной упругостью пара*, или *упругостью насыщения*. При $e < E$ пар называется *ненасыщенным*, при $e = E$ — *насыщенным*.

Упругость насыщенного пара зависит от температуры и быстро растет по мере ее повышения. Значения упругости насыщенного пара при различных температурах даны в нижеследующей таблице:

Температура (град.)	-30	-20	-10	0	10	20	30
E мм	0,4	0,9	2,1	4,6	9,2	17,5	31,8
E мб	0,5	1,2	2,8	6,1	12,3	23,4	42,4

Упругость насыщенного пара зависит также от формы испаряющей поверхности, примесей в жидкости и других факторов. При испарении воды молекулы, имеющие большие скорости, пре-

одолевают силы сцепления жидкости и вылетают из жидкости в воздух, прорывая поверхностную пленку. Одновременно с этим существует и обратный процесс, а именно — молекулы пара обратно попадают в воду и делаются составной частью ее. Если в воздух над водной поверхностью насыщенный паром, то между водой и паром имеется подвижное равновесие, при котором из воды в воздух за некоторое время вылетает столько молекул, сколько их попадает в воду. Переход молекул из жидкости в пар и, обратно, из пара в жидкость связан с затратой работы на преодоление поверхностной пленки. Эта работа зависит от формы испаряющей поверхности, т. е. от того, будет ли она плоской, например поверхностью какого-либо водоема, выпуклой, как например у капли, или, наконец, вогнутой, как например у пористого влажного тела, имеющего огромное число вогнутых поверхностей.

Приведенные выше в таблице числа представляют упругость насыщенного пара над плоской поверхностью. Если вода представлена в виде капель, имеющих выпуклые поверхности, то при переходе молекул из жидкости в пар прорыв ими поверхностной пленки будет производиться силой, действующей изнутри капли, т. е. направленной к вогнутой ее стороне. При попадании же молекул пара внутрь капли сила действует извне, и в данном случае она направлена к выпуклой стороне капли. В последнем случае необходимо затратить больше работы, чем в первом случае. Поэтому при наличии выпуклой поверхности переход молекул из жидкости в пар облегчен, но обратный процесс — переход молекул пара в жидкость — будет затруднен. Ввиду этого упругость насыщенного пара над выпуклой поверхностью больше, чем над плоской, причем она повышается с увеличением кривизны поверхности; чем меньше капля, тем больше упругость насыщенного пара будет у ее поверхности.

При наличии вогнутой поверхности наблюдается обратная картина, т. е. упругость насыщенного пара над вогнутой поверхностью меньше, чем над плоской при той же температуре. Ввиду этого на поверхности пористого тела, имеющего большое количество вогнутых поверхностей, создаются благоприятные условия для конденсации водяного пара.

Наблюдения показывают, что испарение с поверхности растворов протекает с меньшей интенсивностью, чем при тех же условиях с поверхности дистиллированной воды, так как при испарении с поверхности растворов вылетающим молекулам придется преодолевать не только притяжение молекул воды, но и притяжение молекул растворенных в ней веществ. В соответствии с этим над поверхностью растворов уменьшается и упругость насыщенного пара. Поэтому упругость над поверхностью морской воды несколько меньше, чем над поверхностью пресной воды при той же температуре. Она будет также меньше и над каплями воды, находящимися в воздухе, в случае если они состоят не из химически чистой воды, а из раствора солей.

Наконец, упругость насыщенного пара над льдом несколько меньше, чем над поверхностью переохлажденной воды при той же температуре. Так, при температуре -20° упругость насыщенного пара над переохлажденной водой равна 1,25 мб, а над льдом — 1,05 мб. Это вызывается более медленным испарением с поверхности льда по сравнению с испарением с поверхности переохлажденной воды, так как молекулы пара при таких условиях труднее отрываются от поверхности льда.

Неодинаковая упругость насыщенного пара над льдом и над поверхностью переохлажденной воды при одной и той же температуре имеет весьма большое значение в процессе образования осадков. Если в воздухе одновременно присутствуют ледяные кристаллы и переохлажденные капли воды, то водяной пар при таких условиях перемещается от капель, у которых упругость его больше, к ледяным кристаллам, у которых упругость его меньше, и затем он на этих кристаллах осаждается и конденсируется. Ледяные кристаллы, таким образом, постепенно растут и превращаются в снежинки.

52. Величины, характеризующие влажность воздуха. Влажность воздуха характеризуют следующие величины:

1. *Количество водяного пара, находящегося в 1 м³ воздуха*, выраженное в граммах. Эта величина называется *абсолютной влажностью* воздуха, ее выражают через q .

2. *Упругость, или давление водяного пара, содержащегося в воздухе*, выраженная в миллиметрах ртутного столба; в последнее время она стала выражаться еще в миллибарах. Ее также называют абсолютной влажностью. Эту величину обычно выражают через e .

Если e выражено в миллиметрах, то между e и q имеется простое соотношение. Известно, что 1 м³ сухого воздуха при температуре 0° и давлении 760 мм весит 1293 г. Вес того же объема сухого воздуха при температуре t и упругости e равен

$$\frac{1293e}{760(1+\alpha t)},$$

где α — коэффициент расширения газа, равный $1/273$, или 0,00366. Так как плотность водяного пара по отношению к воздуху равна 0,622, то вес водяного пара, содержащегося в 1 м³ при тех же условиях, т. е. при температуре t и упругости e , равен

$$q = 0,622 \frac{1293e}{760(1+\alpha t)}.$$

Так как

$$\frac{0,622 \cdot 1293}{760} = 1,06,$$

то имеем

$$q = \frac{1,06e}{1+\alpha t}.$$

Коэффициент $\frac{1,06}{1 + at}$ близок к единице, и поэтому числовое значение количества водяного пара в граммах близко к числовому значению упругости пара, выраженной в миллиметрах. При $t = 16,5^\circ$ этот коэффициент равен единице, и, следовательно, при $t = 16,5^\circ$ q будет равно e .

3. *Отношение упругости водяного пара, содержащегося в воздухе, к упругости насыщенного пара при той же температуре.* Эта величина называется *относительной влажностью*. Ее обычно выражают в процентах. Следовательно, относительная влажность есть число, характеризующее влажное состояние воздуха в процентах полного насыщения. Она обозначается через r . Таким образом,

$$r = \frac{e}{E} 100.$$

Относительная влажность показывает, насколько близок или далек влажный воздух от насыщения. Если водяной пар насыщает пространство, т. е. когда $e = E$, относительная влажность равна 100%; если влажность равна 50%, то это значит, что водяной пар насыщает пространство наполовину.

Если абсолютная влажность e остается без изменений, относительная влажность в этом случае растет или убывает в зависимости от роста или падения температуры, так как при этих изменениях температуры изменяется упругость насыщенного пара. Так, при температуре 20° и при абсолютной влажности e в 6,1 мб упругость насыщенного пара E определяется в 23,4 мб, а относительная влажность r — в 26% ($r = \frac{6,1 \cdot 100}{23,4} = 26\%$). Если температура понизится до 10° , то E уменьшится до 12,3 мб, а относительная влажность возрастет до 50% ($r = \frac{6,1 \cdot 100}{12,3} = 50\%$). Дальнейшее понижение температуры до 0° приведет к тому, что e станет равным E , так как при температуре 0° упругость насыщенного пара определяется в 6,1 мб. В этом случае относительная влажность r будет составлять 100%, т. е. водяной пар достигнет насыщения.

Из приведенных данных видно, что при повышении температуры водяной пар удаляется от состояния насыщения и воздух становится суше, так как при повышенной температуре требуется больше водяного пара для насыщения. Наоборот, при пониженной температуре водяной пар приближается к состоянию насыщения ввиду того, что при более низкой температуре для насыщения требуется меньше водяного пара.

4. *Количество водяного пара в граммах, содержащегося в 1 кг влажного воздуха.* Эта величина называется *удельной влажностью* и обозначается через s .

5. Дефицит насыщения, или дефицит влажности, т. е. разность между упругостью насыщенного пара при данной температуре и действительной упругостью его. Эта величина обычно обозначается через d , так что $d = E - e$.

Если температура воздуха равна 20° , а абсолютная влажность $e = 6,1$ мб, то $d = 23,4 - 6,1$, т. е. $17,3$ мб.

6. Точка росы, т. е. температура, при которой находящийся в воздухе пар достигает насыщения.

Выше было показано, что при температуре 20° и при упругости e , равной $6,1$ мб, относительная влажность определяется в 26% ; при таких условиях создавался дефицит влажности в $17,3$ мб. При понижении температуры относительная влажность повышалась, и при температуре 0° упругость содержащегося в воздухе водяного пара стала равна упругости насыщенного пара ($e = E$); относительная влажность при таких условиях достигла 100% , что показывает полное насыщение. Температура 0° является в данном случае точкой росы.

Таким образом, водяной пар достигает насыщения при охлаждении воздуха до точки росы. Если насыщенный водяным паром воздух продолжает охлаждаться далее и температура его опускается ниже точки росы, то упругость водяного пара будет превышать упругость насыщенного пара. При таких условиях может начаться конденсация избытка пара, т. е. пар начнет переходить из газообразного состояния в жидкое или твердое. Продукты этой конденсации выпадают на поверхность земли в виде жидких или твердых осадков.

53. Методы измерения влажности воздуха. Для измерения влажности воздуха служат психрометры.

Вычисление абсолютной влажности воздуха производится по формуле

$$e = E_1 - Ap(t - t_1),$$

где e — абсолютная влажность воздуха, E_1 — максимальная упругость водяного пара при температуре смоченного термометра, t — температура воздуха, t_1 — температура смоченного термометра, p — давление воздуха, A — коэффициент, зависящий от скорости ветра. Для психрометра, который помещается в будке, где скорость ветра в среднем около $0,8$ м в секунду, он равен $0,0008$, а для аспирационного психрометра, в котором скорость потока при вентиляции составляет 2 м в секунду, он равен $0,00066$.

Относительная влажность вычисляется по формуле

$$r = \frac{e}{E} 100,$$

где r — относительная влажность воздуха в процентах, e — абсолютная влажность воздуха, E — максимальная упругость водяного пара при температуре сухого термометра.

На метеорологических станциях определение влажности воздуха обычно производится при помощи специальных психрометрических таблиц по показаниям сухого и смоченного термометров.

По психрометру влажность воздуха определяется только в теплое время года. В зимнее время показания психрометра становятся малонадежными. Поэтому в холодное время года для определения влажности воздуха пользуются другим прибором, называемым *гигрометром* (рис. 54). Главной его частью является обезжиренный человеческий волос. Один конец волоса прикреплен неподвижно к верхней части металлической рамы, а другой конец закреплен на дужке. Дужка имеет грузик, благодаря которому волос всегда находится в натянутом состоянии. К оси дужки прикреплена длинная, тонкая стрелка, около которой имеется шкала с делениями от 0 до 100. Гигрометр основан на свойстве человеческого волоса изменять свою длину при изменении влажности. При повышении влажности волос гигрометра удлиняется, при понижении — укорачивается. Эти движения передаются стрелке, которая и показывает по шкале значения относительной влажности воздуха. Устанавливается гигрометр в психрометрической будке вместе с психрометром.

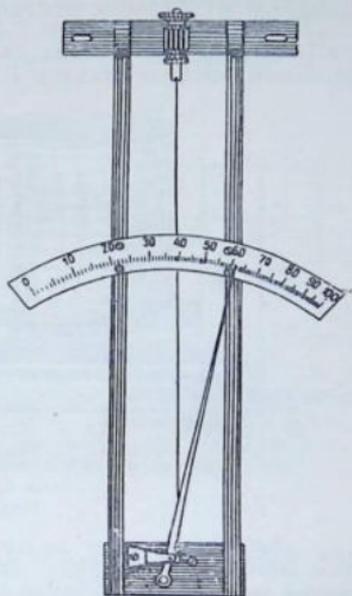


Рис. 54. Волосной гигрометр.

Для непрерывной записи изменений относительной влажности воздуха служит *гигрограф* (рис. 55). Приемником этого прибора является пучок обезжиренных волос, натянутых между стойками. Укорачивание или удлинение этого пучка передается стрелке с пером на конце, которая чертит на ленте, накрученной на вращающийся барабан, кривую влажности воздуха.

54. Суточные и годовые колебания абсолютной влажности воздуха. Суточные колебания абсолютной влажности воздуха имеют тесную связь с суточными колебаниями температуры воздуха. Над морями и океанами, а также на берегах их абсолютная влажность в течение суток растет с повышением температуры. Такая же связь суточного хода абсолютной влажности с температурой обнаруживается и на материках в холодное время года. Если почва достаточно увлажнена и с ее поверхности непрерывно в воздух подтекает водяной пар, то в этом случае и

в теплое время года на суше абсолютная влажность в течение суток растет с повышением температуры. Такая же зависимость абсолютной влажности воздуха от температуры имеет отчасти место на суше в тех районах, где наблюдаются малые колебания температуры и слабое прогревание почвы. Во всех этих случаях наибольшие значения абсолютной влажности воздуха приходятся на время наступления наибольшей температуры, т. е. на 14—15 часов, а наименьшие значения — на время около восхода солнца, когда температура достигает минимума.

Внутри континентов в теплое время года суточный ход абсолютной влажности воздуха принимает другой характер. Около времени восхода солнца наблюдается минимум влажности, а за-

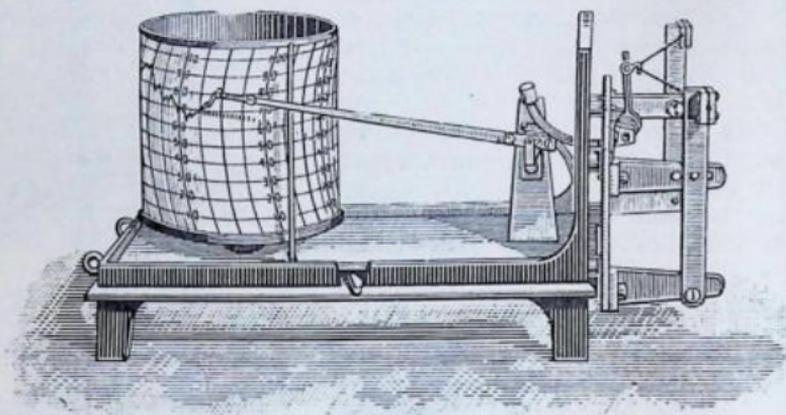


Рис. 55. Гигрограф.

тем влажность растет и достигает максимума около 8—9 часов; далее влажность воздуха снижается, доходя до минимума в 14—15 часов, а затем она снова повышается и достигает вновь максимума около 20—21 часа, после чего влажность опять понижается до утреннего минимума. Падение абсолютной влажности в дневные часы объясняется в данном случае вертикальным обменом, при котором обогащенный паром воздух у земной поверхности перемещается вверх, а на его место приходит более сухой воздух. Так как этот вертикальный обмен наибольшего развития достигает около 14—15 часов, то на это время падает и минимум абсолютной влажности. После 14—15 часов вертикальный обмен ослабевает и влажность воздуха в нижних слоях благодаря притоку пара начинает возрастать до второго максимума, наступающего около времени захода солнца. После захода солнца температура воздуха начинает быстро понижаться и часть водяного пара конденсируется и осаждается в виде росы и тумана. В связи с этим абсолютная влажность после захода солнца уменьшается и достигает минимума около времени восхода его (рис. 56).

Годовой ход абсолютной влажности воздуха аналогичен годовому ходу температуры. Наибольшие значения ее в годовом ходе падают на самый теплый месяц в году — июль, наименьшие — на самый холодный месяц — январь, местами — на февраль. Так, в Воронежской области наибольшая средняя месячная величина абсолютной влажности воздуха приходится на июль (14,5—15,5 мб), наименьшая — на январь (2,8—3,1 мб).

55. Суточные и годовые колебания относительной влажности воздуха. Суточные колебания относительной влажности воздуха зависят главным образом от температуры воздуха. При повышении температуры водяной пар удаляется от состояния насыще-

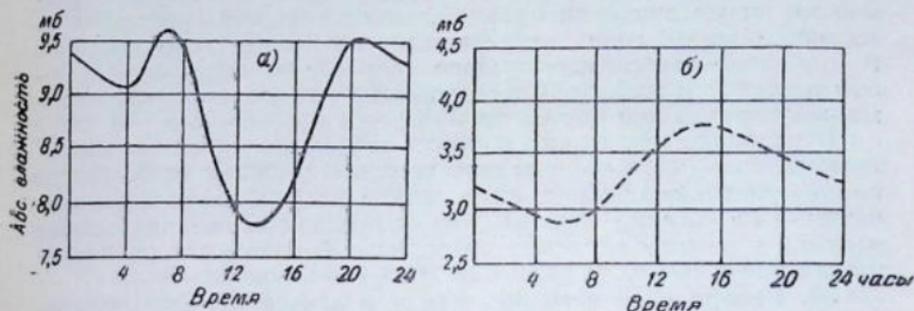


Рис. 56. Суточный ход абсолютной влажности в Нукусе.
а — летний тип, б — зимний тип.

ния, при понижении приближается к этому состоянию. Это наглядно видно из формулы относительной влажности

$$r = \frac{e}{E} 100.$$

При повышении температуры воздуха абсолютная влажность e и упругость насыщенного пара E растут, но E растет быстрее, чем e , ввиду чего само отношение, т. е. относительная влажность, уменьшается. Напротив, при понижении температуры абсолютная влажность e и упругость насыщенного пара E уменьшаются, но уменьшение упругости e в данном случае идет значительно медленнее, чем изменение упругости насыщенного пара E ; ввиду этого относительная влажность воздуха при понижении температуры возрастает.

Таким образом, суточный ход относительной влажности воздуха обратен суточному ходу температуры. Минимум относительной влажности на равнинах и долинах наступает около 14—15 часов, когда наблюдается максимум температуры, максимум

же наступает ночью и утром около времени восхода солнца, когда температура бывает в минимуме. Амплитуда суточных колебаний относительной влажности летом больше, чем зимой; в ясную погоду колебания влажности более значительны, чем в пасмурную.

В прибрежных местностях днем дуют ветры с моря или океана. Они приносят с собой влажные массы воздуха. Наибольшей силы такие ветры достигают в послеполуденные часы, когда наблюдается наибольшая температура. Поэтому в прибрежных местностях наибольшая относительная влажность совпадает с наибольшей температурой воздуха.

Годовой ход относительной влажности на равнинах также обратен годовому ходу температуры воздуха. Наибольшие средние месячные значения относительной влажности приходятся на холодное время года, наименьшие — на период май—сентябрь. В Воронеже наибольшие средние месячные величины относительной влажности воздуха (от 84 до 88%) наблюдаются в ноябре—марте, наименьшие (от 57 до 65%) — в мае—августе.

В условиях муссонного климата наибольшие значения относительной влажности воздуха приходятся на месяцы с наибольшими количествами осадков, т. е. на летние месяцы, наименьшие значения — на зимние месяцы. Так, во Владивостоке наибольшая средняя месячная величина относительной влажности (89%) наблюдается в июле, наименьшая (68%) — в ноябре.

56. Распределение водяного пара в атмосфере. Упругость водяного пара быстро убывает с высотой. По наблюдениям в Павловске (около Ленинграда), в среднем на высоте 1,5 км упругость уменьшается почти в 2 раза, на высоте 3 км — в 4 раза, на высоте 6 км — в 20 раз по сравнению с нижним слоем воздуха. На высоте более 8 км тропосфера очень бедна водяным паром. Это явление вызывается тем, что наиболее значительно пополняются водяным паром нижние слои воздуха, располагающиеся у земной поверхности, с которой идет процесс испарения. Слои же, располагающиеся выше, получают водяного пара тем меньше, чем дальше они находятся от этой поверхности. С другой стороны, это убывание упругости водяного пара с высотой связано с понижением температуры, которая ограничивает содержание пара в воздухе; чем ниже температура, тем меньше может содержаться водяного пара в том же объеме воздуха.

Относительная влажность воздуха, по наблюдениям в Павловске, несколько возрастает до высоты 0,5—1,5 км, а затем медленно убывает. На высоте облачного слоя она несколько увеличивается, а затем над облачным слоем снова падает.

57. Влияние влажности воздуха на растения. Влажность воздуха оказывает большое влияние на растения. Она в сильной степени обуславливает интенсивность транспирации. При пониженной влажности транспирация увеличивается, что вызывает увядание растений. Оно может быть или временным, или дли-

тельным. Первое наблюдается при временной высокой температуре и низкой влажности, например летом днем, когда надземные части растений теряют воды больше, чем поступает ее через корни из почвы. К вечеру, при увеличении влажности, транспирация сокращается и растения вновь оправляются. Второе увядание, длительное, образуется при продолжительной жаркой и сухой погоде.

В этих условиях почва теряет много воды через испарение и в ней остается уже мало влаги, доступной для растений. Усиленное испарение приводит к образованию большого недостатка воды в организме растений, что в сильной степени отражается на росте и развитии их, а если жаркая и сухая погода длится продолжительное время, то растения могут погибнуть вследствие засыхания.

Чрезмерно высокая влажность воздуха задерживает как цветение, так и плодоношение растений и неблагоприятно отражается на опылении их. При сухих ветрах (суховеях) происходит недоразвитие органов плодоношения, а иногда и гибель растений от высыхания.

Во время уборки сельскохозяйственных растений избыточная влажность воздуха увеличивает содержание влаги в соломе и зерне, что неблагоприятно отражается на работе уборочных машин.

Рассеивание семян сосны в значительной мере зависит от величины относительной влажности воздуха; рассеивание почти прекращается при влажности свыше 75%.

Влажность воздуха оказывает также большое влияние и на биохимические процессы, происходящие в организме растений. При жаркой, сухой погоде за вегетационный период в зернах растений увеличивается количество азотистых веществ.

58. Влияние растительного покрова на влажность воздуха. Растительный покров, особенно в ясную, тихую погоду оказывает большое влияние на влажность воздуха. Внутри покрова создается повышенная абсолютная влажность воздуха, так как растения испаряют много воды и этим способствуют обогащению водяным паром приземного слоя воздуха. Повышению абсолютной влажности способствует еще и то, что растительный покров значительно уменьшает скорость ветра и затрудняет вертикальный обмен влажного воздуха с более сухим, находящимся над растительным покровом.

В районе Саратова в засушливом 1934 г. в посевах озимой пшеницы (на высоте 10 см) абсолютная влажность воздуха за 13 часов в безоблачные дни была в среднем на 1,5—2,0 мб выше, чем на высоте 2 м (психрометрическая будка).

Насколько велико влияние растительного покрова на относительную влажность, указывают следующие данные, полученные в ясные дни июля 1922 г. на Княжедворской опытной станции (б. Новгородской губ.):

	7 часов		13 часов		21 час	
	10 см над почвой	на высоте поверх- ности растений	10 см над почвой	на высоте поверх- ности растений	10 см над почвой	на высоте поверх- ности растений
Рожь	89	73	72	54	94	87
Пар	79	70	52	46	92	85
Пшеница	99	84	95	72	98	94
Пар	84	79	62	57	94	85

Приведенные данные показывают, что над паром относительная влажность ниже, чем над посевами ржи и пшеницы.

Абсолютная влажность воздуха в лесу в теплое время года несколько выше, чем в поле, но в зимние месяцы этой разницы почти не обнаруживается. Наблюдения, произведенные в поле и островной дубраве — Шиповом лесу, расположенном в лесостепной зоне Воронежской области, показали, что летом разница в средних месячных значениях абсолютной влажности воздуха не превышает 1 мб. Различия за 13 часов несколько больше, но они едва ли являются показательными, так как за этот срок в поле сильно сказывается влияние восходящих токов и турбулентности, благодаря которым водяной пар из нижних слоев воздуха переносится в более высокие. Наблюдения за 7 часов будут более характерными, так как за этот срок влияние восходящих токов и турбулентности проявляется в малой степени. Но и при таком сравнении разница за май—июль оказывается все же ничтожной, а в остальные месяцы ее совершенно нет. Однако приведенные выше различия нельзя считать показательными, так как они были получены в условиях приземного слоя воздуха. В данном же случае более наглядными являются наблюдения над влажностью воздуха в слоях, расположенных над лесом, в которые главным образом проникает водяной пар. В этом отношении представляют интерес наблюдения, произведенные В. Н. Оболенским в молодых дубках высотой 1,5 м, произраставших в питомнике Ленинградской лесотехнической академии. Эти наблюдения показали, что наибольшие величины абсолютной влажности обнаруживаются внутри крон. За период июль—сентябрь разности в средних суточных значениях влажности воздуха внутри крон дубков и в открытом месте на высоте 2 м были от 1,0 до 1,5 мб. В 13 часов в ясную погоду разность доходила до 3,5—4,0 мб, а в некоторые дни — даже до 8,5 мб. Но, повидимому, эти разности за 13 часов являются преувеличенными, поскольку они были получены за время, когда на влажности воздуха открытого места сильно сказывалось влияние восходящих токов; внутри же крон дубков обмен воздуха был затруднен. В ясную погоду значение этого фактора еще более возрастает. В 7 часов разности были гораздо меньше — в среднем до 0,1—0,5 мб.

В большей мере сказывается влияние леса на относительную влажность воздуха. По данным В. Н. Оболенского, полученным в молодых дубках высотой в 1,5 м, наибольшие значения относительной влажности воздуха наблюдаются внутри крон. Отсюда вверх она убывает. Разность в средних суточных значениях влажности воздуха внутри крон и на высоте 2 м в открытом месте за период июль—сентябрь колебалась от 8 до 11%. За 13 часов в ясные дни разности доходили в среднем до 22%, а в отдельные дни — даже до 33—34%. Такие большие разности создавались в ясную, сухую погоду при слабом ветре и значительных восходящих движениях воздуха.

В лесостепной зоне для островной дубравы (Шипова леса, Воронежской области) и прилегающего к ней поля, по наблюдениям за 1931—1935 гг., оказались следующие различия в средних месячных величинах относительной влажности воздуха (в процентах):

	Средние из 3 сроков (7, 13, 21 час)			Средние за 13 часов		
	лес	поле	разность	лес	поле	разность
Январь	86	86	0	84	84	0
Июль	80	71	+9	66	53	+13
Год	80	77	+3	69	65	+4

Эти данные показывают, что благодаря пониженной температуре воздуха в лесу относительная влажность в нем выше, чем в поле, причем наибольшие разности падают на летние месяцы (9—13%), т. е. на месяцы, на которые приходятся наибольшие температуры воздуха.

ГЛАВА VII

ИСПАРЕНИЕ

59. Испарение с поверхности воды. Водяной пар поступает в атмосферу при процессе испарения влаги. Этот процесс весьма сложный. Интенсивность его зависит от многих факторов. Если испарение идет с водной поверхности, интенсивность в сильной степени определяется метеорологическими и климатическими условиями. Если же испарение идет с поверхности почвы, то, помимо влияния метеорологических условий, на процесс испарения оказывают большое влияние физические и химические свойства самой почвы, состояние ее поверхности, рельеф, растительный покров и др. Еще более сложным с количественной стороны будет процесс испарения влаги растениями.

Характеристикой процесса испарения является его скорость, или интенсивность, т. е. количество воды, испаряющейся с единицы поверхности в единицу времени. Скорость испарения зависит от температуры испаряющей поверхности, дефицита влажности, скорости ветра, атмосферного давления. При повышении температуры испаряющей поверхности и увеличении дефицита влажности, т. е. при увеличении сухости воздуха, скорость испарения растет. Ветер усиливает испарение, так как при ветре усиливается турбулентное перемешивание воздуха, в результате чего к испаряющей поверхности приходит более сухой воздух. Скорость испарения обратно пропорциональна атмосферному давлению.

Следует отметить, что на процесс испарения затрачивается теплота, которая отнимается у испаряющей поверхности. Ввиду этого последняя охлаждается, что в свою очередь уменьшает интенсивность испарения. Особенно заметно это явление при высокой температуре и ветре.

Затрата тепла при процессе испарения имеет большое значение для растений, так как она уменьшает нагревание их солнечными лучами, от которого растения могли бы сильно страдать в случае большого поступления солнечной радиации.

Зависимость скорости испарения с поверхности воды от метеорологических условий выражается следующей простой формулой:

$$Q = A \frac{E - e}{H},$$

где Q — скорость испарения, A — коэффициент, зависящий от скорости ветра, E — упругость насыщенного пара при температуре испаряющей поверхности, e — упругость пара, находящегося в воздухе над поверхностью воды, H — атмосферное давление. Так как в приведенную формулу входит упругость насыщенного пара, которая берется по температуре испаряющей поверхности, то эта формула устанавливает также зависимость скорости испарения от температуры, но эта зависимость неявная.

Существует большое разнообразие формул испарения. Приведем формулу, которой в некоторых случаях пользуются для расчета месячной величины испарения с водной поверхности:

$$E_m = d(15 + 3v),$$

где E_m — толщина слоя испарившейся за месяц воды в миллиметрах, d — средний месячный дефицит влажности в миллиметрах, v — средняя месячная скорость ветра в метрах в 1 секунду.

Имеется другая формула для определения месячной величины возможного испарения при данных климатических условиях, или формула испаряемости, предложенная Н. Н. Ивановым. Эта фор-

мула была им проверена по водному балансу многих озер. По этой формуле

$$E_m = 0,0018 (25 + t)^2 (100 - a),$$

где E_m — испаряемость за месяц в миллиметрах, t — средняя температура месяца, a — средняя относительная влажность месяца в процентах.

На процесс испарения воды с поверхности океанов и морей влияет соленость воды. Морская вода по сравнению с пресной испаряется несколько медленнее, особенно при высокой относительной влажности. Соленость испаряющейся морской воды повышается, так как при испарении с ее поверхности вылетают только молекулы воды, а молекулы растворенных веществ в ней остаются.

Скорость испарения с поверхности снега меньше, чем с поверхности льда, так как снег имеет более низкую температуру благодаря большой лучеиспускательной способности и пониженную теплопроводность. При одинаковых условиях с поверхности плотного снега испарение идет более интенсивно, чем с поверхности рыхлого снега.

60. Испарение с поверхности почвы. Испарение с поверхности почвы в сильной степени зависит от метеорологических условий — дефицита влажности, интенсивности солнечной радиации, особенно прямой, влияющей на температуру поверхности почвы, скорости ветра.

Кроме того, большое влияние на испарение с почвы оказывают влажность почвы, структура и механический состав ее, состояние поверхности, рельеф, растительный покров и другие факторы.

В процессе испарения влаги с поверхности почвы П. С. Коссович различает три стадии. За время протекания первой стадии испарение идет с поверхности почвы, верхний слой которой очень увлажнен. Скорость испарения при таких условиях в течение некоторого времени сохраняется приблизительно постоянной и расход влаги испарением меньше или равен тому количеству ее, которое поступает из нижних слоев почвы к испаряющему слою. При протекании первой стадии испарение в сильной степени зависит от метеорологических условий. Вторая стадия процесса наступает при высыхании почвы. При протекании этой стадии подток воды к испаряющей поверхности становится все меньше и меньше и скорость испарения начинает быстро убывать. Уровень испарения при высыхании почвы понижается, а на поверхности почвы образуются подсохшие участки. Влияние метеорологических факторов на скорость испарения при протекании второй стадии уменьшается. Наконец, наступает третья стадия процесса, при которой капиллярное движение воды в почве прекращается и испарение происходит не с поверхности почвы, которая уже высохла, а в самой почве, в более глубоких ее слоях. Образующийся при этом в почве пар диффундирует через верх-

Характеристикой процесса испарения является его скорость, или интенсивность, т. е. количество воды, испаряющейся с единицы поверхности в единицу времени. Скорость испарения зависит от температуры испаряющей поверхности, дефицита влажности, скорости ветра, атмосферного давления. При повышении температуры испаряющей поверхности и увеличении дефицита влажности, т. е. при увеличении сухости воздуха, скорость испарения растет. Ветер усиливает испарение, так как при ветре усиливается турбулентное перемешивание воздуха, в результате чего к испаряющей поверхности приходит более сухой воздух. Скорость испарения обратно пропорциональна атмосферному давлению.

Следует отметить, что на процесс испарения затрачивается теплота, которая отнимается у испаряющей поверхности. Ввиду этого последняя охлаждается, что в свою очередь уменьшает интенсивность испарения. Особенно заметно это явление при высокой температуре и ветре.

Затрата тепла при процессе испарения имеет большое значение для растений, так как она уменьшает нагревание их солнечными лучами, от которого растения могли бы сильно страдать в случае большого поступления солнечной радиации.

Зависимость скорости испарения с поверхности воды от метеорологических условий выражается следующей простой формулой:

$$Q = A \frac{E - e}{H},$$

где Q — скорость испарения, A — коэффициент, зависящий от скорости ветра, E — упругость насыщенного пара при температуре испаряющей поверхности, e — упругость пара, находящегося в воздухе над поверхностью воды, H — атмосферное давление. Так как в приведенную формулу входит упругость насыщенного пара, которая берется по температуре испаряющей поверхности, то эта формула устанавливает также зависимость скорости испарения от температуры, но эта зависимость неявная.

Существует большое разнообразие формул испарения. Приведем формулу, которой в некоторых случаях пользуются для расчета месячной величины испарения с водной поверхности:

$$E_m = d(15 + 3v),$$

где E_m — толщина слоя испарившейся за месяц воды в миллиметрах, d — средний месячный дефицит влажности в миллиметрах, v — средняя месячная скорость ветра в метрах в 1 секунду.

Имеется другая формула для определения месячной величины возможного испарения при данных климатических условиях, или формула испаряемости, предложенная Н. Н. Ивановым. Эта фор-

мула была им проверена по водному балансу многих озер. По этой формуле

$$E_m = 0,0018 (25 + t)^2 (100 - a),$$

где E_m — испаряемость за месяц в миллиметрах, t — средняя температура месяца, a — средняя относительная влажность месяца в процентах.

На процесс испарения воды с поверхности океанов и морей влияет соленость воды. Морская вода по сравнению с пресной испаряется несколько медленнее, особенно при высокой относительной влажности. Соленость испаряющейся морской воды повышается, так как при испарении с ее поверхности вылетают только молекулы воды, а молекулы растворенных веществ в ней остаются.

Скорость испарения с поверхности снега меньше, чем с поверхности льда, так как снег имеет более низкую температуру благодаря большой лучеиспускательной способности и пониженную теплопроводность. При одинаковых условиях с поверхности плотного снега испарение идет более интенсивно, чем с поверхности рыхлого снега.

60. Испарение с поверхности почвы. Испарение с поверхности почвы в сильной степени зависит от метеорологических условий — дефицита влажности, интенсивности солнечной радиации, особенно прямой, влияющей на температуру поверхности почвы, скорости ветра.

Кроме того, большое влияние на испарение с почвы оказывают влажность почвы, структура и механический состав ее, состояние поверхности, рельеф, растительный покров и другие факторы.

В процессе испарения влаги с поверхности почвы П. С. Коссович различает три стадии. За время протекания первой стадии испарение идет с поверхности почвы, верхний слой которой очень которого времени сохраняется приблизительно постоянной и расход влаги испарением меньше или равен тому количеству ее, которое поступает из нижних слоев почвы к испаряющему слою. При протекании первой стадии испарение в сильной степени зависит от метеорологических условий. Вторая стадия процесса наступает при высыхании почвы. При протекании этой стадии подток воды к испаряющей поверхности становится все меньше и меньше и скорость испарения начинает быстро убывать. Уровень испарения при высыхании почвы понижается, а на поверхности почвы образуются подсохшие участки. Влияние метеорологических факторов на скорость испарения при протекании второй стадии уменьшается. Наконец, наступает третья стадия процесса, при которой капиллярное движение воды в почве прекращается и испарение происходит не с поверхности почвы, которая уже высохла, а в самой почве, в более глубоких ее слоях. Образующийся при этом в почве пар диффундирует через верх-

ний высохший слой почвы к ее поверхности, а затем поступает в атмосферу, причем количество водяного пара, перемещающегося снизу вверх, зависит от размера пор почвы или размера ее частиц. Скорость испарения при этом весьма медленно убывает, и это убывание идет до полного высыхания почвы. Влияние метеорологических факторов за третью стадию процесса становится уже малозаметным.

Подача воды к испаряющей поверхности совершается в почве по капиллярам. Капиллярное же поднятие определяется размером сечений почвенных капилляров; последние в свою очередь зависят от размера почвенных частиц. Чем меньше почвенные частицы, тем ближе они прилегают друг к другу и тем меньше будут диаметры почвенных капилляров. По более же узким капиллярам вода поднимается выше и интенсивнее, чем по широким, а потому в пылевой или плотной почве, при наличии узких капилляров, потеря влаги через испарение идет более значительно, чем, например, с поверхности рыхлой комковатой почвы, имеющей широкие капилляры.

Ниже приведены результаты наблюдений над испарением воды различными образцами почвы, помещенными в сосуды и составленными из частиц определенных размеров. Количество испарившейся воды в сосуде с пылевой почвой условно принято за 100%:

Диаметр частиц (мм)	до 0,07	0,07—0,25	0,25—0,5	0,5—1,0	1,0—2,0
Испарение (%)	100	95,7	81,1	29,9	22,2

Из приведенных данных видно, что строение почвенных капилляров оказывает большое влияние на процесс испарения влаги почвой. Поэтому рыхление верхнего слоя почвы, содержащего влагу, например при бороновании зяби ранней весной или при бороновании паров после дождей и т. д., приводит к нарушению капиллярной системы, что значительно сокращает потерю воды почвой через испарение, так как в разрыхленной влажной почве вода передвигается вверх очень медленно. По данным В. Р. Вильямса, даже при наличии незначительного рыхлого слоя на поверхности почвы (всего в несколько сантиметров), испарение влаги с последней уменьшается в 4—5 раз.

На испарение воды почвой оказывает влияние глубина залегания грунтовых вод. Чем ближе к испаряющей поверхности залегает уровень грунтовых вод, тем больше испарение. Так, по данным Минской болотной станции, испарение с образцов торфа с травой (тимофеевка) и без травы в зависимости от глубины уровня грунтовых вод выразилось за период июнь—август 1933 г. следующими величинами:

Глубина грунтовых вод (см)	20	40	80
Испарение с оголенной почвы (мм)	314	244	217
Испарение с почвы, поросшей травой (мм)	475	442	362

Интенсивность испарения зависит также от рода почвы. Она будет различной у песчаных и глинистых почв. Водоподъемная способность песка по сравнению с глиной невелика. Она тем меньше, чем крупнее будут частицы песка, а при диаметре песчинок более 2 мм эта способность песка практически отсутствует. Поэтому испарение воды с поверхности песка незначительно. Оно еще более сокращается при высыхании верхнего слоя песка. Чем глубже просыхает этот слой, тем сильнее сокращается испарение. Это ведет к сохранению грунтовой воды в песках, залегающей в глубоких слоях его. Песчаная поверхность по мере высыхания испаряет влаги гораздо меньше, чем глинистая.

На испарение оказывает влияние характер испаряющей поверхности. Гладкая поверхность испаряет влаги вообще меньше, чем шероховатая, потому что испаряющая поверхность у последней будет больше. Кроме того, неровные поверхности подвергаются более значительному воздействию ветра. Поэтому почва, поверхность которой имеет глыбистый, неровный характер, испаряет влаги больше, чем почва, имеющая более ровную поверхность.

На испарение влаги почвой влияет цвет ее, так как от цвета почвы зависит до некоторой степени температура испаряющей поверхности. При прочих равных условиях испарение со светлой поверхности протекает менее интенсивно, так как такая поверхность отражает в значительной степени солнечную радиацию и ввиду этого меньше нагревается по сравнению с черной поверхностью; последняя значительную долю падающей солнечной энергии поглощает и поэтому более сильно нагревается.

Большое влияние на испарение оказывает рельеф. На возвышенных местах испарение протекает более интенсивно, чем в долинах, котловинах и ложбинах, так как в последних создается ослабленная циркуляция воздуха. Испарение на склонах зависит от экспозиции их. Наиболее значительное испарение наблюдается на южных склонах, которые сильнее прогреваются. Если испарение на южном склоне при уклоне в 15° принять за 100%, то на восточном склоне оно понижается приблизительно до 86%, на западном — до 84%, на северном — до 71%.

61. Влияние растительного покрова на испарение. Растительный покров оказывает большое влияние на испарение воды почвой. При наличии его испарение влаги непосредственно с поверхности почвы значительно сокращается. Растительный покров защищает почву от нагревания, вследствие чего температура поверхности почвы под растительным покровом ниже, чем обнаженной поверхности. Кроме того, растительный покров повышает влажность воздуха и уменьшает дефицит влажности под своим пологом. Наконец, растительный покров значительно сокращает скорость ветра и уменьшает турбулентный обмен у земной поверхности. Особенно сильно ослаблен процесс испарения влаги с поверхности почвы в лесу. Наблюдения, произведенные в

междуречье Мологи и Шексны (севернее Москвы) в 1935 г. показали, что за период с июля по октябрь с поверхности почвы на кочковатом выгоне испарилось 346 мм, в елово-березовом лесу — 130 мм и на поляне (черный пар) — 223 мм, т. е. испарение с поверхности почвы в елово-березовом лесу было в 2,7 раза меньше, чем на выгоне, и в 1,7 раза меньше, чем на черном пару. Лесная подстилка еще более сокращает испарение с поверхности лесной почвы. Наблюдения Н. Ф. Созыкина, произведенные в бору в районе Серпухова (Московская область), показали, что лесная подстилка способна уменьшать испарение на 7—10% по сравнению с почвой без подстилки.

Таким образом, при наличии растительности испарение с поверхности почвы уменьшается. Однако сами растения испаряют много воды, которую они берут из почвы в том слое ее, где располагается корневая система, и этим сушат почву. Ввиду этого почва вместе с растениями теряет воды через испарение больше, чем почва, лишенная растительности. Так, в Чакино (Тамбовская область), по наблюдениям за теплое время года, испарение (в миллиметрах испарившегося слоя воды) с поверхности пара и почвы, засеянной овсом, определилось следующими величинами:

Месяцы	Май	Июнь	Июль	Август
Пар	90	83	82	66
Овес	132	175	206	97

Деревья в лесу испаряют много воды, которую они берут из тех слоев грунта, где располагается корневая система их. Однако в лесостепной зоне иссушения почвы под лесом все же не наблюдается, так как в этой зоне лесная почва, вследствие большого влагонакопления и сокращения стока, в среднем за год получает больше влаги, чем полевая почва. В лесной же зоне, где осадков выпадает больше и грунтовые воды залегают неглубоко, лес, испаряя много воды, понижает их уровень и играет здесь разбачивающую роль.

62. Испарение влаги растениями. Растения затрачивают огромное количество воды на испарение. Это испарение, однако, не является чисто физическим процессом, так как растение само принимает в нем участие и регулирует его при помощи специальных приспособлений. *Процесс испарения влаги растениями* является физико-биологическим процессом и, в отличие от физического испарения, называется *транспирацией*. Только в случае испарения с поверхности растений, смоченных дождем или росой, этот процесс может носить чисто физический характер.

Испарение влаги растениями происходит через устьичные отверстия, которые обладают способностью открываться или суживаться и даже замыкаться в зависимости от внешних условий. При таких движениях устьиц растения могут усиливать или понижать транспирацию. Однако эта способность регулировать

устычный аппарат у культурных злаков возможна только до температуры 40°. При температуре свыше 40° они теряют эту способность; устьицы при высоких температурах остаются широко открытыми, растения много расходуют воды через испарение и при большой сухости воздуха могут засыхать.

Транспирация в сильной степени зависит от влажности воздуха. Чем влажнее воздух, т. е. чем меньше дефицит влажности, тем меньше транспирация, и наоборот. Значительно влияет на транспирацию температура воздуха, но влияние ее будет косвенное. Температура воздуха, с одной стороны, влияет на величину дефицита влажности, а с другой — на скорость передвижения воды в растении. На транспирацию действует также температура почвы. При пониженной температуре почвы уменьшается поступление воды в растение через корневую систему, при повышенной — увеличивается. Поэтому повышенная температура почвы вызывает усиление транспирации, пониженная — уменьшает ее. С увеличением влажности почвы растения усиливают транспирацию.

Ветер повышает транспирацию, так как при ветре непрерывно удаляется от растения воздух, обогащенный паром, и приносится более сухой. Деревья, произрастающие на опушке леса, испаряют влаги больше, чем в лесу, ввиду того, что на опушке они подвергаются более значительному воздействию ветра. Особенно сильно повышается транспирация при жарких, сухих ветрах (суховеях).

На транспирацию оказывает влияние свет. Под влиянием света транспирация увеличивается. Рассеянный свет увеличивает ее на 30—40%, прямой — в несколько раз. Это усиление вызывается главным образом поглощением растениями солнечной энергии, значительная часть которой (до 50%) затрачивается на работу испарения. Кроме того, свет благоприятствует раскрыванию устьиц.

На транспирацию влияет также возраст растения и отдельных его органов. Так, старая перезимовавшая хвоя, по А. П. Тольскому, испаряет в 3—3,5 раза меньше, чем хвоя молодая, не подвергавшаяся действию морозов; листья клена весной испаряют в 1,5—2 раза больше воды, чем в конце лета; молодые, здоровые экземпляры деревьев испаряют влаги больше, чем старые и нездоровые.

Хвойные породы обладают, по наблюдениям Л. А. Иванова, меньшей транспирационной способностью, чем лиственные. Испарение влаги древесными породами, как хвойными, так и лиственными, сбрасывающими листву, наблюдается и зимой при температуре ниже 0°. Оно может продолжаться и в том случае, когда подача воды корнями из мерзлой почвы отсутствует. При таких условиях потеря влаги при зимнем испарении в некоторые неблагоприятные годы может быть настолько значительной, что вызывает отмирание растений через усыхание.

Такое отмирание у сеянцев хвойных может происходить и ранней весной, когда при наступлении солнечной, теплой погоды надземные части растений возобновляют после зимнего покоя транспирацию. В этих условиях сеянцы хвойных желтеют, хвоя у них отмирает и опадает. Мерой защиты сеянцев от высыхания является в этом случае затенение их.

За вегетационный период растения потребляют огромное количество воды. Потребность растений в воде характеризует *количество воды в весовых единицах, затрачиваемое ими для создания одной единицы сухого вещества*. Эта величина называется *транспирационным коэффициентом*. Различные виды растений имеют разные транспирационные коэффициенты. У многих травянистых растений они колеблются от 250 до 900. Транспирационный коэффициент для древесных пород, по немногочисленным определениям, мало отличается от этих величин. У ясеня он около 850, у дуба — около 650, у сосны — около 400.

Основная часть воды, потребляемая растениями, проходя через их организмы, поддерживает ткани растений в состоянии достаточного насыщения и постоянно испаряется. На построение органического вещества идет только ничтожная доля воды.

Транспирационные коэффициенты, однако, не являются постоянными величинами. Они значительно изменяются в зависимости от метеорологических, климатических и почвенных условий. У одного и того же вида растения транспирационный коэффициент может в сухую погоду повышаться, во влажную понижаться. Величина его также меняется в различные периоды роста растения. В лесной обстановке транспирационный коэффициент сильно изменяется в зависимости от состава, возраста и полноты насаждения, от свойств и особенностей леса и т. д. Внесение в почву удобрений и различных минеральных веществ также изменяет величину транспирационного коэффициента. Поэтому он не может характеризовать действительную потребность растений в воде. Транспирационные коэффициенты имеют только относительное значение и служат для сравнения потребности в воде различных видов растений, произрастающих в одинаковых условиях.

Расход влаги на транспирацию лесом зависит от состава насаждения, возраста древостоя, полноты и сомкнутости леса. Кроме того, транспирация древостоями в сильной степени зависит еще от температуры воздуха и влажности почвы. В областях с недостатком почвенной влаги транспирация сокращается. По данным А. А. Молчанова, расход влаги на транспирацию спелыми сосновыми насаждениями за период май—октябрь в тайге определяется 160 мм, в зоне смешанных лесов — 183 мм, в зоне лесостепи — 203 мм и в степной зоне 146 мм. Таким образом, наибольший расход влаги на транспирацию приходится на лесостепную зону, а наименьший — на степную. В последней сокращение транспирации вызывается ограниченным содержанием воды

в почве. Пониженная величина транспирации наблюдается и в тайге, но здесь сокращение транспирации связано с уменьшением количества тепла, поступающего на землю от солнца.

63. Методы измерения испарения. Испарение измеряется толщиной испарившегося слоя воды в миллиметрах. Для измерения испарения служат приборы, называемые *испарителями*.

Для определения испарения с поверхности почвы применяется испаритель В. П. Попова (рис. 57). Он состоит из двух цилиндрических сосудов с дном, сделанным из тонкой проволочной сетки. Площадь поперечного сечения сосудов 500 см^2 . Сосуды наполняются образцами почвы без нарушения ее структуры и опу-

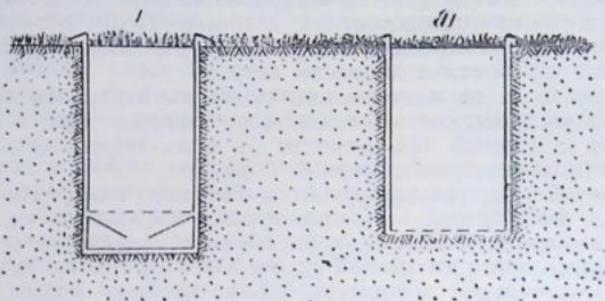


Рис. 57. Почвенный испаритель Попова.

скаются в цилиндрические футляры, зарытые в почву. Один из футляров имеет сетчатое дно II. Когда в этом футляре находится внутренний сосуд с почвой, то сетка этого сосуда плотно прилегает к сетчатому дну футляра, благодаря чему почва в сосуде смыкается с нижележащим слоем почвы, и таким образом устанавливается связь образца почвы в сосуде с естественной почвой. Футляр другого сосуда делается со сплошным дном; высота его на 5 см больше внутреннего сосуда I. На дно футляра ставится сосуд с воронкой для собирания воды, просачивающейся из внутреннего сосуда, опирающегося на воронку. Внутренние сосуды каждый день утром вынимаются из футляров и взвешиваются, а потом вновь опускаются в футляры, причем каждый раз они меняются местами, т. е. внутренний сосуд ставится не в прежний футляр, а в другой. Благодаря этому сосуд с почвой, помещавшийся в футляре со сплошным дном, через сутки восстанавливает связь с почвой, и состояние его влажности приближается к влажности естественной почвы. Для измерения испарения служит сосуд, находящийся в футляре со сплошным дном. Количество испарившейся воды за сутки определяется разностью в весе сосуда за предыдущее измерение и данное время. Из этой разности вычитается вес воды, просочившейся в нижний сосуд,

что наблюдается после выпадения осадков. При определении испарения учитываются также и осадки, попавшие во внутренний сосуд.

64. Суточный и годовой ход испарения. Испарение имеет суточный ход. Наиболее резко он выражен в теплое время года. В зимние месяцы суточный ход испарения проявляется в очень слабой степени. Наибольшее испарение происходит в околополуденные часы, на которые падают наибольшие значения температуры, дефицита влажности и скорости ветра. В эти же часы создается и повышенная турбулентность. Вечером и ночью испарение сокращается и достигает минимума около времени восхода солнца, когда наблюдаются наиболее низкие температуры, наименьший дефицит влажности и затишье. Таким образом, суточные изменения испарения следуют за изменениями температуры, дефицита влажности и скорости ветра.

В годовом ходе наибольшие величины испарения приходятся на летние месяцы, наименьшие — на зимние. Так, в Воронеже испарение с водной поверхности за июль определяется 104 мм, с поверхности льда за январь — 7 мм.

Суточный ход транспирации в сильной степени определяется внешними факторами — температурой, влажностью и особенно светом. С восходом солнца транспирация увеличивается и максимум ее приходится на 12—14 часов; к вечеру транспирация уменьшается и достигает минимума около времени восхода солнца. В ночное время транспирация сокращается примерно в 10—20 раз по сравнению с дневными часами. Наиболее резко суточный ход транспирации выражен в ясную погоду. Изменения транспирации в такую погоду обнаруживают большое соответствие с суточными изменениями разности температур сухого и смоченного термометров.

ГЛАВА VIII

СГУЩЕНИЕ ВОДЯНОГО ПАРА

65. Причины сгущения водяного пара. Водяной пар достигает насыщения при охлаждении воздуха до точки росы, т. е. до температуры, при которой упругость водяного пара становится равной упругости насыщенного пара. При дальнейшем понижении температуры, ниже точки росы, упругость водяного пара уже превышает упругость, необходимую для насыщения, и тогда он будет перенасыщать пространство. При таких условиях избыток водяного пара сгущается, образуя мельчайшие капли воды или кристаллы льда, из которых создаются облака, а также жидкие или твердые осадки, которые затем выпадают на поверхность земли. Охлаждение воздуха ниже точки росы является главной причиной сгущения водяного пара. Все другие процессы, приводящие к сгущению водяного пара, не имеют какого-либо значения, так

как без охлаждения воздуха сгущение пара наблюдается весьма редко.

Охлаждение воздуха ниже точки росы, приводящее к конденсации водяного пара и образованию осадков, может происходить:

1) при соприкосновении воздуха с поверхностью земли или поверхностью растительного покрова, а также с земными предметами, охлажденными излучением или предшествовавшими холодами;

2) при охлаждении влажных масс воздуха, вследствие непосредственного излучения ими тепла;

3) при смешении двух воздушных масс, насыщенных паром, но имеющих различные температуры;

4) при адиабатическом охлаждении воздуха во время его подъема — при восходящих токах, создающихся вследствие нагревания нижних слоев воздуха от подстилающей поверхности, при восходящем скольжении воздуха вдоль наклонных фронтальных поверхностей и, наконец, при подъеме воздуха вдоль склонов гор и возвышенностей.

Сгущение водяного пара при соприкосновении воздуха с охлажденными поверхностями наблюдается при следующих условиях. Земная поверхность, растительность и различные предметы ночью охлаждаются вследствие потери тепла излучением; особенно значительно это охлаждение бывает в ясную погоду при отсутствии ветра. Сгущение водяного пара в данном случае происходит на охлажденных поверхностях. Это сгущение дает осадки в виде росы, если осаждение пара идет при температуре выше 0° , или в виде инея, если осаждение происходит при температуре ниже 0° . Сгущение водяного пара может происходить и непосредственно в приземном слое воздуха. Это наблюдается в случаях значительного охлаждения почвы и соприкасающегося с ней слоя воздуха путем излучения. В этих случаях образуются так называемые радиационные туманы, расстилающиеся в виде пелены над землей.

При соприкосновении теплого, насыщенного паром воздуха с поверхностями, охлажденными предшествовавшими холодами, образуется так называемый твердый налет в виде белого полупрозрачного льда, отлагаемого на наветренной стороне различных предметов, имеющих температуру ниже 0° ; при температуре выше 0° на поверхностях отлагается жидкий налет.

При охлаждении влажного воздуха, вызываемом непосредственным излучением им тепла, образуются туманы. Такие туманы особенно часто возникают зимой или осенью. Они удерживаются в течение нескольких дней подряд и захватывают значительные районы. При охлаждении влажного воздуха вследствие сильного излучения может образоваться однородный облачный слой в виде приподнятого тумана.

Сгущение водяного пара при смешении двух насыщенных масс воздуха, имеющих различные температуры, дает очень мало

осадков. Если такое смешение происходит у земной поверхности, то образуется слабый туман, если же оно происходит на некоторой высоте, то в данном случае возможно образование легких облаков.

Адиабатическое охлаждение воздуха при подъеме его является наиболее важной причиной образования облаков и осадков. При подъеме воздух, как известно, расширяется и адиабатически охлаждается. При этом водяной пар, содержащийся в воздухе, приближается к состоянию насыщения. При достижении точки росы водяной пар будет насыщать пространство, а при дальнейшем понижении температуры, ниже точки росы, он начинает переходить в жидкое или твердое состояние.

При нисходящих токах наблюдается адиабатическое нагревание воздуха; ввиду этого водяной пар, содержащийся в воздухе, удаляется от состояния насыщения и опускающийся воздух становится относительно менее влажным. Поэтому облака при нисходящих движениях воздуха вновь не образуются, а если они попадают в такое движение, то могут исчезать вследствие испарения капелек воды, из которых они состоят.

66. Ядра конденсации. Для сгущения водяного пара, кроме охлаждения воздуха, необходимо еще присутствие в воздухе *твердых, жидких и газообразных частиц, на которых оседают молекулы водяного пара при сгущении.* Эти частицы носят название *ядер конденсации.*

Воздух может охладиться значительно ниже точки росы, но сгущения может и не быть в случае, если воздух чист и не содержит ядер конденсации.

Необходимость присутствия в воздухе ядер конденсации при сгущении пара вызывается следующей причиной. Как указано было выше, упругость насыщенного пара над выпуклой поверхностью капли больше, чем над плоской поверхностью. При уменьшении размеров капель выпуклость их увеличивается, а вместе с этим сильно возрастает и упругость насыщенного пара над ними. Поэтому если капли создавались бы самопроизвольно, путем непосредственного соединения молекул водяного пара, то они были бы так малы и имели бы такую большую кривизну, что для существования их нужно было бы иметь огромное перенасыщение водяного пара, в противном же случае эти капли испарялись бы в окружающий воздух. Однако образование капель воды при сгущении пара идет в атмосфере нормально при отсутствии каких-либо огромных перенасыщений. Это происходит потому, что молекулы водяного пара, оседающие на поверхности ядер, образуют более крупные капли с малой кривизной, ввиду чего упругость насыщенного пара над поверхностью таких капель становится значительно меньше, а с дальнейшим ростом капель она еще более уменьшается и приближается к упругости насыщенного пара над плоской поверхностью. Таким образом, ядра конденсации способствуют образованию при сгущении пара таких крупных ка-

пель, для существования которых не требуется каких-либо больших перенасыщений.

Однако не всякие частицы веществ могут быть ядрами конденсации. Наиболее активными ядрами являются гигроскопические частицы, способные притягивать и удерживать молекулы воды. Такими активными ядрами могут быть морские соли, попадающие в воздух при разбрызгивании морской воды. Это разбрызгивание особенно значительно происходит при порывистых ветрах, дующих с повышенной скоростью. Капли воды, попадающие в воздух с поверхности морей и океанов, затем испаряются, а соли, которые были растворены в них, остаются в воздухе в виде мелких солевых кристаллов. Эти кристаллы затем размельчаются, и, таким образом, из одной капли морской воды в воздух поступает не одна солевая частица, а большое количество их. моря и океаны являются основными источниками ядер конденсации водяного пара. Они с избытком снабжают атмосферу солевыми ядрами конденсации. Благодаря этим ядрам капли воды, образующиеся при конденсации, состоят не из химически чистой воды, а из раствора солей. Ввиду этого упругость насыщенного пара над ними оказывается пониженной, несмотря на большую кривизну поверхности капли.

Ядрами могут быть частицы солей, попадающих в воздух с поверхности солончаковых пустынь и полупустынь при помощи ветра. ими могут также быть продукты горения, выбрасываемые в атмосферу при лесных пожарах, горении торфяников, сухой травы в степях и саваннах. Ядрами конденсации могут быть и молекулы гигроскопических газов, например серного ангидрида, который образуется в воздухе из сернистого ангидрида при действии на него озона и других окислителей. Сернистый ангидрид выбрасывается в воздух в большом количестве фабриками и заводами при сжигании каменного угля, содержащего серу. Поэтому в городах, особенно промышленных, часто наблюдаются туманы. Ядрами конденсации могут быть и молекулы аммиака. Наконец, ядрами конденсации могут служить гигроскопические частицы веществ, попадающих в воздух при вулканических извержениях, а также ими может быть и космическая пыль.

При помощи ветра ядра конденсации распространяются на огромные расстояния, а при помощи турбулентных движений и восходящих токов они проникают в более высокие слои тропосферы, где играют большую роль в процессах образования облаков и осадков.

67. Первичные продукты сгущения водяного пара. Первичными продуктами сгущения водяного пара являются капельки воды или капельки тумана и ледяные кристаллы. Образующиеся при сгущении капельки тумана очень малы; диаметр их определяется тысячными долями миллиметра, и только при благоприятных условиях диаметр их может достигать 0,05 мм и более. Капельки тумана, особенно мелкие, могут в воздухе сохраняться

в жидком виде до температуры -30° и даже ниже. В этом случае они находятся в переохлажденном состоянии. Переохлаждению капель отчасти способствуют частицы морских солей, которые являются ядрами конденсации. Сгущение пара на них дает капельки в виде соляного раствора, замерзание которого происходит при температуре ниже 0° .

Водяной пар может переходить при низких температурах из газообразного состояния сразу в твердое, минуя жидкую фазу. Такой переход называют *сублимацией*, а ядра, на которых проис-

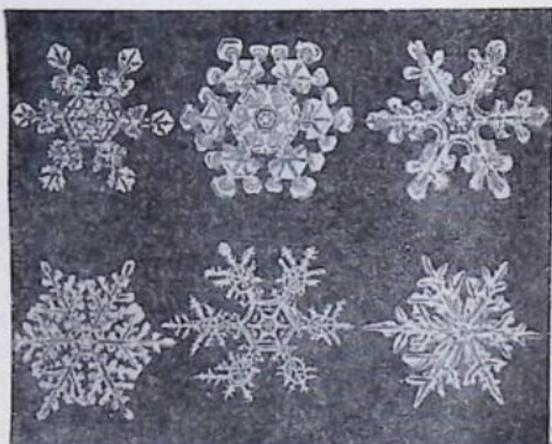


Рис. 58. Различные формы снежинок при 12—18-кратном увеличении.

ходит переход пара в лед, называют *ядрами сублимации*. При сублимации образуются ледяные кристаллы различных форм: в виде шестигранных призм, столбиков или игл, шестигульных пластинок, шестилучевых снежных звездочек различных форм (рис. 58).

Ледяные частицы могут образоваться и путем замерзания переохлажденных капель воды, причем при прочих равных условиях ранее всего замерзают наиболее крупные капли.

Из перечисленных выше продуктов конденсации — мельчайших капелек воды и ледяных кристаллов — состоят облака и туманы, представляющие скопления этих продуктов в атмосфере.

Облака аналогичны туману; существенных различий между ними нет. Как облако, так и туман имеет одинаковую структуру. Облака представляют туман, образовавшийся в воздухе на некоторой высоте от земной поверхности.

68. Туманы. Если конденсация водяного пара происходит у земной поверхности, то скопления продуктов такой конденсации образуют явление, называемое *туманом*.

Туманы состоят из мельчайших капелек воды. Эти капельки могут находиться в переохлажденном состоянии до температуры -30° и даже ниже, но при очень низкой температуре туман может состоять из кристаллов льда.

Причиной образования тумана является главным образом охлаждение нижнего слоя воздуха от соприкосновения с более холодной подстилающей поверхностью. Путем турбулентности это охлаждение передается в более высокие слои, и тогда туманы захватывают слой воздуха до нескольких сот метров по вертикали.

Различают *радиационные* и *адвективные туманы*. Радиационные туманы, или туманы излучения, образуются при ночном охлаждении поверхности земли и воздуха путем излучения. Если температура приземного слоя воздуха при таком охлаждении понизится до точки росы и ниже, то тогда в этом слое начинается конденсация водяного пара, дающая туман.

Радиационные туманы возникают в ясную, тихую погоду в виде расстилающейся над землей пелены; после восхода солнца они обычно рассеиваются. При наличии густой растительности радиационные туманы усиливаются. Особенно значительны они бывают на сырых лугах. В пониженных местах — ложбинах, долинах, поймах, котловинах — туманы бывают чаще, так как в эти места ночью стекает холодный воздух. Наиболее сильные радиационные туманы наблюдаются осенью и весной.

Адвективные туманы возникают при перемещении теплого, влажного воздуха над охлажденной поверхностью земли. Такие туманы образуются, например, поздней осенью, зимой или ранней весной при движении влажного, теплого воздуха в высокие широты, когда он перемещается над холодной поверхностью земли. Густые адвективные туманы возникают на морях и берегах в теплое время года при движении воздуха с теплой суши на более холодное море. Сильные туманы создаются при вторжении в холодное время года на сушу теплого морского воздуха. На океанах адвективные туманы возникают в местах соприкосновения теплых и холодных течений, например к югу от Ньюфаундленда, где близко подходят друг к другу теплое течение Гольфстрим и холодное Лабрадорское течение. Над сушей туманы преобладают в холодное время года, над морем — в теплое.

Над реками и озерами могут возникать так называемые *туманы испарения*. Они образуются в случае, когда испарение происходит с теплой водной поверхности в холодный воздух. Чаще всего туманы испарения наблюдаются над реками и озерами осенью. Зимой такие туманы часто создаются над незамерзающими морями.

В лесу во время тумана на стволах, сучьях и ветвях осаждается некоторое количество влаги. Особенно много ее осаждается в лесах, произрастающих в местностях, где часто наблюдаются туманы.

69. Образование облаков. Главной причиной образования облаков являются восходящие движения воздуха. При таких движениях воздух адиабатически охлаждается и водяной пар, содержащийся в нем, достигает насыщения и сгущается. Восходящие движения в данном случае могут быть вызваны разными причинами: нагреванием воздуха снизу от подстилающей поверхности, скольжением его вдоль наклонной фронтальной поверхности и движением вверх вдоль склонов возвышенностей и гор. Важным фактором облакообразования являются также турбулентные движения, благодаря которым водяной пар перемещается из нижних слоев в более высокие. Большую роль в образовании облаков играет еще охлаждение воздуха излучением, а также волновые движения в атмосфере на поверхности инверсий.

Первичными продуктами при образовании облаков являются обычно капли воды. Если облака образуются в слое с температурой ниже 0° , то они состоят из переохлажденных капель. Облака, состоящие из капель воды, называются *водяными*. При достаточно низких отрицательных температурах облака состоят из кристаллов льда. Такие облака называются *ледяными*, или *кристаллическими*. Облака также могут состоять одновременно из переохлажденных капель воды и кристаллов льда. Они называются *смешанными*. Вертикальная мощность этих облаков велика, особенно в случае длительного их существования. Она значительно превосходит мощность водяных и ледяных облаков.

Мельчайшие капельки воды и кристаллы льда, из которых состоят облака, имеют ничтожный вес. Скорость падения их очень мала, и достаточно слабого восходящего движения воздуха для того, чтобы заставить капельки воды и кристаллы льда плавать в воздухе или даже подниматься вверх. При помощи же ветра облака перемещаются в горизонтальном направлении.

Высота облаков летом больше, чем зимой. С возрастанием широты высота облаков уменьшается. Мощность облаков различна; она в некоторых формах может доходить до 5—6 км, а в низких широтах в отдельных случаях — до 8—10 км.

70. Семейства облаков и их основные роды. Согласно международной классификации, все облака по характеру строения и по высоте, на которой они образуются, делятся на 4 семейства. В последних различают еще 10 основных родов облаков. Эти семейства и основные роды облаков следующие:

Семейство 1 — облака верхнего яруса (нижний предел высоты около 6000 м).

- 1) Перистые (Cirrus, сокращенное обозначение Ci).
- 2) Перисто-кучевые (Cirrocumulus — Cc).
- 3) Перисто-слоистые (Cirrostratus — Cs).

Семейство 2 — облака среднего яруса (верхняя граница около 6000 м, нижняя — около 2000 м).

- 4) Высококучевые (Alto cumulus — Ac).
- 5) Высокослоистые (Altostratus — As).

Семейство 3 — облака нижнего яруса (верхняя граница около 2000 м, нижняя — у земной поверхности)

- 6) Слоисто-кучевые (*Stratocumulus* — Sc).
- 7) Слоистые (*Stratus* — St).
- 8) Слоисто-дождевые (*Nimbostratus* — Ns).

Семейство 4 — облака вертикального развития (верхняя граница — уровень перистых облаков, нижняя — высота около 500 м).

- 9) Кучевые (*Cumulus* — Cu).
- 10) Кучево-дождевые (ливневые) (*Cumulonimbus* — Cb).

Облака верхнего яруса обычно бывают ледяными. Они состоят из ледяных кристаллов: шестиугольных пластинок, столбиков и др. Это тонкие, прозрачные, легкие облака без теней, белого цвета. Солнце сквозь них просвечивает, предметы дают тень.

Облака среднего и нижнего яруса обычно бывают водяными или смешанными. Однако зимой при достаточно низких отрицательных температурах облака этих ярусов могут переходить в ледяные.

Облака среднего яруса более плотные, чем перистые. Они могут вызывать вокруг солнца или луны цветные венцы. Данное явление представляет дифракцию света, производимую находящимися в воздухе водяными каплями и ледяными кристаллами, из которых состоят эти облака, когда через них проходят лучи солнца или луны.

Облака нижнего яруса состоят из мельчайших капелек воды и снежинок, но к ним присоединяются более крупные элементы. Так, в Sc и St к капелькам тумана присоединяются капли диаметром в 0,05—0,5 мм, которые выпадают в виде мороси. Зимой при низких температурах эти облака могут иметь кристаллическое строение. В этом случае из них выпадают мелкие снежинки или снежные зерна в виде замерзшей мороси. В облака Ns могут входить еще более крупные капли, диаметром от 0,5 до 3—4 мм. В теплое время года эти капли выпадают на землю в виде дождя. В холодное время года облака Ns дают снег. Облака нижнего яруса имеют серый или даже темный цвет; плотность их значительна.

Облака вертикального развития, или облака конвекции, образуются при восходящих токах воздуха. Так как конвекция над сушей в умеренных широтах возникает главным образом в теплое время года, когда воздух значительно прогревается снизу от подстилающей поверхности, то за это время наблюдается и наибольшая повторяемость облаков вертикального развития. Облака конвекции имеют суточный ход. Над сушей летом эти облака появляются утром, достигают наибольшего развития в околополуденные часы, а к вечеру исчезают. Наибольшее развитие их в эти часы объясняется мощной конвекцией, развивающейся вследствие значительного прогрева воздуха снизу. Над нагретыми склонами гор и возвышенностей облака вертикального развития образуются чаще, чем на равнинах. В этих случаях развитию облаков



Рис. 59. Перистые облака



Рис. 60. Перистые облака.

благоприятствует еще вынужденный подъем воздуха вдоль склонов.

Облака вертикального развития типа кучевых построены из капельно-жидких частиц. Вершина Сб имеет, однако, кристаллическое строение.

Роды облаков характеризуются следующими различиями.

1. *Перистые* (Ci). Отдельные тонкие, легкие облака белого



Рис. 61. Перисто-кучевые облака.

цвета, часто блестящие, волокнистой или нитевидной структуры; имеют вид хлопьев, крючков, нитей или перьев (рис. 59 и 60).

2. *Перисто-кучевые* (Cc). Облака представляют собой мелкие белые хлопья или маленькие шарики (барашки), напоминающие комочки снега, без теней; располагаются группами и рядами, часто имеют вид ряби или рыбьей чешуи (рис. 61).

3. *Перисто-слоистые* (Cs). Тонкая беловатая пелена облаков, затягивающая часто все небо и придающая ему молочнобелый оттенок; иногда пелена обнаруживает волокнистую структуру (рис. 62).



Рис. 62. Перисто-слоистые облака.



Рис. 63. Высококучевые облака.

Перисто-слоистые облака являются причиной образования оптических явлений — больших бесцветных кругов около солнца или луны. Эти круги образуются вследствие преломления и отражения света в ледяных кристаллах, из которых состоят Cs.

4. *Высококучевые* (As). Эти облака имеют вид пластин, шаров или валов различных размеров, белого или серого цвета, расположенных грядами, группами или слоями, идущими в одном или в двух направлениях. Иногда высококучевые облака располагаются параллельными волнами. Между элементами облака



Рис. 61. Высококучевые облака.

часто бывают видны или значительные просветления, или голубое небо (рис. 63 и 64).

5. *Высокослоистые* (As). Облака представляют серую пелену. Эта пелена часто бывает настолько тонкой, что через нее, как через матовое стекло, видны солнце или луна в виде размытых пятен (рис. 65). Они могут давать осадки в виде дождя или снега, но летом осадки из этих облаков во время падения обычно испаряются и не достигают поверхности земли. Если же из As выпадает дождь, то это указывает на то, что облака сгустились, опустились и перешли в Ns.

6. *Слоисто-кучевые* (Sc). Эти облака серого цвета, с темными частями, собранными в группы, ряды или валы в одном или двух направлениях. Между элементами облака иногда видны просветы голубого неба. Чаще всего эти облака появляются на суше зимой. Часто они покрывают все небо и придают ему волнистый вид (рис. 66).



Рис. 65. Высокослоистые облака.



Рис. 66. Слоисто-кучевые облака.

7. *Слоистые* (St). Эти облака представляют сплошной однородный слой светлосерого или темносерого цвета, покрывающий небо и придающий ему пасмурный вид. Эти облака могут давать осадки в виде мороси, т. е. в виде мелких капелек воды или в виде очень мелких снежных зерен и ледяных игл.

8. *Слоисто-дождевые* (Ns). Низкие, плотные темносерые облака с разорванными краями. Из этих облаков выпадают осадки обложного характера в виде дождя или снега. Иногда



Рис. 67. Кучевые облака.

осадки не достигают поверхности земли, так как в пути испаряются. В этом случае в облаках бывают видны полосы падения осадков.

9. *Кучевые* (Cu). Плотные облака, сильно развитые в высоту, с куполообразной белой вершиной, с резкими округлыми очертаниями и горизонтальным серым или темным основанием (рис. 67). Осадков они в наших условиях не дают. Иногда Cu разрываются ветром на отдельные небольшие клочки. Такие облака носят название разорванно-кучевых.

10. *Кучево-дождевые* (Cb). Мощные массы клубящихся кучевообразных облаков с сильным вертикальным развитием, имеющие вид гор или башен; основание у этих облаков темное. Вершина облака имеет иногда вид наковальни с волокнистой структурой (рис. 68). Кучево-дождевые облака дают интенсивные

осадки в виде ливня, града, снега или крупы. В теплое время года выпадение осадков из этих облаков часто сопровождается грозой.

71. Образование облаков конвекции, восходящего скольжения и волнистых. С точки зрения происхождения перечисленные выше роды облаков можно разделить на *облака конвекции, облака восходящего скольжения и волнистые облака.*

К *облакам конвекции* относятся кучевые и кучево-дождевые облака. Они развиваются главным образом при неустойчивом



Рис. 68. Кучево-дождевые облака.

распределении температуры по вертикали и возникают преимущественно в теплое время года, когда для прогревания воздуха снизу создаются благоприятные условия. Но кучево-дождевые облака иногда образуются и в холодное время года — при прохождении холодного фронта, когда холодный воздух быстро подтекает под теплый и последний бурно поднимается вверх. В этом случае кучево-дождевые облака могут давать зимой снег в виде крупных хлопьев, ранней весной и поздней осенью — крупу.

К *облакам восходящего скольжения* относятся перистые, перисто-слоистые, высокослоистые и слоисто-дождевые. Эти облака образуются при восходящем скольжении теплого воздуха вдоль наклонных фронтальных поверхностей. Такое скольжение наблюдается при натекании теплого влажного воздуха на холодный,

когда последний отступает, или при медленном подтекании холодного воздуха под теплый, когда последний вытесняется вверх и начинает натекает на холодный. Все эти скольжения совершаются медленно и постепенно. При таких скольжениях воздух адиабатически охлаждается, что приводит к сгущению водяного пара. В результате возникает облачная система, основание которой совпадает с фронтальной поверхностью. Облака, входящие в эту систему, занимают большое пространство. В этой облачной системе самыми высокими являются перистые облака, затем идут перисто-слоистые, а еще ниже располагаются высоко-слоистые облака, переходящие затем в слоисто-дождевые.

Иной характер образования имеют *волнистые облака*, т. е. облака, располагающиеся на небе полосами, грядками или валами, между которыми бывают видны более светлые части облака или просветы голубого неба. Эти облака могут возникать на разных высотах. Волнистый вид имеют следующие облака: слоисто-кучевые, высококучевые и перисто-кучевые. Эти облака образуются в случае, если в воздухе располагаются на той или иной высоте два слоя, имеющих разную температуру, влажность и плотность. Если эти слои перемещаются один над другим, то на границе между ними возникают волны с большой длиной и большой амплитудой.

Однако такие волны являются неустойчивыми и превращаются в ряд вихрей. Воздух, который они захватывают, разбивается при этом на большое количество ячеек и в каждой из них возникают движения воздуха вверх и вниз. Такая ячейковая циркуляция воздуха и приводит к образованию волнистых облаков. При поднятии воздух испытывает охлаждение, при опускании — нагревание. В ячейковую циркуляцию воздуха вовлекаются и облака. Охлаждение воздуха при подъеме способствует сгущению пара, ввиду чего облака делаются более плотными и заметными. Наоборот, опускание воздуха и наблюдающееся при этом нагревание его способствует удалению водяного пара от состояния насыщения. Поэтому облака при опускании воздуха испаряются и редуют, вследствие чего в облачном покрове появляются более светлые части облаков и даже просветы голубого неба.

Иначе возникают слоистые облака. Они образуются при охлаждении нижнего влажного слоя воздуха или вследствие излучения, или при соприкосновении его с более холодной поверхностью земли. При помощи турбулентного перемешивания охлаждение передается затем в более высокие слои, что и приводит к образованию этих облаков.

72. Облачность. *Облачностью* называют *степень покрытия неба облаками*, или *общее количество облаков на небе*. Облачность определяется на глаз баллами, выражающими, сколько десятых долей неба покрыто облаками. Так, отметка 0 означает ясное небо, 10 — пасмурное, т. е. все небо покрыто облаками. Отметки в 1, 2, 3 балла и т. д. означают, что 0,1; 0,2; 0,3 и т. д. неба

покрыто облаками. Кроме того, еще отдельно определяют количество нижних облаков. Результат наблюдений записывают в виде дроби, числитель которой показывает общую облачность, знаменатель — только нижнюю.

Облачность имеет суточный и годовой ход. Суточный ход облачности довольно сложный. Он зависит от температуры и влажности воздуха, а также от рода облаков. Туманы и слоистые облака наиболее часто образуются в утренние часы, так как их образованию в это время способствует пониженная температура и повышенная относительная влажность воздуха. Облака же вертикального развития возникают обычно в теплое время года. Наибольшей мощности они достигают в послеполуденные часы, в которые происходит наиболее сильное развитие конвекции. Вследствие этого в теплое время года в суточном ходе облачности заметны два максимума: утренний и более значительный послеполуденный. В холодное время года в суточном ходе облачности имеется один максимум, наблюдающийся в дополуденные часы. Однако от приведенных типов суточного хода облачности могут быть значительные отклонения в зависимости от условий местности.

Годовой ход облачности весьма разнообразен. В большей части Восточной Европы, на Кавказе и в Средней Азии наименьшая облачность бывает летом, в Восточной Сибири — зимой и в самом начале весны. Наибольшая облачность в большей части Европы наблюдается во второй половине осени и зимой, на Кавказе и в Средней Азии — зимой и весной, в Восточной Сибири — летом.

В горах наименьшая облачность в теплое время года бывает утром; к полудню она увеличивается благодаря переносу водяного пара кверху восходящими токами. Зимой, наоборот, наименьшая облачность наблюдается в околополуденные часы. Годовой ход облачности в горах противоположен ходу ее в низинах. Наименьшая облачность в горах бывает зимой, наибольшая — летом.

ГЛАВА IX

ОСАДКИ

73. Типы осадков. Осадки делятся на следующие типы: 1) осадки, образующиеся на поверхности земли, земных предметов или на поверхности растительного покрова за счет водяного пара, осаждающегося на этих поверхностях в жидкой или твердой форме, и 2) осадки, образующиеся в воздухе на той или иной высоте и выпадающие на землю из облаков. К первому типу относятся роса, иней, твердый и жидкий налет, изморозь, гололед; ко второму типу — дождь, снег, крупа, град.

74. Роса и иней. Эти осадки образуются на поверхностях,

охлажденных при ночном излучении. Наиболее благоприятные условия для образования росы и инея создаются в ясные ночи при слабом ветре, когда процесс излучения протекает наиболее интенсивно.

При ночном излучении поверхность земли или растительного покрова охлаждается, и если температура излучающей поверхности понизится до точки росы и ниже, то на ней начинает осаждаться водяной пар. Если конденсация совершается при температуре выше 0° , то на охлажденной поверхности появляются мелкие капли, соединяющиеся затем в более крупные капли росы. Если же конденсация происходит при температуре ниже 0° , то образуется твердый осадок кристаллического строения, называемый *инеем*. Роса и иней не выпадают из воздуха — они образуются непосредственно на охлажденных поверхностях.

При ночном излучении наиболее значительно охлаждается поверхность земли и верхний слой почвы. Ввиду этого в почве создается различная упругость водяного пара, находящегося в почвенном воздухе, которая будет вызывать перемещение его из глубоких теплых слоев, где упругость водяного пара больше, к поверхности земли, у которой благодаря ночному охлаждению упругость пара меньше. Достигая охлажденной поверхности земли, водяной пар будет конденсироваться. Таким образом, при образовании росы и инея выделение осадков на охлажденной поверхности идет не только за счет водяного пара, находящегося в приземном слое воздуха, но и частично за счет водяного пара почвенного воздуха.

Наиболее значительно охлаждается ночью поверхность рыхлой почвы, так как она имеет плохую теплопроводность. Поэтому на рыхлых почвах ночью создаются более благоприятные условия для образования росы и инея. Часто весной и поздней осенью можно видеть, что поверхность рыхлой почвы покрыта инеем, а на поверхности залежи, имеющей повышенную теплопроводность, иней нет, так как в последнем случае расход тепла поверхностью почвы излучением возмещается подтоком тепла из глубоких слоев почвы, и ввиду этого поверхность залежи ночью охлаждается меньше. Такое же явление наблюдается в лиственном лесу ранней весной — до распускания листьев и поздней осенью — после листопада. Во время утренников в лесу подстилка покрывается инеем, а на обнаженной почве иней нет. В этом случае образование инея на подстилке объясняется ее плохой теплопроводностью, благодаря которой подток тепла к поверхности подстилки сильно ослаблен.

При конденсации водяного пара выделяется скрытая теплота парообразования, что ведет к замедлению охлаждения поверхности земли и растений через излучение. Это имеет большое значение для растений, так как во многих случаях замедление охлаждения может или ослабить силу ночного заморозка, или даже его предотвратить.

Благоприятные условия для образования росы и инея создаются в местах с повышенной влажностью и богатой растительностью. Обильное выделение росы на растениях в данном случае объясняется тем, что растения, с одной стороны, испаряя влагу, повышают влажность воздуха, а с другой стороны, при наличии растительности увеличивается лучеиспускательная поверхность по сравнению с обнаженной почвой, что вызывает более значительную потерю тепла через излучение и, следовательно, способствует более сильному охлаждению.

В пониженных местах — котловинах, долинах, сырых лугах и т. д. — роса и иней образуются чаще и они бывают более обильными, чем на повышенных местах. Обильная роса бывает в конце лета, когда в воздухе имеется еще много водяного пара, а ночи удлиняются, и ввиду этого почва значительно охлаждается.

Роса оказывает благоприятное действие на растения. В жаркую, сухую погоду днем часто происходит увядание растений вследствие значительной потери влаги через испарение. Образующаяся ночью роса действует на растения в этом случае оживляющим образом.

Под пологом леса роса образуется реже, чем в открытом месте, так как кроны деревьев задерживают тепло, излучаемое поверхностью лесной почвы. В лесу роса возникает обычно на поверхности крон деревьев, которые ночью значительно охлаждаются, так как с них потеря тепла излучением идет беспрепятственно.

Роса и иней в средних широтах дают обычно очень малые количества осадков. При благоприятных условиях роса за ночь может дать слой воды толщиной в 0,1—0,3 мм. В среднем же за год количество осадков, выпадающих в виде росы, составляет слой воды толщиной около 10—30 мм.

75. Твердый и жидкий налет. *Твердый налет* представляет собой полупрозрачный, беловатого цвета ледяной налет толщиной до 2—3 мм, отлагающийся на наветренных сторонах различных предметов при смене холодной погоды на теплую. Благоприятные условия для образования налета создаются при теплых, влажных ветрах и туманах. После смены умеренно холодной погоды на теплую с влажными ветрами образуется *жидкий налет* на поверхности наземных предметов, имеющих температуру выше 0°.

76. Изморозь. Этот осадок представляет белый, рыхлый, легко осыпающийся кристаллический налет, осаждающийся на вертикальных поверхностях, остриях, углах и других выступающих частях различных предметов, особенно на тонких ветвях, хвое, проводах и т. д.

Образуется изморозь обычно во время тумана, вследствие осаднения и замерзания капелек воды. Очень часто изморозь смешивают с инеем. Однако между этими видами осадков имеется различие. Иней образуется ночью, изморозь же может образоваться в любое время суток. Иней выделяется преимуще-

ственно на горизонтальных поверхностях, охлаждаемых ночью путем излучения наиболее значительно; изморозь же преимущественно образуется на вертикальных наветренных поверхностях.

Слой изморози может быть очень большим, особенно в горах, часто покрываемых облаками.

Очень много изморози осаждается на сухих стеблях травы, остающихся на зиму, на ветвях деревьев, хвое. Наблюдения А. П. Тольского, произведенные в Боровом опытном лесничестве (б. Самарской губ.), показали, что две небольшие сосны 24 и 16 лет высотой в 757 и 372 см собрали в одну зиму — первая 106 кг, вторая 50 кг изморози. По данным Г. Н. Высоцкого, в Мариупольском лесничестве лес конденсирует в среднем за год осадков в виде изморози не менее 35 мм, что составляет 9% от годового количества осадков.

77. Гололед. Этот осадок представляет гладкий, прозрачный слой льда, осаждающийся на поверхности земли, деревьях и других предметах, главным образом на наветренной стороне, при температуре чаще всего от 0 до -5 , -6° . На поверхности снежного покрова гололед создает ледяную корку — ледяной наст.

Гололед образуется при выпадении капель переохлажденного дождя, которые при соприкосновении с поверхностью почвы, деревьями и другими предметами замерзают, образуя на них ледяную кору. Гололед может образоваться также при обыкновенном дожде, в случае выпадения его после продолжительных и сильных морозов. Наконец, гололед может образоваться при морозящих туманах, осаждающихся на охлажденную поверхность.

На деревьях и проводах при гололеде в некоторых случаях осаждается такое большое количество льда, что ветви и сучья, а иногда и стволы деревьев ломаются, провода обрываются. Так, по наблюдениям Н. П. Кобранова, в Мариупольском лесничестве на одном дубе в возрасте 20 лет при гололеде осадилось до 155 кг льда при весе веток 30 кг, а всего дерева 61 кг.

На Европейской части СССР гололед особенно часто образуется на юге Украины и Северном Кавказе.

78. Образование осадков, выпадающих из облаков. Облака состоят из продуктов конденсации водяного пара: мельчайших капелек воды или кристаллов льда, или одновременно из тех и других. Следует отметить, что капельно-жидкое строение облаков может наблюдаться при температурах до -30° и даже ниже. Капельки воды в этом случае будут находиться в переохлажденном состоянии.

Капельки воды и кристаллы льда, из которых состоят облака, очень малы. Скорость падения их весьма незначительна, и она еще более сокращается с уменьшением размера капелек и кристаллов льда.

Выпадение продуктов конденсации водяного пара из облаков возможно только в том случае, если их размеры будут увеличены настолько, что восходящие токи не могут уже их поддерживать

во взвешенном состоянии. В таком случае продукты конденсации, преодолевая сопротивление воздуха, выпадают на землю в виде осадков.

Увеличение размеров мельчайших капелек воды и кристаллов льда может происходить вследствие соединения их, а также в случае конденсации и сублимации на них водяного пара.

Укрупнение капелек воды происходит путем слияния их. Такой процесс укрупнения капель, вызванный слиянием их, называется коагуляцией. Образующиеся после слияния крупные капли приобретают повышенные скорости, и вследствие этого они начинают падать быстрее мелких. При падении крупные капли догоняют мелкие, сливаются с ними и продолжают таким образом укрупняться за счет мелких. Коагуляция может также происходить при молекулярно-тепловых или при быстрых беспорядочных турбулентных движениях, благодаря которым капли приходят в тесное соприкосновение между собой. Некоторое значение при этом могут иметь электрические заряды капелек противоположных знаков, способствующие слиянию капелек. Однако заряды капелек обычно бывают очень малы, а расстояния между капельками — значительны. Ввиду этого электрические заряды не могут оказывать большого влияния на процесс слияния капелек.

Сближение кристаллов льда и снежинок также происходит при помощи молекулярно-тепловых и турбулентных движений. Соединение их осуществляется путем смерзания; снежинки могут соединяться между собой и путем сцепления.

Если в облаках находятся капли разных размеров, то это создает неодинаковые упругости водяного пара над ними. Упругость пара над мелкими каплями больше, чем над крупными, что вызывает перемещение водяного пара от мелких капель к крупным, на которых он затем конденсируется; мелкие же капли будут испаряться. Вследствие этого происходит рост крупных капель за счет мелких.

Если же в облаке имеются ледяные кристаллы и капельки переохлажденной воды, то в этом случае также создается неодинаковая упругость насыщенного пара. Последняя над кристаллами льда меньше, чем над капельками, что вызывает перенос водяного пара от капелек к кристаллам льда, на которых он осаждается и конденсируется. Эта конденсация легче всего происходит на углах кристаллов. В результате ледяные кристаллы постепенно растут, обрастают новыми кристаллами и превращаются в снежинки самых разнообразных шестилучевых форм.

Если ледяные кристаллы находятся в облаке, имеющем переохлажденные капли воды, то при таких условиях они соединяются с большим количеством этих капель. Последние обволакивают кристаллы со всех сторон и замерзают. В результате получают ледяные образования, которые при дальнейшем соединении с переохлажденными каплями постепенно растут. На этих ледяных образованиях происходит и сублимация водяного пара, также

способствующая их росту. Если эти ледяные образования попадают в мощные восходящие токи, в которых имеются сильные турбулентные движения, то они не только задерживаются в облаках, но и совершают в них многократные поднятия и опускания. При таких движениях ледяные образования сливаются с большим количеством переохлажденных капель воды. В результате получают градины, которые в случае долгого пребывания внутри облака могут достигать крупного веса — 0,5 кг и более.

Для выпадения осадков требуется длительное и значительное вертикальное развитие облаков, приводящее к образованию больших по объему облачных масс. Такие условия создаются только в смешанных облаках, т. е. в облаках, в которых имеются одновременно ледяные кристаллы и мельчайшие переохлажденные капли воды разной величины. В этом случае на кристаллах льда происходит сублимация водяного пара, притекающего со стороны капель, так как упругость насыщенного пара над кристаллами льда меньше, чем над каплями воды. В результате кристаллы льда быстро растут и превращаются в снежинки, которые, достигая больших размеров, выпадают на поверхность земли в виде снега. В теплое время года снежинки растаивают и превращаются в капли еще в нижнем слое облака; в этом случае они выпадают на землю в виде дождя.

Облака, состоящие только из капель воды или только из кристаллов льда, осадков в наших условиях обычно не дают или дают только слабые осадки. Причина та, что в большинстве случаев вертикальная мощность чисто водяных и чисто ледяных облаков бывает недостаточной для увеличения размеров капель. Однако в тропических широтах, где некоторые роды капельных облаков, например кучевые, могут быть очень плотными и высокими, осадки в виде сильных дождей могут иногда выпадать и из этих облаков.

Осадки, выпадающие из облаков, делятся на три типа: обложные, ливневые и морозящие. Обложные осадки выпадают из сплошного облачного покрова, образуемого слоисто-дождевыми (Ns) облаками. Из этих облаков осадки выпадают в виде капель средней величины или в виде снежинок. Ливневые осадки выпадают из кучево-дождевых облаков (Cb). Эти осадки характеризуются большой интенсивностью. Они дают много воды в короткое время. В теплое время года ливневые осадки выпадают в виде крупных капель, зимой — в виде крупных хлопьев снега.

Морозящие осадки обычно выпадают из слоистых облаков (St) или слоисто-кучевых* (Sc) в виде мороси, т. е. в виде очень мелких капель воды или в виде очень мелких снежных крупинок.

79. Снег, крупа, град. Снег получается из снежинок путем смерзания или механического сцепления большого количества их в одну сплошную снежную массу в виде хлопьев. Чем выше температура воздуха, тем размеры хлопьев крупнее. На равнинах в тихую погоду и при температуре, близкой к 0°, они могут дости-

гать 8—10 и даже 12 см в длину. При низких температурах и сухом воздухе очень часто выпадают только снежинки в виде отдельных шестилучевых звездочек. В горах на высоте более 1500 м выпадение таких снежинок представляет обычное явление. Попадая во время снегопада на землю, снежинки и хлопья образуют сплошную массу снега в виде снежного покрова.

Крупя образуется при следующих условиях. В облаках смешанного строения при достаточно низких температурах происходит встреча снежинок и переохлажденных капель воды. При ударах о поверхность снежинок капли замерзают и образуют на снежинках большое количество зерен. Это явление называется обзрением снежинок.

Иногда процесс обзрения снежинок протекает настолько сильно, что получаются сферической формы зерна диаметром от 2 до 5 мм.

Такие сильно обзренные снежинки и называют крупной. Она выпадает чаще всего поздней осенью или ранней весной при сильном, порывистом ветре и при температуре, близкой к 0°. Выпадение крупы обычно бывает кратковременным. Иногда выпадают зерна крупы диаметром до 12 и даже до 15 мм.

Град является продуктом конденсации водяного пара в грозовых облаках. Поэтому он выпадает особенно часто при грозах.

Обычно перед градом идет крупнокапельный дождь, но иногда выпадает только один град, называемый в данном случае сухим градом. Выпадает град повсеместно, но за полярным кругом он образуется в виде редких исключений. Обычно град выпадает в теплое время года в послеполуденные часы, когда восходящие токи развиваются наиболее значительно. В СССР частые случаи выпадения града наблюдаются на Кавказе, в окрестностях Шуши и Кисловодска. В тундре, на берегах Балтийского моря, а также в Средней Азии град образуется очень редко. В среднем за год в Европейской части СССР бывает 2 дня с выпадением града.

Град обычно проходит узкой полосой шириной в 10—20 км. В лесных районах он выпадает реже. Имеются наблюдения, показывающие, что леса не способствуют образованию грозовых облаков, из которых выпадает град; вырубка лесов влечет учащение градобитий.

Град причиняет огромный вред растениям. Под влиянием сильных ударов градин листья и стебли растений, а также плоды получают значительные повреждения. У деревьев и кустарников удары градин вызывают поранения, ослабляющие растения. Наибольший вред сельскохозяйственным растениям град причиняет в период цветения и созревания. Менее опасен град в первый период роста и развития растений, так как они в этом случае могут еще оправиться и восстановить поврежденные органы.

Против градобитий применялись различные меры. В прошлом столетии в Западной Европе для борьбы с градом использовались

способе мортиры, из которых производился обстрел грозowych облаков. Это мероприятие оказалось безуспешным и было прекращено. В текущем столетии делались попытки бороться с градом при помощи специальных градоотводоv, устроенных по типу молниеотводоv. Но и этот способ борьбы с градом не дал положительных результатов.

80. Выпадение дождя. Капельки воды, входящие в облака, вследствие роста могут достигать, наконец, таких размеров, при которых они не будут поддерживаться в воздухе, и выпадают на землю в виде дождя. Рост капелек, однако, может доходить только до определенных размеров. Опыты показывают, что дождевые капли не могут быть больше 6—7 мм в диаметре. Капли с более значительным диаметром быстро разбрызгиваются. Скорость падения капель зависит от их размера. Крупные капли падают со скоростью до 5—7 и даже 8 м в секунду. Последняя скорость является предельной для капель крупного размера; выпадение же капель дождя может начинаться при диаметре их около 0,1 мм.

Если капли дождя при падении из облака будут проходить слой, имеющие пониженную влажность, то они могут испаряться и не достигать поверхности земли.

Дождевые капли часто содержат примеси различных веществ: аммиак, окислы азота, нитраты и нитриты (соли азотной и азотистой кислот), сульфаты и сульфиты (соли серной и сернистой кислот), хлориды, углекислые соли и др. Эти растворенные вещества вместе с осадками выпадают на поверхность земли. Их поступает много — до 12 т на 1 км² за год. В дождевых каплях иногда содержатся и нерастворимые вещества: частицы песка, лесса, пыль, бактерии и пр. Некоторые вещества могут окрашивать капли дождя в различные цвета: черный, желтый, оранжевый, красный и др.

Во время сильной грозы 17 июля 1940 г. над дер. Мещерой, Ивановского района, Горьковской области, падали с неба серебряные монеты — копейки XVI—XVII веков. Повидимому, они ранее находились в земле в виде клада. Водой верхний слой земли был размыв, и клад обнажился, а затем сильным ветром легкие серебряные пластинки были увлечены вверх, откуда они потом и падали.

81. Ливни. Осадки, дающие много воды в короткое время, называются ливнями. Ливень характеризуется двумя элементами: продолжительностью и интенсивностью. Под интенсивностью ливня подразумевают количество воды, выпавшее в течение 1 минуты. Для Европейской части СССР, по Э. Ю. Бергу, принимают следующие максимальные интенсивности ливневых осадков:

Продолжительность (мин.)	5	15	30	60	120
Максимальная интенсивность (мм/мин)	3,5	2,0	1,5	1,0	0,66

Приведенные данные показывают, что с увеличением продолжительности ливня интенсивность его убывает.

Интенсивность ливней может быть весьма значительной. Ниже приведены некоторые случаи весьма сильных ливней.

Пункты	Дата	Интенсивность (мм)
Тульская губ.	4 июля 1906 г.	3,12
Тамбовская губ.	1 июля 1907 г.	3,5
г. Курск	12 августа 1931 г.	4,56
Полтавская губ.	15 апреля 1890 г.	5,6
г. Арджеш (Румыния)	7 июля 1889 г.	10,2

На Гавайских островах была однажды отмечена интенсивность ливня в 21,5 мм/мин.

На Филиппинских островах 14—15 июля 1911 г. выпал дождь, который дал за сутки 1168 мм осадков.

Измерение интенсивности ливней имеет большое практическое значение. Данные о ливнях необходимы для расчета диаметров водопускных труб и мостовых отверстий, а также при устройстве плотин, закреплении оврагов и т. д.

82. Снежный покров. Осадки зимой выпадают преимущественно в виде снега. Под влиянием снегопадов в зимнее время в умеренных и высоких широтах устанавливается устойчивый снежный покров той или иной мощности. Этот покров играет большую роль в тепловом балансе и в режиме влаги почвы и воздуха.

Снежный покров обладает плохой теплопроводностью, особенно в рыхлом состоянии. Ввиду этого в зимнее время тела, покрытые снегом, могут удерживать собственное тепло. Теплопроводность свежевыпавшего снега 0,0003 кал/см сек град; с возрастанием плотности снега она увеличивается. Особенно значительно повышает теплопроводность снега вода; теплопроводность мокрого снега 0,0008 кал/см сек град. Ввиду плохой теплопроводности снежный покров в холодное время года защищает почву от глубокого промерзания, а растения, находящиеся под снегом, — от вымерзания. Насколько значительна роль снежного покрова в защите почвы от глубокого промерзания, видно из следующих данных, полученных в Воронеже. В 1933 г. в январе при толщине снежного покрова в 12 см при температуре воздуха в $-30,2^{\circ}$ на поверхности почвы наблюдалась минимальная температура $-14,5^{\circ}$, в почве на глубине 10 см $-9,0^{\circ}$ и на глубине 20 см $-5,9^{\circ}$.

Снег обладает большой отражательной способностью. Если почва отражает около 20—30% падающей на ее поверхность солнечной энергии, то свежевыпавший снег отражает 70—90%, лежалый — 30—50%. Значительна также и лучеиспускающая способность снега. Так как расход тепла на излучение идет в данном случае за счет тепла самого снега и прилегающих к нему слоев воздуха, то при образовании снежного покрова температура воздуха понижается, особенно в ясную погоду.

Это понижение температуры усиливается еще и тем, что благодаря снегу, имеющему плохую теплопроводность, задерживается проникновение тепла из почвы в воздух. Весною таящий снег задерживает нагревание почвы и воздуха, но после схода снега температура почвы и воздуха начинает быстро повышаться.

Некоторое количество солнечной радиации может проникать внутрь снежного покрова. Однако это количество будет невелико благодаря большой отражательной способности снега. Так, по наблюдениям Н. Н. Калитина, на глубину 5 см проходит около 8%, а на глубину 40 см только около 0,5% всей пришедшей на поверхность снега радиации.

Снежный покров увеличивает освещенность, особенно в утренние и вечерние часы, когда высота солнца над горизонтом бывает небольшой.

Снежный покров, наконец, весною при таянии дает много воды, значительная часть которой проникает в почву. Благодаря этому в почве создаются запасы воды, необходимые для роста и развития растений. Часть талой воды стекает с поверхности почвы в ручьи и реки, вызывая весенние разливы их.

В Европейской части СССР сток обычно начинается на 4—5 дней позже начала сильного таяния, так как первые запасы талой воды идут на насыщение снега водой.

Сток талых вод зависит от структуры почвы и температуры ее. Талая вода легче проникает в почву, имеющую комковатую структуру, и проникает с трудом в бесструктурную пылеватую почву. Поэтому сток талой воды с поверхности структурной почвы будет меньше, чем с поверхности бесструктурной почвы. Структурная почва, уменьшая сток, создает более значительный запас почвенной влаги за счет талых вод, чем бесструктурная почва.

Если почва во время таяния снега оказывается мерзлой, то значительная часть талых вод стечет в ручьи и реки. Если же почва к началу снеготаяния оттаивает на всю глубину, то талая вода легко проникает в такую почву. Особенно много попадает воды в талую почву при медленном таянии снега. Поэтому интенсивность весенних половодий повышается, если в период таяния снега почва будет промерзшей. Половодья рек бывают особенно значительные после многоснежных зим и при интенсивном таянии снега весной.

Мерзлая почва, значительная толщина снежного покрова и повышенная плотность его, а также интенсивное таяние снега весною являются в некоторые годы основной причиной высоких весенних разливов рек.

Кроме толщины снежного покрова, на тепловой и водный режим почвы и воздуха оказывает влияние и плотность снега. Плотность снега есть отношение массы снега к его объему. Плотность свежевыпавшего снега мала — около 0,1 г/см³. Если снег выпадает при повышенной температуре, плотность его больше, чем при низкой.

Плотность снега в течение зимы увеличивается под влиянием его собственного веса, оттепелей, ветров и метелей примерно на 10% за месяц. К началу весеннего снеготаяния (в марте) она возрастает до 0,30—0,35 г/см³, а в некоторых случаях и выше.

Наращение толщины снежного покрова зимой идет не только за счет снегопадов, но и частично за счет инея и изморози, осаждающихся на его поверхности.

Распределение снежного покрова в сильной степени зависит от местных условий. При ветрах он сдувается в открытых местах и отлагается в виде сугробов около препятствий, опушек, а также в пониженных местах: ложбинах, оврагах, котловинах. Перенос снега может совершаться уже при скорости ветра 4 м в секунду, а в некоторых случаях и при меньшей скорости. Основная масса снега при ветрах переносится на высоте до 10 см над поверхностью снега. Выше 10 см количество переносимого снега резко уменьшается. Наименьшая мощность снежного покрова создается на наветренных склонах возвышенностей. Наоборот, на подветренных склонах, а также в ложбинах, оврагах и долинах высота снежного покрова бывает значительной.

Таяние снега под непосредственным действием солнечной радиации протекает в незначительной степени, так как снег имеет большую отражательную способность. Значительную роль в процессе снеготаяния играет тепло, приносимое воздушными массами и отдаваемое снегу прилегающим к нему слоем воздуха. Ввиду этого температура нижнего слоя воздуха при таянии снега понижается, вверх же она возрастает. Таким образом, при таянии снега возникает инверсия температуры, называемая снежной или весенней инверсией. По исследованиям Н. Д. Антонова, общая средняя продолжительность снеготаяния достигает в северной полосе Европейской части СССР 18—20 дней, в средней — 12—18 дней и в южной (степной) — 10—12 дней.

Снежный покров в холодное время года образуется в высоких и умеренных широтах каждый год. Случаи же выпадения снега, но без образования устойчивого снежного покрова наблюдаются зимой и в южных широтах. Так, снег регулярно выпадает в Южной Европе; в некоторые годы он выпадает на северном берегу Африки, в Палестине, Ираке и иногда в Южном Китае. В 1906 г. снегопад был в Сахаре под 30° с. ш.

В СССР снег выпадает на всей его территории. На берегах Черного и Азовского морей, а также в Крыму снежный покров характеризуется большой неустойчивостью. Кратковременный покров образуется и в южной части Средней Азии; на Южном берегу Крыма, на Черноморском побережье Кавказа и в Закавказье постоянный снежный покров отсутствует.

83. Суточный и годовой ход осадков. *Суточный ход* осадков весьма разнообразен и еще не вполне выяснен. Он в сильной степени зависит от местных условий. Все же можно различать два типа суточного хода осадков: *материковый* и *морской*. В средних

широтах, в условиях материкового климата, максимум осадков наступает днем — в послеполуденные часы, когда наиболее интенсивно развиваются восходящие токи, способствующие конденсации водяного пара; минимум осадков падает на ночные часы — около полуночи. Кроме них, отмечаются еще второстепенные максимум и минимум. Второй максимум наступает рано утром, а второй минимум — в дополуночные часы. В морском типе максимум осадков наступает ночью и к утру, благодаря охлаждению влажного воздуха путем излучения; минимум падает на послеполуденные часы.

В годовом ходе осадков различают несколько типов. В экваториальной зоне (от 10° с. ш. до 10° ю. ш.) годовая ход осадков местами аналогичен годовому ходу температуры воздуха, т. е. он имеет два максимума и два минимума. Максимумы наблюдаются после весеннего и осеннего равноденствий (конец марта и конец сентября), когда солнце в экваториальной зоне в полдень достигает наибольшей высоты — зенита; минимумы же приходится на время после летнего и зимнего солнцестояний (конец июня и конец декабря), когда солнце на экваторе находится в полдень на наименьшей высоте.

В соответствии с этим наибольшие количества осадков в экваториальной зоне (зенитные дожди) приходится на апрель и ноябрь, наименьшие — на июль и январь.

В тропических широтах имеется один дождливый период, длящийся в течение четырех летних месяцев, когда солнце в тропической зоне находится на наибольшей высоте; в течение же остальных месяцев в тропической зоне имеет место сухой период. Такое распределение осадков вызывается тем, что в эти широты в летние месяцы проникает влажный воздух из экваториальной зоны, а в остальные месяцы — сухой воздух из пустынь.

В субтропических широтах — от 20 до 30° по обе стороны от экватора — осадков выпадает очень мало, особенно в летние месяцы. В этих широтах располагаются пустыни.

В умеренных и высоких широтах над океанами максимум осадков наблюдается зимой, а на западных берегах — в большинстве случаев осенью. Внутри материков наибольшее количество осадков выпадает летом, наименьшее — зимой; эти летние осадки на материках образуются при вхождении морского относительно холодного воздуха, который, подтекая под более теплый местный континентальный воздух, вытесняет его вверх, что и является причиной конденсации водяного пара с образованием облаков и осадков. Последние на материках в умеренных широтах создаются за счет влаги, находящейся в местном континентальном воздухе. Так как в летние месяцы в континентальном воздухе содержится наибольшее количество водяного пара, то это и приводит к выпадению наибольших количеств осадков. Их усилению способствует еще и конвекция, играющая большую роль в летние месяцы. На восточных берегах материков в умеренных

широтах наибольшие количества осадков приходятся также на летние месяцы.

В обширной области, прилегающей к берегам Средиземного моря, а также в районах к востоку от него — Иране, Ираке и Средней Азии — преобладают осадки в холодное время года, лето же здесь сухое.

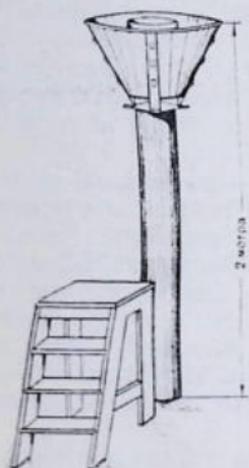


Рис. 69. Дождемер.

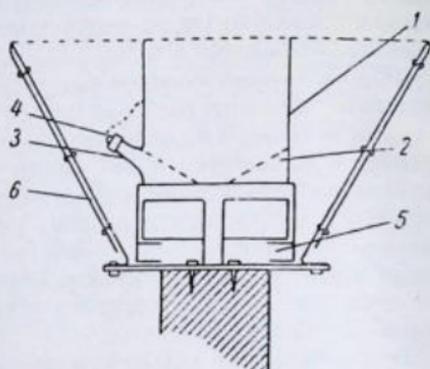


Рис. 70. Дождемерное ведро с защитой.

84. Методы измерения количества осадков. Количество осадков измеряется толщиной слоя воды, который образовался бы на ровной поверхности при условии, если бы вода не стекла с нее, не просачивалась в почву и не испарялась. Толщину этого слоя выражают в миллиметрах.

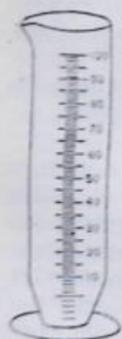


Рис. 71. Измерительный стакан.

Для определения количества осадков служит особый прибор, называемый *дождемером* (рис. 69). Он представляет собой ведро 1 (рис. 70), верхнее отверстие которого равно 500 см^2 . Внутри ведра, в 18 см от дна, впаяна воронкообразная перегородка с отверстиями 2, через которые жидкие осадки стекают в нижнюю часть ведра. Эта перегородка защищает осадки, попавшие в дождемер, от испарения. Сбоку дождемера имеется носок 3, через который дождевая или талая вода, получающаяся после растопления снега в теплой комнате, выливается в *измерительный стакан* (рис. 71). Ведро устанавливается в особом тагане 5 на столбе так, чтобы верхний край его находился на высоте 2 м от поверхности земли.

К столбу прикрепляется еще воронкообразная защита 6, которая окружает ведро. Верхний край защиты находится на одном уровне с краями ведра. Защита предохраняет осадки, попавшие в ведро, от выдувания. В. Д. Третьяковым был сконструирован новый прибор для измерения осадков, названный

им осадкомером. Последний состоит из ведра с приемной поверхностью в 200 см^2 и защиты, сделанной из планок (рис. 72). В таком осадкомере выдувание осадков значительно уменьшается. В настоящее время осадкомер принят на всей метеорологической сети Советского Союза.

Для автоматической записи количества выпадающих осадков в виде дождя применяется прибор, называемый *плювиографом* (рис. 73). Записывающая часть этого прибора помещена в высоком металлическом круглом шкафу, верхняя часть которого представляет обыкновенное дождемерное ведро. Дождевая вода

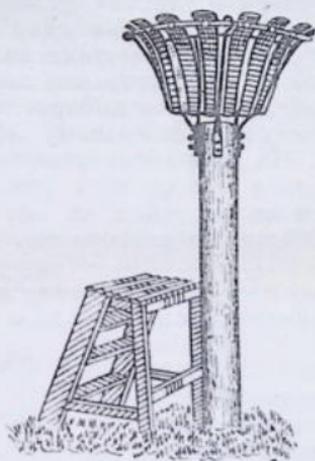


Рис. 72. Осадкомер.

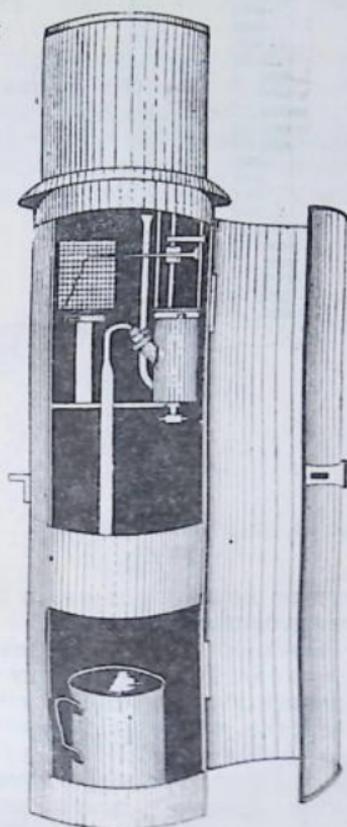


Рис. 73. Плювиограф.

стекает из ведра по трубке в цилиндр, помещенный внутри шкафа. В этом цилиндре находится поплавок со стержнем. Дождевая вода, попадая в цилиндр, поднимает поплавок, движения которого передаются прикрепленной к стержню стрелке с пером. Перо чертит на ленте, накрученной на барабан, кривую осадков. Когда перо доходит до верхнего края ленты, вода сразу переливается из цилиндра через сифон в ведро, помещенное на дне шкафа. Стрелка с пером опускается вниз, и запись осадков производится снова.

Высота снежного покрова определяется по рейкам постоянным и переносным (рис. 74 и 75). Постоянная рейка представляет

деревянный брусок длиной около 180 см, шириной в 6 см и толщиной в 2 см. Переносная рейка также делается в виде бруска

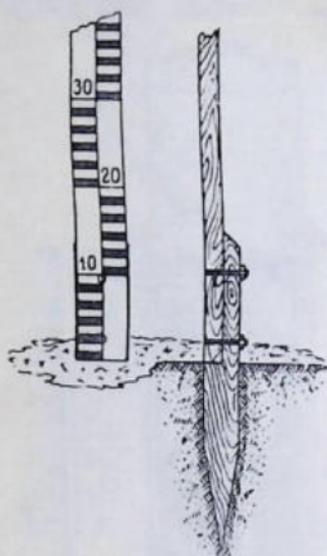


Рис. 74. Постоянная снегомерная рейка.

длиной в 180 см, шириной в 4 см и толщиной в 2 см. Нижний конец переносной рейки заострен и обит железом. На рейке нанесены сантиметровые деления. Счет делений начинается снизу.

Наблюдения над толщиной снежного покрова обычно производятся на двух участках: защищенном и открытом. Постоянные рейки на этих участках устанавливаются с осени, до образования снежного покрова. Защищенный участок выбирается в таком месте, где снег ложится ровным слоем и где нет условий для сдувания его и накопления в виде сугробов. Такими местами являются поляны в саду, парке или лесу. Открытый же участок выбирается в месте, доступном свободному действию ветра. На выбранных участках (защищенном и открытом) устанавливаются по три рейки, на расстоянии

друг от друга примерно в 10 м. Обычно их располагают в виде треугольника.

Плотность снега определяется по *походному весовому плотномеру* (рис. 76). Он состоит из цилиндра 1 высотой около 60 см, с площадью поперечного сечения в 50 см². На одно отверстие цилиндра насажено кольцо 2 с заостренным краем, другое закрывается крышкой 3. Сбоку цилиндра нанесены сантиметровые деления, причем деления начинаются с нижнего заостренного края кольца. Вдоль цилиндра перемещается кольцо с дужкой 4, за которую цилиндр подвешивается к крючку 5 весов-безмена 6. Линейка этого безмена имеет деления. Каждое деление соответствует грузу в 5 г. Вдоль линейки перемещается движок 7. При установке указателя движка на нулевое деление линейки пустой цилиндр, подвешенный на крючок, уравнивает весы.

Определение плотности снега производят следующим образом. Погружают цилиндр в снег до поверхности земли тем концом, который имеет кольцо с заостренным краем, и отсчитывают по шкале толщину снежного покрова. Затем при помощи особой лопаточки очищают от снега один бок цилиндра, подводят лопаточку под



Рис. 75. Переносная снегомерная рейка (нижний конец).

цилиндр, поднимают его, не отнимая лопаточки, вместе со взятой пробой снега и опрокидывают крышкой книзу. Очистив цилиндр от прилипшего к нему снега, подвешивают его за дужку на крючок весов и определяют вес пробы снега. Зная взятый объем снега и вес его, вычисляют плотность снега.

Запас воды в снеге определяется толщиной слоя воды в миллиметрах, который получается при таянии снега. Его находят следующим образом. Вес взятой пробы снега одновременно есть и вес воды во взятой пробе в граммах и в то же время этот вес пробы есть и объем воды в нем в кубических сантиметрах, так как вес 1 см^3 воды равен 1 г . Если теперь разделить объем воды, за-

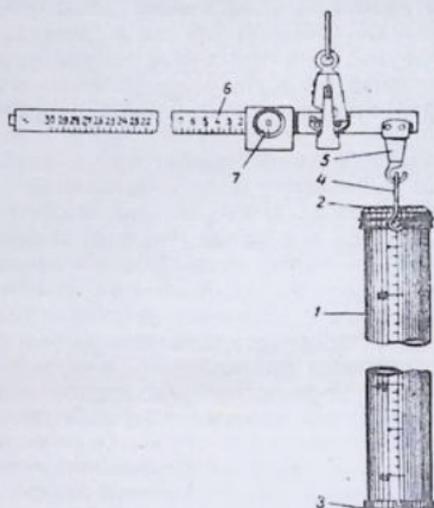


Рис. 76. Весовой плотномер.

ключенной в пробе снега, на поперечное сечение цилиндра 50 см^2 , то можно получить высоту слоя воды, которая образуется при таянии снега.

Если число делений линейки безмена при взвешивании пробы снега было n , а одно деление соответствует 5 г , то вес взятой пробы снега и, следовательно, вес воды в ней равен $5n$. Объем воды во взятой пробе также равен $5n$, так как 1 см^3 воды весит 1 г . Если теперь разделить этот объем воды на величину площади сечения цилиндра (50 см^2) и умножить частное на 10 , то можно получить запас воды в снеге в миллиметрах, т. е.

$$\frac{5n \cdot 10}{50} = n.$$

Таким образом, запас воды в снеге в миллиметрах равен числу делений линейки безмена.

деревянный брусок длиной около 180 см, шириной в 6 см и толщиной в 2 см. Переносная рейка также делается в виде бруска

длиной в 180 см, шириной в 4 см и толщиной в 2 см. Нижний конец переносной рейки заострен и обит железом. На рейке нанесены сантиметровые деления. Счет делений начинается снизу.

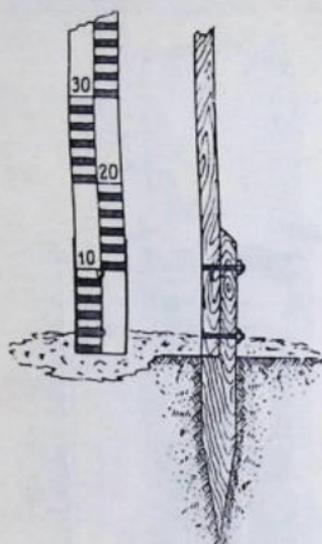


Рис. 74. Постоянная снегомерная рейка.

Наблюдения над толщиной снежного покрова обычно производятся на двух участках: защищенном и открытом. Постоянные рейки на этих участках устанавливаются с осени, до образования снежного покрова. Защищенный участок выбирается в таком месте, где снег ложится ровным слоем и где нет условий для сдувания его и накопления в виде сугробов. Такими местами являются поляны в саду, парке или лесу. Открытый же участок выбирается в месте, доступном свободному действию ветра. На выбранных участках (защищенном и открытом) устанавливаются по три рейки, на расстоянии

друг от друга примерно в 10 м. Обычно их располагают в виде треугольника.

Плотность снега определяется по *походному весовому плотномеру* (рис. 76). Он состоит из цилиндра 1 высотой около 60 см, с площадью поперечного сечения в 50 см². На одно отверстие цилиндра насажено кольцо 2 с заостренным зубчатым краем, другое закрывается крышкой 3. Сбоку цилиндра нанесены сантиметровые деления, причем деления начинаются с нижнего заостренного края кольца. Вдоль цилиндра перемещается кольцо с дужкой 4, за которую цилиндр подвешивается к крючку 5 весов-безмена 6. Линейка этого безмена имеет деления. Каждое деление соответствует грузу в 5 г. Вдоль линейки перемещается движок 7. При установке указателя движка на нулевое деление линейки пустой цилиндр, подвешенный на крючок, уравнивает весы.

Определение плотности снега производят следующим образом. Погружают цилиндр в снег до поверхности земли тем концом, который имеет кольцо с заостренным краем, и отсчитывают по шкале толщину снежного покрова. Затем при помощи особой лопаточки очищают от снега один бок цилиндра, подводят лопаточку под



Рис. 75. Переносная снегомерная рейка (нижний конец).

цилиндр, поднимают его, не отнимая лопаточки, вместе со взятой пробой снега и опрокидывают крышкой книзу. Очистив цилиндр от прилипшего к нему снега, подвешивают его за дужку на крючок весов и определяют вес пробы снега. Зная взятый объем снега и вес его, вычисляют плотность снега.

Запас воды в снеге определяется толщиной слоя воды в миллиметрах, который получается при таянии снега. Его находят следующим образом. Вес взятой пробы снега одновременно есть и вес воды во взятой пробе в граммах и в то же время этот вес пробы есть и объем воды в нем в кубических сантиметрах, так как вес 1 см^3 воды равен 1 г. Если теперь разделить объем воды, за-

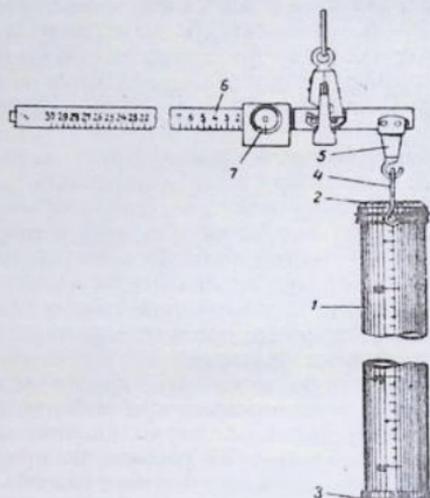


Рис. 76. Весовой плотномер.

ключенной в пробе снега, на поперечное сечение цилиндра 50 см^2 , то можно получить высоту слоя воды, которая образуется при таянии снега.

Если число делений линейки безмена при взвешивании пробы снега было n , а одно деление соответствует 5 г, то вес взятой пробы снега и, следовательно, вес воды в ней равен $5n$. Объем воды во взятой пробе также равен $5n$, так как 1 см^3 воды весит 1 г. Если теперь разделить этот объем воды на величину площади сечения цилиндра (50 см^2) и умножить частное на 10, то можно получить запас воды в снеге в миллиметрах, т. е.

$$\frac{5n \cdot 10}{50} = n.$$

Таким образом, запас воды в снеге в миллиметрах равен числу делений линейки безмена.

Запас воды в снеге может быть также рассчитан по формуле

$$P = hd \cdot 10 \text{ мм},$$

где P — запас воды в снеге в миллиметрах, h — высота снежного покрова в сантиметрах, d — плотность снега. Так, например, при высоте снежного покрова в 30 см и при плотности снега в $0,25 \text{ г/см}^3$, запас воды в снеге составит

$$P = 30 \cdot 0,25 \cdot 10 = 75 \text{ мм}.$$

Для получения данных о запасе воды на большом участке прибегают к снегомерным съемкам. Такие съемки производят в определенные сроки на участке, характерном для данного района. Определение толщины и плотности снежного покрова производят на этом участке обычно по трем линиям, составляющим равносторонний треугольник при длине сторон не менее 1 км, причем толщина снежного покрова определяется при помощи переносной рейки через каждые 10 м по ходу, а плотность — через каждые 100 м.

85. Вода в почве. Вода в почве имеет огромное значение в жизни растений. Благодаря воде в организме растений осуществляются все жизненные процессы. Она необходима растениям в течение всего периода вегетации. За этот период растения потребляют огромное количество воды. Без достаточного количества влаги в почве жизнедеятельность растений не может быть активной, а без влаги в почве жизнь растений была бы вообще невозможной. Сельскохозяйственные растения при недостаточном снабжении их водой понижают урожай.

Однако для растений может быть вреден и избыток влаги в почве. Так, у некоторых деревьев при избытке воды могут загнивать и отмирать вертикальные корни. Осушка почвы в данном случае благоприятно действует на увеличение прироста деревьев. Загнивание корней вызывается нарушением газообмена почвенного воздуха с надземным, приводящим к образованию в почве недостатка кислорода и избытка углекислоты, что нарушает деятельность корней и микроорганизмов, населяющих почву. В почве при недостатке кислорода прекращаются окислительные процессы и могут образоваться вещества, весьма ядовитые для корней растений.

Наилучшее развитие растений происходит в том случае, если корни их снабжаются одновременно и воздухом, и достаточным количеством доступной для них воды. Только при благоприятном сочетании в почве запасов воды и воздуха растения могут нормально расти и развиваться. Такие условия создаются только при мелкокомковатой структуре почвы. При такой структуре в почве одновременно присутствуют в достаточном количестве и воздух и вода.

Осадки, выпадающие на поверхность земли, не все поступают в почву и используются растениями. Часть их стекает с поверхности земли, часть задерживается растительным покровом и затем испаряется с его поверхности. Поэтому водные запасы в почве

создаются той частью осадков, которая проникает в почву и удерживается ею.

Количество осадков, проникающее в почву, зависит от ее водопроницаемости, т. е. от способности почвы пропускать воду. Чем меньше водопроницаемость почвы, тем меньше воды она поглощает и тем больше будет потеря воды почвой через сток и ее поверхности.

Водопроницаемость зависит от механического состава почвы, от размера почвенных частиц, от структуры почвы и т. д. Песчаные почвы быстро поглощают осадки. Вода почти не стекает с поверхности песка, и, попадая в песок, она стремится опуститься в более глубокие слои. Глинистые же почвы малопроницаемы для воды. Если почва имеет комковатую структуру, то, по данным В. Р. Вильямса, в такую почву проникают все осадки в виде дождя или в виде талой воды, где они создают прочные запасы почвенной влаги. Бесструктурные же почвы, состоящие из пылеватых, не связанных между собой частиц, наоборот, мало пропускают воды, и последняя с поверхности почвы в значительной мере стекает и испаряется. В такой почве запасы почвенной влаги обычно бывают непрочными. По данным В. Р. Вильямса, в бесструктурную почву проникает не более 30% осадков в виде дождя, остальные же 70% стекают.

Способность почвы вмещать и удерживать в себе то или иное количество воды называется *влажностью почвы*. Она в сильной степени зависит от механического состава почвы и содержания гумуса. Глинистые почвы по сравнению с песчаными имеют высокую влагоемкость, и поэтому они задерживают большое количество воды. Содержание гумуса в почве также значительно повышает ее влагоемкость.

При полном заполнении водой всех промежутков и пор — некапиллярных и капиллярных — почва достигает наибольшей или полной влагоемкости. Если же водой заполнены только капиллярные поры, а крупные некапиллярные промежутки заполнены воздухом, почва имеет капиллярную влагоемкость. Наиболее благоприятные условия для растений создаются при таком содержании влаги в почве, когда все мелкие поры в почве заполнены водой, а более крупные — воздухом. Такое содержание воды в почве соответствует примерно 50—70% от полной влагоемкости почвы.

Количество воды, проникающей в почву, зависит от запаса влаги в ней до выпадения осадков. Почва, имеющая более значительный запас влаги, поглощает меньше осадков по сравнению с почвой, имеющей меньший запас воды. Количество осадков, поглощаемое почвой зависит также от характера их выпадения. Почва в большей степени поглощает осадки, выпадающие при продолжительных дождях; при ливнях же значительная часть осадков не успевает проникать в почву и стекает.

Растительный покров задерживает осадки. С поверхности смоченных стеблей и листьев вода испаряется и, следовательно, не

используется почвой и растениями. Степень задержания осадков растениями зависит от характера растительного покрова, от его тустоты и т. д. Особенно значительно задерживает осадки лес.

Водный режим почвы давно привлекал внимание исследователей. Впервые у нас его стали изучать В. В. Докучаев, П. А. Костычев, А. А. Измаильский, П. С. Коссович, а затем А. Ф. Лебедев, Г. Н. Высоцкий, В. Р. Вильямс и др. В настоящее время изучением водного режима почвы успешно занимаются Н. А. Качинский, А. А. Роде, С. И. Долгов, С. А. Вериго и др.

Вода в почве находится под влиянием ряда сил. Эти силы удерживают воду в почве различно. Одни из них удерживают воду в почве так прочно, что она делается недоступной для растений. Другие же силы удерживают воду менее прочно, и она благодаря этому усваивается растениями.

Вода в почве находится в разных формах. Различают следующие формы почвенной воды: *парообразную*, *связанную* и *свободную*. Вода в почве может находиться и в твердом состоянии — в виде льда.

Парообразная вода находится в почвенном воздухе, заполняющем поры и пустоты почвы, не занятые водой. Поступает она в почвенный воздух при испарении влаги, находящейся в почве. Парообразная вода в почве обладает большой подвижностью. Она перемещается в почве из слоев более нагретых, где упругость пара больше, в слои с пониженной температурой, где упругость его меньше. При охлаждении почвы и находящегося в ней воздуха до точки росы и ниже водяной пар в почве может конденсироваться. Образуюсь путем испарения воды в одних слоях почвы и конденсируясь при благоприятных условиях в других слоях, парообразная вода, таким образом, играет большую роль в перераспределении влаги в почве. Непосредственного участия в снабжении растений влагой парообразная вода не принимает.

Почва обладает способностью поглощать и удерживать на поверхности почвенных частиц парообразную влагу. Эту способность почвы называют гигроскопичностью, а влагу, которую почва поглощает из воздуха, называют гигроскопической. Молекулы воды в данном случае удерживаются на поверхности почвенных частиц с весьма значительными силами.

Содержание гигроскопической воды в почве возрастает с увеличением относительной влажности воздуха вплоть до полного насыщения почвенного воздуха водяным паром. В последнем случае на поверхности почвенных частиц образуется наибольшее количество гигроскопической воды. При таких условиях почва достигает состояния максимальной гигроскопичности. Если почвенный воздух не насыщен паром, гигроскопическая вода частично превращается в пар, который поступает в воздух. Количество гигроскопической влаги зависит также от размеров почвенных частиц. Чем размеры последних меньше, тем больше будет их суммарная поверхность и тем, следовательно, больше будет погло-

щаться почвой гигроскопической влаги из воздуха. Для растений гигроскопическая влага недоступна, так как благодаря значительным силам, удерживающим гигроскопическую влагу на поверхности почвенных частиц, корни растений не в состоянии оторвать ее от этих частиц.

Связанная вода, находящаяся в почве, образуется при взаимодействии сухой почвы с жидкой водой. Она создает вокруг почвенных частиц оболочки воды и удерживается на частицах силами притяжения. Однако эти силы прочно связывают только внутренние слои воды, наиболее близко расположенные к поверхности почвенной частицы. Они быстро уменьшаются по мере возрастания толщины оболочки, благодаря чему внешние слои воды, наиболее удаленные от поверхности почвенной частицы, удерживаются уже незначительными силами. Поэтому внутренние слои оболочки называют прочносвязанной водой, а влагу внешних слоев называют рыхлосвязанной, или пленочной.

Прочносвязанная вода не обладает способностью растворять соли, сахар и другие растворимые в воде вещества. Она не замерзает при температурах вплоть до -78° ; имеет повышенную плотность. При взаимодействии прочносвязанной воды с твердой частью сухой почвы выделяется теплота. По своим свойствам прочносвязанная вода сходна с гигроскопической. Она отличается от последней только тем, что прочносвязанная вода образуется в результате взаимодействия между почвой и жидкой водой, а гигроскопическая — в результате поглощения почвой влаги в виде водяного пара. Прочносвязанная вода недоступна растениям. Она перемещается в почве только в том случае, если предварительно переходит в форму пара. Как гигроскопическая, так и прочносвязанная вода удаляется из почвы путем продолжительного высушивания почвы при температуре $100-105^{\circ}$.

Рыхлосвязанная вода (пленочная) обладает пониженной способностью растворять в себе различные вещества. Она перемещается в почве по поверхности почвенных частиц. Однако эти движения совершаются очень медленно. Растениям она труднодоступна.

Свободная вода находится в капиллярных промежутках почвы и удерживается в них капиллярными силами. Движение этой воды происходит по законам капиллярности. Такая вода называется капиллярной. Свободная же вода, заполняющая крупные некапиллярные поры, называется гравитационной. Она передвигается в почве под влиянием силы тяжести. Гравитационная вода, просачиваясь сквозь некапиллярные промежутки почвы, поры, трещины и т. д., может достигать уровня грунтовых вод и служить источником снабжения их. Движение же капиллярной воды зависит от размеров поперечного сечения капилляров. Чем последнее меньше, тем на большую высоту в них поднимается вода.

Капиллярная вода поднимается в почве от уровня грунтовых вод, но она может быть и не связана с этим уровнем. Вода, удерживаемая

живаемая в почвенных капиллярах и не имеющая связи с грунтовой водой, называется подвешенной капиллярной водой. Эта вода способна к восходящему передвижению по капиллярам с поверхности промоченного слоя. Капиллярная вода является основным источником питания растений. Силы, удерживающие ее в почве, незначительны, а потому она без особых затруднений высасывается корневыми волосками.

Гравитационная вода перемещается в почве со значительной скоростью, ввиду чего после промачивания почвы осадками она находится в порах корнеобитаемого слоя только короткое время.

Влажность, при которой почва перестает отдавать растениям влагу и они начинают завядать, называется *влажностью завядания*, или *коэффициентом завядания*. Влажность завядания есть порог увядания, ниже которого растения испытывают недостаток воды. Влага, превышающая эту величину, является продуктивной влагой, доступной для растений и физиологически полезной для их роста и развития, так как она удерживается в почве силами, меньшими, чем сосущая сила корней растений. Наоборот, вся влага, запасы которой ниже величины влажности завядания, является водой, труднодоступной для растений и не обеспечивающей нормального роста и развития их. Эта влага образует так называемый *мертвый запас* воды. Он состоит из парообразной воды, перемещающейся диффузным путем, гигроскопической воды и внутренних слоев связанной воды, прочно удерживаемых частицами почвы. Мертвый запас воды представляет то количество ее, которое к моменту завядания еще остается в почве.

Влажность завядания в природных условиях зависит от механического состава почвы и содержания гумуса. У песчаных почв она мала — до 1—3%; у глинистых почв, содержащих органические вещества, влажность завядания может достигать до 12—15% и выше (от веса абсолютно сухой почвы). Влажность завядания может превышать величину максимальной гигроскопичности почвы в 1,2—2,0 раза, а в некоторых случаях и более. Помимо типа почвы и свойств ее, она зависит также от вида растения и фазы его развития.

Общий запас воды в почве выражает влажность почвы. Для ее определения берут при помощи особого бура с различных глубин пробы почвы. Эти пробы взвешивают, высушивают в течение 6 часов при температуре 100—105°, а затем вновь взвешивают. Потеря в весе, отнесенная к весу пробы после высушивания, и характеризует влажность почвы на той глубине, с которой была взята проба. Ее выражают в процентах. Таким образом, влажность почвы определяется в процентах по отношению к сухой навеске почвы. Определение влажности почвы обычно производят послойно — через каждые 10 см — до глубины 1—1,5 м и более. Н. А. Качинский рекомендует делать определение влажности почвы по отдельным генетическим горизонтам.

Общий запас воды в почве можно выразить толщиной слоя воды в миллиметрах. Это дает возможность сопоставить его с количеством выпавших осадков.

Общий запас воды в почве v определяется по формуле

$$v = \frac{abh}{100},$$

где a — объемный вес почвы, т. е. вес 1 см³ сухой почвы в ее естественном залегании (без нарушения ее естественного сложения), b — влажность почвы в процентах, h — толщина слоя почвы в миллиметрах. Сначала определяют запасы воды по отдельным горизонтам, а затем общий запас воды для всего пласта почвы.

При определении количества находящейся в почве полезной для растений воды общий запас воды в почве уменьшают на величину недоступной воды, находящейся в почве, или на величину мертвого запаса воды в ней.

86. Влажность почвы в поле и в лесу. Влажность почвы в поле зависит от типа почвы, ее физико-химических свойств, экспозиции склона, угла наклона, формы склона, характера растительного покрова и т. д.

Наиболее сухими являются верхние участки склонов. На этих участках достаточное увлажнение создается только весной за период таяния снега или после продолжительных обложных дождей. Более увлажненными являются средние участки склонов и наиболее увлажненными будут нижние участки. По В. Р. Вильямсу, абсолютное количество почвенной влаги непрерывно увеличивается по направлению к подошве склона. По данным В. П. Мосолова, полученным в условиях Татарской АССР, влажность почвы после дождя в слое толщиной в 50 см в нижней части склона на ровном месте была в 22%, в средней части склона с уклоном в 1,5—2° — в 19%, в верхней части с уклоном в 4° — в 18% (от сухой навески почвы).

На склоне с большим уклоном водный режим почвы менее благоприятен по сравнению со склоном с малым уклоном. На склоне с большим уклоном увеличивается сток воды, ввиду чего в почву поступает мало воды. Кроме того, повышение стока вызывает смыв и размыв почвы, ухудшение ее структуры, что оказывает отрицательное влияние на водные свойства почвы. Склоны разных экспозиций также различаются между собой по запасам влаги. На южных, наиболее прогреваемых склонах влажность почвы бывает наименьшей по сравнению с другими склонами.

Наибольшие запасы воды в почве создаются ранней весной. В течение вегетационного периода они непрерывно уменьшаются и достигают минимума в конце лета или осенью.

В период начального роста сельскохозяйственных растений, когда происходит формирование корневой системы, большую роль играют запасы влаги в пахотном слое. При запасах продуктивной влаги в этом слое меньше 5 мм всходы не появляются. При запасах

сах 5—10 мм прорастание семян и появление всходов сильно задерживается. Для развития хороших всходов необходимы запасы продуктивной влаги в пахотном слое в количестве не менее 30 мм.

С дальнейшим развитием растений корневая система их проникает в более глубокие слои и потребность растений во влаге увеличивается. Максимальная потребность в воде у зерновых культур проявляется в период формирования колосков и цветочных органов. В этот период корневая система их проникает в почву до метра и более, а надземная испаряющая поверхность достигает наибольшего развития. В дальнейшем, в период формирования зерна, в связи с засыханием листьев и затуханием цикла развития растений потребность их во влаге резко снижается.

Влажность почвы в лесу в сильной степени определяется типом почвы, ее механическим составом и водопроницаемостью. Большое влияние на состояние влажности почвы оказывает еще состав насаждения, его возраст, полнота и другие факторы. Ввиду этого влияние леса на влажность почвы в различных местностях будет неодинаковым.

В условиях засушливого климата степной зоны лес способствует сохранению влаги в верхних слоях почвы. Многолетние исследования Г. Н. Высоцкого, произведенные в Велико-Анадольском лесничестве (Сталинская область), показали, что почва (приазовский чернозем) до глубины 50 см под лесом была более влажной, чем в степи. Глубокие же слои грунта от 1—2 м, в которых располагается корневая система деревьев, были более сухими под лесом.

Однако в лесостепи на песчаных почвах в густом сосновом насаждении А. П. Тольский наблюдал более высокую влажность, чем в открытом месте. Горизонт иссушения в почве в этих условиях отсутствовал и грунт промачивался насквозь до уровня грунтовых вод. Наблюдения других исследователей также показали, что влажность песчаных почв под пологом сосновых и дубово-сосновых насаждений равна или даже выше влажности почв открытой местности.

Сосновые леса на песчаных почвах сушат почву и грунт не больше, чем луговая растительность.

Исследования С. В. Зонн, произведенные в лесном массиве в районе Борисоглебска (Балашовская область), на южной окраине лесостепи, показали отсутствие горизонта иссушения и в дубовом лесу. Это указывает на то, что в лесостепной зоне увлажняющую роль играют не только сосновые леса, но и дубовые.

В лесной полосе, в которой осадков выпадает больше, а испарение с поверхности почвы протекает с меньшей интенсивностью, грунтовые воды стоят высоко и подъем воды в корнеобитаемый слой по капиллярам возможен в течение всего года.

В лесу в верхних слоях влажность почвы обычно выше влажности завядания. Но в сильно засушливые годы она и в лесу мо-

жет доходить до этой влажности. В такие годы древесные породы, имеющие неглубокую корневую систему (например, ель), подвергаются усыханию и выпадению.

87. Влияние осадков на почву и растения. Осадки имеют огромное значение в жизни растений. Попадая в почву, они создают в ней запасы воды, необходимые для роста и развития растений. Недостаток воды в почве в любой период развития их отрицательно действует на те органы, которые в это время закладываются и усиленно растут.

Наиболее благоприятно действуют на почву и растения дожди умеренной силы. Ливни оказывают вредное действие на почву и растения. Они разбивают комочки почвы на мелкие части, вследствие чего верхний слой ее уплотняется и затвердевает, образуя корку. Корка затрудняет проветривание почвы, что неблагоприятно отражается на растениях, особенно на молодых всходах; ее необходимо разбивать. Сильные дожди часто смывают пахотный плодородный слой почвы, размывают грунт. Ливни дают начало оврагам и способствуют росту их. Этот процесс смыва почвы и размыва грунта называют *эрозией*. Ливни, таким образом, способствуют эрозии почв.

Повышенное снабжение растений водой и высокая относительная влажность воздуха способствуют образованию густого травостоя и рыхлой структуры стеблей, что понижает стойкость их к изгибу. Кроме того, в густом травостое создается недостаток света, вызывающий значительный рост растений в длину. При таких условиях обильные осадки, сопровождаемые сильными ветрами, вызывают полегание хлебов. Последнее может вызываться и надломом стеблей при пониженной прочности их вследствие раздревеснения клеточных оболочек стеблей, что может происходить в фазу молочной спелости. Полегание зерновых культур сильно снижает размер урожая и качество его. Зерна в этом случае получаются шуплыми и мелкими. Кроме того, полегание значительно затрудняет уборку хлеба.

Осадки, проникающие в почву, доставляют ей некоторое количество азотистых соединений. Этими соединениями особенно богат снег. Если в 1 л дождя может находиться 1,5 мг азотистых соединений, то в снеге и инее количество этих соединений может доходить до 7,5 мг. Это объясняется тем, что снег и иней представляют рыхлые образования, ввиду чего они имеют огромную поверхность поглощения для ряда газов, находящихся в воздухе. Поглощая эти газы в течение долгого зимнего времени, снег и иней накапливают в себе различные химические вещества, которые затем при таянии снега и инея вносятся с талыми водами в почву.

На растениях в некоторых случаях вредно отражаются снегопады. Снег, выпадающий в сырую погоду при температуре, близкой к 0°, может принести большой вред хвойным породам, сохраняющим хвою на зиму. При таких снегопадах хвоя мокрого

снега прилипают к сучьям, ветвям и хвое и благодаря этому задерживаются в таком количестве в кронах, что сучья и даже стволы деревьев под тяжестью снега сильно пригибаются, а в случае большого навала снега даже ломаются. Такое явление носит название снеголома. На рыхлых, незамерзших почвах очень сильные навалы снега в кронах могут вызвать снеговал, т. е. вываливание деревьев с корнями из земли. Такие снеголомы и снеговалы часто образуются в густых молодых сосняках. Лиственные породы меньше страдают от навала снега, так как они обладают более значительной гибкостью. Защитой деревьев от повреждений вследствие навала снега является своевременное изреживание их. Это изреживание способствует приобретению молодыми деревьями более значительной устойчивости и прочности. Полонка сучьев и даже стволов деревьев может происходить и при сильном гололеде.

В холодные, малоснежные зимы может наблюдаться *вымерзание* озимых. Для благоприятной перезимовки посевов необходима достаточная толщина снежного покрова. В условиях Украины, по данным Д. В. Литовкина, процент гибели озимой пшеницы в зависимости от толщины снежного покрова оказался следующим:

Толщина снежного покрова (см)	35—40	15—25	2—12
% погибших растений . .	4,3	27,1	49,7

Большое значение для перезимовки посевов имеет и состояние их перед уходом под снег. Недостаточное развитие посевов за осенний период и плохая закалка уменьшают способность их сопротивляться неблагоприятным условиям зимовки. Хорошо раскустившиеся ко времени наступления морозов всходы озимых лучше выдерживают условия зимовки. Борьба с вымерзанием озимых культур ведется как путем своевременного сева и снегозадержания на полях, так и по линии подбора более зимостойких сортов.

Если снег выпадает на талую почву и ложится на нее толстым слоем, то в этом случае может наблюдаться гибель озимых культур вследствие *выпревания*. Гибель озимых вследствие выпревания происходит оттого, что растения, находящиеся под снегом при температуре немного ниже 0°, скорее проходят стадию яровизации, интенсивно дышат и в значительной степени расходуют углеводные и белковые запасы. Это приводит их к истощению, завершаемому нападением снежной плесени и других грибковых организмов.

Гибель озимых в некоторые годы происходит при образовании *ледяной корки*. Такая корка может создаваться непосредственно на поверхности почвы, смерзаясь с ней, или над поверхностью почвы, от которой она отделяется тонкой прослойкой воздуха или воды. Ледяная корка в первом случае называется притертой, во втором — висячей. Образуются эти корки в начале

зимы после дождливой погоды или в середине, а чаще в конце зимы, когда наступает похолодание после сильных оттепелей. Наиболее опасной для растений является притертая корка. Чаще всего гибель озимых посевов от ледяной корки бывает в степной полосе.

Гибель растений в этом случае вызывается непосредственным действием длительных сильных морозов, наступающих после образования корки при отсутствии снежного покрова, а также механическим повреждением узла кущения со стороны образовавшегося вокруг него льда.

В пониженных местах, где при таянии снега длительно застаивается вода, может происходить гибель растений от *вымокания*. Это явление чаще образуется на тяжелых глинистых почвах, плохо пропускающих воду.

88. Засуха и меры борьбы с ней. *Засухой* называется *длительный период бездождья*, в который почва значительно высыхает и растения начинают страдать от недостатка воды. За время засухи в организме растения наблюдается *нарушение водного баланса в сторону превышения расхода влаги* путем испарения *над приходом ее через корневую систему растения*. Такая засуха называется *почвенной*. Но иногда растения страдают от недостатка воды при большой сухости воздуха, например при суховеях, особенно в случае, если последние сопровождаются высокой температурой. В почве при таких условиях может находиться достаточное количество влаги, но *надземные части растения теряют так много воды через испарение, что корни не успевают подавать ее растениям в необходимом количестве*. Такая засуха, в отличие от первой — почвенной, называется *атмосферной*. Она обычно предшествует почвенной, но иногда эти два типа засух протекают совместно, и тогда засуха делается наиболее опасной.

Засуха в некоторые годы наступает не сразу. Еще до наступления засухи могут создаваться условия, благоприятные для ее будущего развития. Так, иногда недостаток влаги в почве образуется еще после зимы или даже осенью предыдущего года.

Засуха обычно сопровождается солнечной, жаркой, сухой погодой. При таких условиях почва и растения теряют много воды испарением.

При почвенной засухе метеорологические элементы обнаруживают нормальный суточный ход. Температура воздуха держится высоко только днем, ночью же она понижается. Ночью обычно образуется роса. Относительная влажность воздуха днем низка, ночью же она повышается. Наибольшая скорость ветра приходится на околополуденные часы, к вечеру же ветер затухает. При таких условиях процесс испарения влаги протекает наиболее интенсивно днем, ночью же он замедляется.

При атмосферной засухе, при суховеях, суточный ход метеорологических элементов будет иным. Высокая температура, пониженная влажность и повышенная скорость ветра наблюдаются

обычно в течение круглых суток. Ночью росы не бывает. Такой ход метеорологических элементов способствует значительному испарению воды, которое не ослабляется и ночью. В результате засуха с суховеями оказывает более вредное влияние на почву и растения, чем засуха без суховеев.

В пустынях и полупустынях засуха представляет нормальное явление. Очень часто образуется засуха в степной зоне СССР. Менее часто она бывает в лесостепной зоне. Особенно велика повторяемость засухи на юго-востоке Европейской части СССР.

По исследованиям А. В. Процерова, в Европейской части СССР с 1863 по 1946 г., т. е. за период в 64 года, один год из трех лет был засушливым. Общая повторяемость засух за этот период выразилась в 33%. Из общего числа засух за взятый период одногодичных засух было 50%, двухгодичных — 20%, трехгодичных — 30%.

Засуха обычно бывает связана с переносом воздуха из Арктики и субтропических широт Атлантического океана, со стороны Азорских островов. Если перенос осуществляется со стороны Арктики, то на материк приходят массы сухого арктического воздуха, которые, прогреваясь, еще более удаляются от состояния насыщения паром. Поэтому потоки воздуха со стороны Арктики вызывают очень сильную засуху. Потоки воздуха со стороны Азорских островов приходят к нам сильно высушенными, свою влагу они оставляют в Западной Европе. Эти потоки вызывают у нас засуху преимущественно во вторую половину лета, причем засуха обычно бывает непродолжительной. Она менее интенсивна и захватывает небольшие площади. Но бывают случаи, когда засуха у нас создается под совместным действием двух потоков воздуха: азорского и арктического. Такая засуха охватывает огромное пространство и бывает весьма интенсивной и продолжительной. Примером такого сочетания воздействий арктического и азорского потоков воздуха может служить засуха 1946 г. Она охватила огромную территорию в степной и лесостепной зонах Европейской части СССР и продолжалась длительное время — 50—70 дней.

Засуха оказывает вредное влияние на рост и развитие растений, особенно если она наступает внезапно, так как растения в этом случае не успевают приспособляться к наступившим резким изменениям внешних условий. Под действием засухи урожай сельскохозяйственных культур может значительно снижаться. Степень снижения урожая зависит от многих факторов: от качества проведенных агротехнических мероприятий, состояния и фаз развития сельскохозяйственных культур в период засухи, от своевременного и надлежащего ухода за сельскохозяйственными растениями и т. п. Совершенно ясно, что высокая агротехника и уход за культурами могут в сильной степени ослабить влияние засухи, даже весьма интенсивной.

П. И. Броунов давно установил, что у растений за время их роста и развития имеются особые, наиболее важные «критические

периоды», в которые они особенно нуждаются во влаге. Отсутствие влаги в этот период может в сильной степени снизить урожай. Урожай при отсутствии осадков за критический период создается в том случае, если перед этим периодом выпали такие осадки, которые создали в почве запасы воды, достаточные для вегетации растений в течение всего критического периода. Причина особой чувствительности растений в критический период та, что в это время происходит формирование и развитие колосков и цветочных органов, а потому недостаток воды за это время приводит к их повреждению и снижению урожая. Установление засухи именно в этот наиболее важный период развития сельскохозяйственных растений особенно неблагоприятно отражается на формировании урожая сельскохозяйственных культур.

Весьма эффективным мероприятием против засухи и суховея является насаждение полезащитных лесных полос. Эти полосы в равнинных условиях делают шириной 10—20 м, а на склонах — шириной до 50 м и более. Различают основные (продольные) и вспомогательные (поперечные) полосы. Основные полосы в Европейской части СССР размещают так, чтобы они располагались перпендикулярно господствующим сухим ветрам восточных направлений. Для проезда сельскохозяйственных машин между полосами, на стыке их, делают просветы шириной в 25—30 м и более.

Основные (продольные) полосы размещают по границам полей севооборотов, а при больших размерах полей — и внутри их. Посадку полезащитных лесных полос производят также на склонах балок, оврагов, по берегам рек, озер, вокруг прудов и водоемов. В качестве образца размещения полезащитных полос на небольшой площади на рис. 77 дан план расположения их в Каменной Степи, Воронежской области (ныне Институт земледелия центральной черноземной полосы имени В. В. Докучаева). Эти полосы были заложены в 1892 г. под руководством В. В. Докучаева.

Лесные полосы по своей конструкции делятся на непродуваемые, ажурные и продуваемые. Полосы непродуваемой конструкции не имеют просветов, и сквозь них воздушный поток почти не проникает. Воздушная масса при встрече с такой полосой переваливает через нее в основном сверху, образуя на заветренной стороне небольшую зону затишья, а затем скорость ветра быстро возрастает и доходит до скорости ветра в открытой степи. Полосы ажурной конструкции имеют мелкие просветы, благодаря чему воздушный поток проходит через них, не меняя направления и в то же время сокращая свою скорость. Продуваемые полосы имеют под кронами крупные просветы между стволами. Подлеска и подрост в них чаще всего не бывает. Такие полосы ослабляют силу суховея и способствуют равномерному распределению снега на защищаемых участках.

Полезащитные лесные полосы оказывают большое влияние на

скорость ветра, испарение, температуру воздуха и т. д., причем степень этого влияния зависит от воздухопроницаемости полосы, ориентировки относительно ветра, конфигурации защищенного участка, характера и высоты растительного покрова, рельефа и т. п.

Наблюдения показали, что лесные полезащитные полосы в сильной степени уменьшают скорость ветра (рис. 78). В заветренной стороне это уменьшение происходит в зоне, ширина кото-

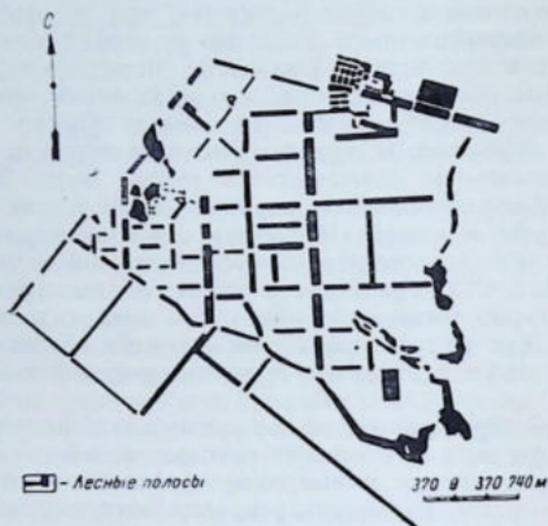


Рис. 77. План расположения лесных полезащитных полос в Каменной Степи, Воронежской области.

рой равна 20—30-кратной высоте полос, причем наиболее значительное уменьшение скорости ветра наблюдается в приопушечной зоне, превышающей высоту полос в 10—15 раз. Полезащитные полосы уменьшают скорость ветра и в наветренной стороне, но в этом случае влияние их распространяется на пространство, превышающее высоту полос примерно в 6 раз. Наибольшее влияние на ветер полосы оказывают в том случае, если он дует в перпендикулярном к ним направлении. Однако лесные полосы значительно уменьшают скорость ветра и в том случае, если ветер направлен к ним и под меньшим углом. Даже при ветре, дующем в направлении, параллельном полосам, ветрозащитное действие их остается существенным, так как полосы, имея опушки с большой шероховатостью, оказывают тормозящее действие на воздушный поток. Распределение скоростей ветра в межполосной клетке в процентах к открытому месту при перпендикулярном и параллельном направлениях к основным полосам, по данным

А. Р. Константинова, представлено на рис. 79. Следует еще указать, что лесные полосы, особенно продуваемой конструкции, изменяют структуру воздушного потока при прохождении его сквозь

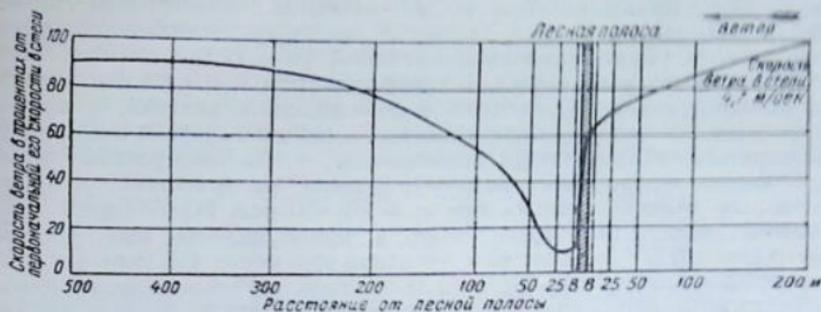


Рис. 78. Уменьшение скорости ветра под влиянием поперечной лесной полосы.

полосу. Они разбивают крупные вихри потока на более мелкие вихри, что приводит к уменьшению интенсивности вертикального турбулентного обмена в приземном слое воздуха на защищенных

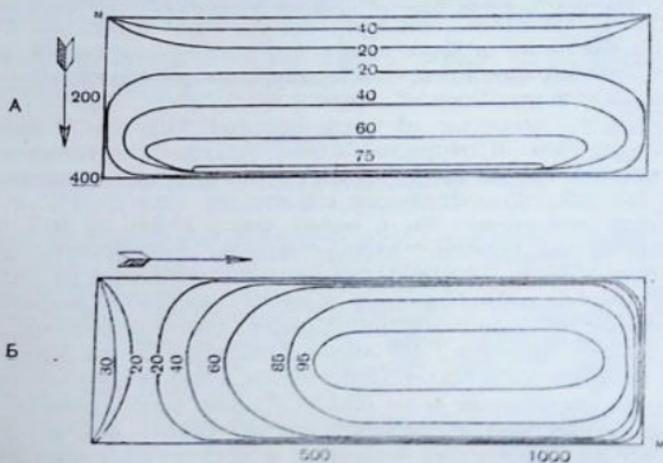


Рис. 79. Схематическое распределение скоростей ветра внутри одинокостоящей клетки при перпендикулярном и параллельном направлении ветра.

участках. Наоборот, в более высоких слоях, расположенных над кронами деревьев, турбулентный обмен до высоты 500 м увеличивается. Это было подтверждено наблюдениями О. А. Дроздова

и А. Р. Константинова, произведенными в Каменной Степи, Воронежской области, при помощи самолета. Кроме того, эти наблюдения подтвердили общий подъем воздушных масс над полосами, начинавшийся за 500—1500 м с наветренной стороны полос. Подъем воздуха вызывал некоторое понижение температуры его и увеличение относительной влажности.

В связи с уменьшением скорости ветра, и главным образом ослаблением турбулентного перемешивания воздуха, в приземном слое на защищенных участках в сильной степени сокращается испарение. Наблюдения показывают, что в наветренной стороне снижение испарения распространяется на пространство, превышающее высоту лесных полос в 20—30 раз. Наибольшее уменьшение испарения происходит в приопушенной зоне, где оно меньше в 2,5—3 раза, чем на открытом месте. По мере удаления от полосы испарение быстро повышается. Уменьшение испарения обнаруживается также и в наветренной стороне опушек, где оно сокращается на 35—45%, а затем по мере удаления от полосы испарение быстро растет. Общее снижение испарения с поверхности почвы (пара) для межполосных участков, по расчету А. Р. Константинова, составляет в среднем около 20%. Это снижение испарения приводит к увеличению запасов влаги в почве.

Лесные полезащитные полосы понижают температуру воздуха на межполосных участках. В приземном слое воздуха температура на этих участках примерно на 0,5—1,5° ниже, чем в открытой степи. Однако ночью при росе, когда выделяется скрытая теплота парообразования, температура на межполосных участках часто бывает выше, чем в степи.

Влажность воздуха на защищенных участках в приземном слое больше, чем в открытой степи. Абсолютная влажность воздуха в теплое время года на этих участках бывает выше в среднем на 1,5 мб, относительная влажность — на 2—3%, а в суховейные дни она может быть выше, чем в степи, на 10% и более.

Зимой полезащитные лесные полосы способствуют задержанию и накоплению снега на полях, как это видно из рис. 80, на котором изображены средние высоты снежного покрова среди лесных полос в конце зимы на Каменно-Степной опытной станции Воронежской области. В лесных полосах и на межполосных участках образуется более мощный снежный покров по сравнению с открытой степью. В этом покрове запас воды примерно в 1,5—2 раза больше, чем в открытой степи. Более мощный снежный покров на межполосных участках в достаточной мере защищает почву от глубокого промерзания, а озимые посевы — от вымерзания. В Каменной Степи, Воронежской области, в марте 1939 г. глубина промерзания почвы в зависимости от толщины снежного покрова была:

	Толщина снежного покрова (см)	Глубина промер- зания почвы (см)
В степи	24	63
В поле среди полос	49	32
В лесной полосе	66	14

Малая глубина промерзания почвы среди полос и более быстрое оттаивание ее весной способствуют большому поглощению почвой талых вод. Значительному поступлению талой воды в почву межполосных участков способствует и более медленное таяние снега, так как на этих участках имеет место пониженная скорость ветра и ослабленное перемешивание воздуха по сравнению с открытой степью. Интенсивность таяния снега на межполосных участках примерно на 25% меньше, чем в открытой степи. Таким образом, в почве этих участков весной создаются более значительные запасы воды, чем в почве открытой степи.

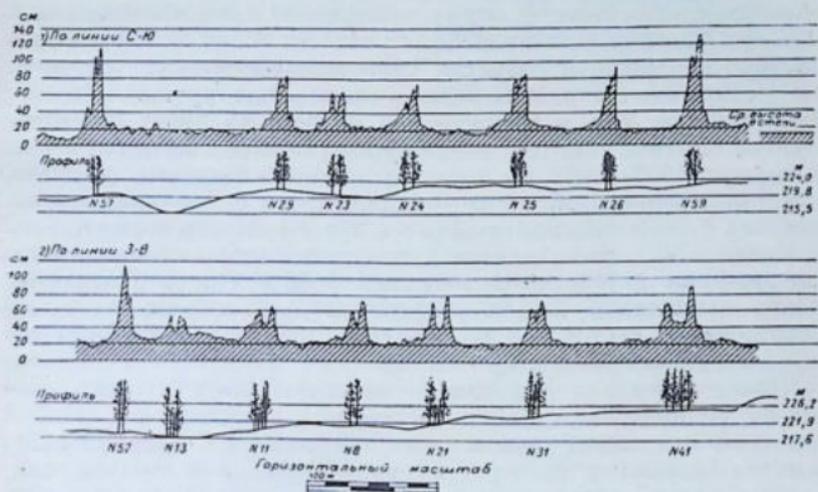


Рис. 80. Высота снежного покрова среди лесных полос в конце зимы.

Весной полезащитные полосы уменьшают сток талых вод, летом — ливневых. Этим они способствуют не только большому увлажнению почвы, но и прекращают смыв и размыв почвы. Наиболее значительно лесные полосы уменьшают сток воды при расположении их поперек склонов. При таком расположении лесные полосы могут увеличивать поступление воды в почву за счет уменьшения стока примерно в 2 раза.

Полезащитные лесные полосы значительно повышают весной уровень своих грунтовых вод. После схода снежного покрова этот высокий уровень поддерживается в полосах продолжительное время, в открытой же степи он очень быстро весной падает.

Повышение уровня грунтовых вод под лесными полосами имеет большое значение для водного режима межполосных участков. Грунтовые воды, накопленные в почве под лесными полосами, питают грунтовые воды межполосных участков, повышают уровень их, а также питают пруды и водоемы, расположенные на

этих участках. Исследования Г. Ф. Басова, произведенные в Каменной Степи, Воронежской области, показали, что за период 1891—1951 гг. уровень грунтовых вод там повысился почти на 2 м. В Велико-Анадольском лесу, Сталинской области, созданном около 100 лет назад, за последние годы уровень грунтовых вод повысился местами на несколько метров.

Полезащитные лесные полосы в засушливых районах защищают почву от выдувания.

Задержание и накопление снега, уменьшение стока воды, снижение интенсивности испарения, повышение уровня грунтовых вод способствуют значительному накоплению и сбережению влаги в почве и создают на защищенных участках более благоприятные условия для роста и развития сельскохозяйственных растений, чем в открытой степи, что ведет к повышению урожайности на этих участках. Так, в Воронежской области на полях Каменно-Степной опытной станции средний урожай озимой пшеницы с 1 га за период 1937—1942 гг. выразился в межполосных участках в 24,5 ц, а в открытой степи — в 18,6 ц, т. е. на защищенных участках была прибавка урожая в 5,9 ц с 1 га, что соответствует прибавке в 32% по сравнению с урожаем в открытой степи; овес дал прибавку в 20%, подсолнечник — в 16% и т. д. В исключительно засушливом 1946 г. урожай зерновых культур на защищенных полях был в 3—4 раза больше, чем на окружающих полях, расположенных в открытой степи.

Полезащитные лесные полосы улучшают климатические условия на защищенных участках не только в лесостепной и степной зонах, но и в лесной зоне и даже на Крайнем Севере. Там они заметно повышают температуру приземного слоя воздуха, снижают скорость ветра, уменьшают испарение, увеличивают толщину снежного покрова, защищают растения от механических повреждений.

Очень важными мероприятиями, способствующими накоплению и сбережению влаги в почве, являются агротехнические мероприятия — зяблевая обработка почвы (лушение стерни и глубокая вспашка земель с осени), вспашка пара и раннее весеннее боронование зяби и пара. Эти мероприятия повышают водопроницаемость почвы, способствуют лучшему усвоению почвой влаги, а также сохранению влаги вследствие сокращения испарения. Наконец, вспашка пара и зяблевая обработка почвы способствуют очищению полей от сорняков, которые сушат почву на той глубине, на которой распространяются корни культурных растений.

Мерой борьбы против засухи является еще снегозадержание. Это мероприятие имеет в засушливой зоне большое значение, так как в ней осадков за теплое время года выпадает недостаточное количество. В малоснежные, холодные зимы снегозадержание применяется также с целью утепления растений.

Сельскохозяйственная практика выработала ряд способов за-

держания снега на полях с целью увеличения общего запаса влаги в почве за счет зимних осадков. Так, снегозадержание производится при помощи снежных куч, вспашки снега, задержания снега щитами, хворостом, сухими стеблями подсолнечника или кукурузы и т. д.

Снежные кучи делают высотой около 70—100 см и шириной у основания около 100 см; располагают их в шахматном порядке, на расстоянии 6—7 м друг от друга. На 1 га устраивают до 250—300 куч. Вспашка снега производится специальными снегопахами. Наиболее простой снегопах изображен на рис. 81. С помощью снегопаха делают в снежном покрове борозды

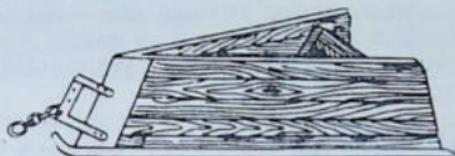


Рис. 81. Снегопах.

в направлении, перпендикулярном направлению господствующих ветров в зимнее время. Снегопахание производится несколько раз в течение зимы в тихую, мягкую погоду. Снегопахание производят на лошадях, а иногда используют тракторную тягу. Наиболее эффективным на тракторной тяге является снегопах-снегособиратель риджерного типа, с щитами, поставленными под углом. Он не распахивает снег, а собирает его в плотный, высокий вал. Такой снегособиратель захватывает снег с большой ширины и пропускает его при движении

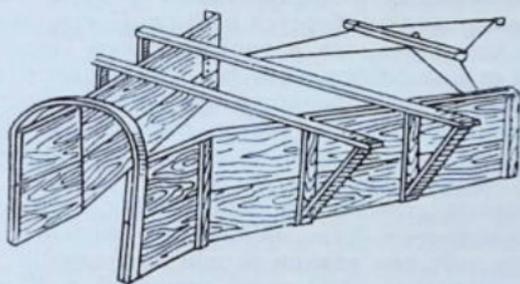


Рис. 82. Снегопах риджерного типа (снегособиратель).

через узкую часть (рис. 82). В результате создается валик из уплотненного снега, не подвергающийся разрушению под воздействием ветра. Длина такого снегопаха-снегособирателя около 2 м, высота около 50 см, расстояние между щитами, собирающими снег, в передней части около 2 м, а в задней части, где образуется уплотненный снежный валик, около 50 см. Валики из снега располагают на расстоянии 5—10 м друг от друга. Следует указать, что снегозадержание с помощью снегопахов на посевах

Озимых культур и многолетних трав не производится, так как в местах прохода снегопаков посевы могут пострадать от морозов. При снегозадержании щитами применяют щиты железнодорожного типа высотой около 1 м и шириной около 2 м. Такие щиты ставят еще осенью рядами, на расстоянии до 20 м ряд от ряда, в направлении, перпендикулярном ветрам за зимнее время. При снегозадержании хворостом, сухими стеблями подсолнечника или кукурузы эти стебли и хворост устанавливают еще осенью или в начале зимы рядами или в шахматном порядке, на расстоянии 1—2 м друг от друга, а также в виде кулис, состоящих из нескольких рядов. Кулисы устраивают на расстоянии 10—15 м одна от другой.

В 90-х годах XIX века русскими учеными П. Ф. Бараковым и П. А. Костычевым был предложен новый способ задержания снега на полях при помощи высокостебельных растений, оставляемых на зиму. Эти растения высеваются на паровом поле кулисами, поэтому и данный способ задержания снега получил название кулисного пара.

В настоящее время большое применение находят летние посевы высокостебельных кулисных растений: подсолнечника, кукурузы и др. Они высеваются примерно за 35—40 дней до посева озимых. Кулисы из этих растений делаются в направлении, перпендикулярном господствующим зимним ветрам. Расстояние между кулисами берется в 3,6, 7,2 и 10,8 м, что соответствует одному, двум и трем проходам культиваторов и сеялки. Кулисы делаются однорядными и двухрядными. В двухрядных кулисах расстояние между рядами берется в 15 см. Посев озимых культур производится как вдоль, так и поперек кулис. Последний способ является весьма целесообразным, так как в этом случае под посев озимых используется полностью все поле. Повреждения кулисных растений при таком посеве озимых бывают невелики. К зиме стебли кулисных растений достигают высоты 50—100 см и они хорошо задерживают снег на полях.

Все эти мероприятия по снегозадержанию дают значительную прибавку в увлажнении. Каждый дополнительный слой снега толщиной в 10 см дает при таянии весной примерно 300 м³ воды на 1 га, что соответствует слою воды толщиной в 30 мм. Поэтому снегозадержание способствует повышению урожайности хлебов в засушливой и полусушливой зонах СССР.

В засушливых районах СССР с целью накопления и сохранения влаги в почве применяют также мульчирование. Оно уменьшает потерю воды почвой через испарение, не создает условий для образования корки на поверхности почвы, уменьшает нагревание почвы в период высоких летних температур, заглушает сорняки, которые сушат почву. Впервые мульчирование было предложено русским ученым П. Ф. Бараковым.

Мульчей является специальная бумага, но ею может быть мелконарезанная солома, опилки, торф и другие материалы, рас-

стилаемые на поверхности почвы слоем в 8—10 см. Обычно мульчирование применяют в междурядьях садов, ягодников, вишневых, ценных технических растений, овощных культур, на огородах и т. д. В полевых условиях это мероприятие широко не применяется.

Большую роль в борьбе с засухой играет посев озимых и яровых культур семенами отборных и лучших сортов, приспособленных к местным условиям. В данном случае имеет значение выведение новых скороспелых и засухоустойчивых культур и сортов растений, а также отбор лучших сортов из существующих, которые достаточно хорошо выдерживают недостаток воды в своих тканях во время засухи.

Весьма большое значение в борьбе с засухой и суховеями имеет искусственное орошение, а также дождевание при помощи особых дождевальных машин, разбрызгивающих воду на большой площади. Вода в данном случае подается из какого-либо водоема. Дождевание рекомендуется производить не днем, а за период времени от захода солнца до восхода его, так как днем при высоких температурах и низкой относительной влажности воздуха увеличивается потеря воды через испарение не только с поверхности почвы, но и в процессе выбрасывания струй воды из дождевального аппарата. Для целей искусственного орошения создаются пруды, водоемы и специальные оросительные системы.

В СССР искусственное орошение применяется на больших площадях в Средней Азии, Закавказье, центральной черноземной полосе Европейской части СССР, на юге Украины и в Поволжье.

89. Осадки под пологом леса. Лесная почва получает осадков меньше, чем полевая почва, так как кроны деревьев в той или иной мере их задерживают. Количество осадков, задерживаемых кронами, зависит от состава насаждения, его возраста, сомкнутости полога, а также от силы осадков. По данным Г. Р. Эйтингена, полученным в результате наблюдений на лесной опытной даче Тимирязевской сельскохозяйственной академии (ТСХА), меньше всего осадков задерживается спелыми березняками — в среднем за год 9% от осадков в поле. Сосновые насаждения задерживают в среднем за год 13—15%. Наибольшее количество осадков задерживается пологом чистого полного ельника — 37%. Примесь лиственных пород к хвойным повышает количество осадков, проникающих через полог насаждения. Так, по данным наблюдений Г. Р. Эйтингена на той же даче, елово-лиственные насаждения задерживают 15—25% осадков.

В зимнее время березняки задерживают очень мало снега — около 4—5%. Больше задерживают снега сосновые насаждения — около 20—30%. Наиболее значительное количество снега задерживается в еловых насаждениях. Полог чистого ельника может задерживать около 50—60% снега.

Под пологом островной дубравы — Шипова леса (Воронежская область) количество осадков за май—сентябрь в среднем за

период в 5 лет определилось в 262 мм, что составляет 84% от количества осадков, выпавших в поле за то же время.

С увеличением силы дождя количество осадков, задерживаемых пологом леса, уменьшается. Большое влияние оказывает и ветер. В теплое время года он способствует сбрасыванию капель с ветвей и листьев вниз; зимой при снегопадах, сопровождающихся ветрами, кроны деревьев также меньше задерживают снега, чем при тихой погоде. Большое значение имеет в данном случае температура воздуха. При температуре, близкой к 0°, выпадает обычно липкий снег, который в большом количестве благодаря липкости осаждается на сучьях и ветвях деревьев.

Иногда под влиянием навала снега в кронах на деревьях ломаются сучья, ветви, а иногда ломаются и стволы. Сухой снег, выпадающий при низких температурах, легче проникает сквозь кроны.

Толщина снежного покрова в лесу больше, чем в поле, где он сдувается и переносится ветром на большие расстояния. В лесу ветер слабее, благодаря чему снег ложится в нем ровным рыхлым слоем. Больше всего накапливается снега у опушек, расположенных перпендикулярно направлениям господствующих ветров при метелях.

В зависимости от рельефа, состава, полноты и возраста насаждения толщина снежного покрова и запасы воды в нем изменяются в лесах в широких пределах. По Н. Н. Галахову, в средней полосе Европейской части СССР запас воды в снежном покрове в березняках на 47%, а в сосняках на 20% больше по сравнению с полем; в ельниках же он на 7% меньше, чем в поле. Примесь лиственных пород к хвойным, даже в небольшом размере, повышает запас воды в снежном покрове в лесу.

При изморози, инее и гололеде лес способен осаждать больше осадков, чем поле. Наблюдения Н. П. Кобранова, произведенные в Мариупольском лесничестве, показали, что количество влаги, осаждаемой в лесу в виде изморози, составляет в среднем около 8%, а в виде гололеда около 5% от числа всех осадков, уловленных дождемером за год. По данным И. А. Пульмана, в условиях Курской области молодые садовые деревья (десятилетнего возраста) высотой в 5 м могут собрать на ветвях около 4 кг изморози за сутки и около 80 кг за год. В некоторых случаях под влиянием опавшей с деревьев изморози в лесу образуется снежный покров небольшой толщины в то время, когда в поле он отсутствует.

Таким образом, лес может возмещать до некоторой степени ту недостачу осадков, которая получается вследствие задержания их кронами деревьев. Эта роль леса как конденсатора влаги в условиях степного климата может быть довольно заметной.

При тумане, когда воздух содержит в себе влагу в виде мельчайших капелек, лес способен осаждать осадки из тумана.

Таяние снега весной происходит главным образом за счет тепла, отдаваемого снегу движущимися над ним массами воз-

духа. Таяние снега в лесу происходит менее интенсивно, чем в поле, ввиду того, что обмен тепла между воздушными массами и снегом в лесу замедлен вследствие уменьшения скорости ветра и скопления холодного воздуха у поверхности тающего снега. Интенсивность таяния снега, т. е. количество воды в миллиметрах, получающейся за сутки от таяния снега, зависит от состава насаждения.

Таяние снега в лесу начинается у стволов деревьев. Днем стволы поглощают солнечную энергию, нагреваются и затем передают часть усвоенного ими тепла окружающей среде. У земной поверхности это тепло затрачивается на таяние снега около стволов, в более же высоких частях стволы передают тепло воздуху, ввиду чего днем в лесу (при отсутствии листьев) температура воздуха весной бывает несколько выше, чем в поле. У земной поверхности вокруг ствола в результате таяния снега возникают воронкообразные углубления, которые постепенно растут и взаимно сливаются; на земле же остаются только небольшие островки снега. Последние затем исчезают и лесная почва полностью освобождается от снега.

Интенсивность таяния снега под пологом леса меньше, чем в поле. Наименьшая интенсивность таяния наблюдается в ельниках. В лиственных лесах, особенно березняках, она в 1,5—2 раза больше, чем в еловых насаждениях. На северных опушках снег весной тает медленнее, чем на южных. На лесных полянах интенсивность снеготаяния меньше, чем в поле. Она сокращается в зависимости от размера поляны на 25—50%.

Таяние снега в лиственном лесу начинается одновременно с таянием его в поле; в хвойном лесу оно начинается несколько позднее. Однако период снеготаяния в лесу более продолжительный, ввиду чего снег в лесу сходит значительно позднее, чем в поле. По данным Н. Н. Галахова для средней полосы Европейской части СССР, снежный покров сходит в березняках позднее, чем в поле, на 10—11 дней, в сосняках — на 13—15 дней, в ельниках — на 20—25 дней.

Почва в лесу промерзает зимой на меньшую глубину, чем в поле. Обычно к началу весеннего снеготаяния почва в лесу бывает уже разморозившей, и вследствие этого она лучше напитывается влагой, чем полевая почва. Сток талой воды в реки при таких условиях происходит значительно медленнее, чем в поле. Большое значение при этом имеет ореховатая структура и пористость лесных почв, а также наличие лесной подстилки. Последняя, обладая большой влагоемкостью, проницаемостью и шероховатостью, в сильной степени уменьшает сток воды и способствует просачиванию ее в почву. В дубовом насаждении в районе Ворожежа А. Д. Дубах весной 1929 г. не наблюдал стока талых вод. Весь запас воды в снеге, составлявший слой в 99 мм, за период таяния был почти полностью поглощен лесной почвой. Вода по оврагам за этот год не текла.

В летнее время лес в сильной степени уменьшает сток дождевых и ливневых вод. В дубовом насаждении в районе Воронежа А. Д. Дубах не наблюдал стока даже при ливне в 44 мм. Таким образом, хотя лесная почва получает несколько меньше влаги, чем полевая, вследствие задержания осадков кронами, но все же благодаря более значительной толщине снежного покрова и почти полному отсутствию стока талых и дождевых вод лесная почва в конечном счете получает влаги все же больше, чем полевая почва.

В дубовом насаждении — Шиповом лесу (Воронежская область) лесная почва за счет большого снегонакопления и сокращения поверхностного стока получает в среднем за год на 100 мм больше воды, чем полевая почва (по данным Г. А. Харитнова).

ГЛАВА X

ДАВЛЕНИЕ ВОЗДУХА

90. Единицы измерения. Воздух, окружающий землю, имеет вес, и вследствие этого поверхность земли и предметы, находящиеся на ней, испытывают давление, равное общему весу атмосферы. Нормальное давление воздуха (на уровне моря и при температуре 0°) равно давлению ртутного столба высотой в 760 мм. Так как 1 см³ ртути при 0° весит 13,6 г, то вес ртутного столба высотой в 760 мм и с площадью поперечного сечения в 1 см² составляет 1033,3 г, т. е. около 1 кг. Этот вес ртутного столба и уравнивает нормальное давление атмосферы. На поверхность в 1 м² давление воздуха достигает 10 333 кг.

Давление воздуха измеряется высотой ртутного столба в барометре в миллиметрах. Но это измерение не связано с абсолютной системой единиц — сантиметр, грамм, секунда. Поэтому в последнее время принята новая единица давления — бар, соответствующая давлению в миллион дин на 1 см², или давлению ртутного столба высотой в 750,1 мм. Одна тысячная доля бара называется миллибаром (мб). Давление в 1 мб соответствует давлению столба ртути высотой в 0,75 мм, а 1 мм ртутного столба равен 1,3332 мб. Давление воздуха в 760 мм, таким образом, соответствует давлению 1013,2 мб.

91. Методы измерения давления воздуха. Давление воздуха измеряется при помощи барометров. Употребляются два типа барометров: *ртутный барометр* и *металлический барометр*, или *анероид*.

Широкое распространение имеет *чашечный ртутный барометр* (рис. 83). Он состоит из запаянной сверху стеклянной трубки, погруженной нижним открытым концом в чашку со ртутью. В этой трубке устанавливается ртутный столб, который своим весом уравнивает давление воздуха. При колебаниях давления воздуха высота столба ртути в трубке изменяется. Величина да-

вления воздуха измеряется высотой ртутного столба в трубке от уровня ртути в чашке до вершины мениска ртути в трубке. Трубка заключена в металлическую оправу, в верхней части которой имеется прорез для отсчета высоты столба ртути по шкале, нанесенной на оправу. Отсчеты производятся с помощью подвижного кольца с нониусом.

В показания ртутного барометра вводят три поправки: инструментальную, на температуру и на силу тяжести. Инструментальная поправка зависит от качества изготовления барометра; она берется из поверочного свидетельства, которое прилагается к барометру. Вторую поправку вносят для того, чтобы исключить влияние температуры на показания барометров и сделать их сравнимыми между собой. Принято приводить показания барометров к температуре в 0° . Поправки для приведения показаний барометров к 0° берутся из специальной таблицы. Третья поправка — на силу тяжести — делится на две категории: на поправку, зависящую от широты места, и поправку, зависящую от высоты места над уровнем моря. Поправка на широту места вводится потому, что вес тела вообще и вес столба ртути в частности изменяется с широтой в зависимости от изменения напряжения силы тяжести. Последняя с приближением к экватору уменьшается, по мере же продвижения к полюсам увеличивается.

Принято приводить показания ртутного барометра к напряжению силы тяжести под широтой 45° . Эта поправка тоже берется из специальной таблицы. Поправка на силу тяжести в зависимости от высоты места вводится потому, что сила тяжести по мере поднятия над уровнем моря уменьшается. Поэтому высота ртутного столба при одном и том же внешнем давлении будет неодинакова. Она по мере поднятия вверх, ввиду уменьшения силы тяжести, будет увеличиваться. Однако это увеличение невелико и поправка достигает $0,1$ мм только при высоте 400 м.

Главной частью другого вида барометра — *анероида* — является металлическая тонкостенная с волнистой поверхностью коробка, внутри которой воздух разрежен. При увеличении давления воздуха стенки коробки несколько сближаются, при уменьшении — расходятся. Эти изменения при помощи рычагов передаются стрелке, около которой имеется круговая шкала с делениями, соответствующими миллиметрам высоты ртутного столба (рис. 84).

В показания анероида вводят три поправки: на шкалу, на температуру и добавочную. Первая поправка берется из поверочного свидетельства к анероиду. Вторая поправка вводится для того, чтобы сделать показания анероидов сравнимыми. Условились



Рис. 83.
Ртутный
барометр.

приводить показания их к температуре 0°. Третья поправка — добавочная — вводится потому, что показания анероида со временем изменяются вследствие изменения упругих свойств метал-



Рис. 84. Анероид.

лических частей анероида — коробки, пружины и т. д. Поэтому добавочная поправка непостоянна и для контроля время от времени необходимо сличать показания анероида с показаниями ртутного барометра.

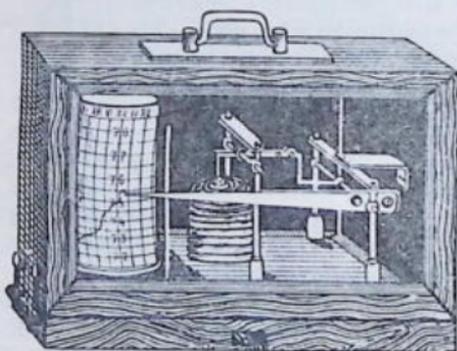


Рис. 85. Барограф.

Анероид дает менее точные показания, чем ртутный барометр, но он очень удобен в обращении вследствие своей компактности и поэтому получил большое распространение.

Для непрерывной записи давления воздуха служит прибор, называемый *барографом* (рис. 85).

Главная часть этого прибора состоит из анероидных коробок, наложенных одна на другую в виде столбика. При измерениях давления стенки этих коробок несколько смещаются. Эти движения передаются при помощи системы рычагов стрелке с пером, наполненным чернилами. Перо

записывает изменения давления в виде кривой линии на ленте, накрученной на барабан, внутри которого имеется часовой механизм. Барабан делает полный оборот в течение суток или недели.

92. Изменение давления воздуха с высотой. Давление воздуха с высотой уменьшается, так как с поднятием остающийся слой становится более тонким и, следовательно, давление, которое он оказывает, будет меньше. Существует формула, при помощи которой можно по давлению и температуре воздуха в пункте, расположенном на некоторой высоте, установить давление на нижележащем пункте или у уровня моря. Эта формула имеет вид

$$n = \frac{8000 \cdot 2(p - p_n)}{p + p_n} (1 + \alpha t),$$

где n — разность высот взятых пунктов, выраженная в метрах, p и p_n — давление воздуха на пунктах, t — средняя температура столба воздуха между нижним и верхним пунктами, α — коэффициент расширения газов, равный 0,004.

Наличие водяного пара в воздухе эта формула не учитывает.

Приведенная формула может быть использована для нахождения высоты, на которую нужно подняться или опуститься, чтобы давление изменилось на 1 мб. Эта высота называется *барометрической ступенью*. В этом случае $p - p_n = 1$ мб, а $p + p_n$ можно с достаточной точностью приравнять к $2p$. Подставляя эти выражения в приведенную выше формулу, получим следующую формулу для барометрической ступени:

$$n = \frac{8000(1 + \alpha t)}{p},$$

где n — барометрическая ступень. При $t = 0^\circ$ $n = \frac{8000}{p}$.

При помощи формулы для барометрической ступени можно привести давление к уровню моря. Это приведение делают в том случае, если необходимо сравнить между собой наблюдения над давлением воздуха, полученные на разных высотах над уровнем моря.

Например, необходимо привести к уровню моря давление в 1000 мб, наблюдавшееся на высоте 100 м при температуре 10° . Допустим, что температура равна 0° . Тогда барометрическая ступень будет $8000 : 1000 = 8,0$ м. Следовательно, при опускании на 8,0 м давление повысится на 1 мб. Так как высота равна 100 м, то при опускании на 100 м давление повысится на $100 : 8 = 12,5$ мб. Тогда давление воздуха на уровне моря приблизительно будет $1000 + 12,5 = 1012,5$ мб. Теперь получим более точное значение барометрической ступени. Для этого найдем среднее из давлений на нижней и верхней станциях; оно будет $(1000,0 + 1012,5) : 2 = 1006,2$ мб. Температура на уровне моря равна $10,6^\circ$ (т. е. она на $0,6^\circ$ выше, чем на высоте 100 м). Средняя же температура равна $(10,0 + 10,6) : 2 = 10,3^\circ$. Имея среднее давле-

ние и среднюю температуру, можно более точно определить барометрическую ступень.

$$n = \frac{8000(1 + 0,004 \cdot 10,3)}{1006,2} = 8,3 \text{ м.}$$

Теперь найдем окончательную поправку для приведения давления к уровню моря; она равна $100 : 8,3 = 12,0$ мб. Следовательно, действительное давление воздуха на уровне моря будет равно $1000,0 + 12,0 = 1012,0$ мб.

93. Годовые колебания давления. Годовой ход давления воздуха наиболее резко выражен во внетропических широтах. Различают два типа годового хода давления воздуха: *морской и континентальный*. Они создаются вследствие различий в нагревании материков и океанов в теплое время года и в охлаждении их в зимнее время. В теплое время года материка нагреваются значительно, чем океаны. Над материками в теплое время года располагаются более теплые и менее плотные массы воздуха, чем над океаном. В результате на материках летом создается пониженное давление воздуха по сравнению с океанами. Зимой материка выхолаживаются сильнее, чем океаны; над ними располагаются более холодные и более плотные массы воздуха. Поэтому над материками зимой создается высокое давление. На морях и океанах, а также на побережьях, наоборот, наибольшее давление наблюдается обычно летом, наименьшее — зимой.

Наибольшее давление, приведенное к уровню моря, — $1078,3$ мб ($808,8$ мм) — наблюдалось в Барнауле в январе 1900 г., а самое низкое — 887 мб ($665,3$ мм) — было отмечено в западной части тропической зоны Тихого океана в августе 1927 г.

94. Распределение давления воздуха у земной поверхности. Наглядное представление о распределении давления воздуха на поверхности земного шара дают географические карты, на которых *пункты, имеющие одинаковое давление, соединены между собой линиями, называемыми изобарами*. Чтобы исключить влияние высоты на давление воздуха, все величины давления предварительно приводят к уровню моря.

Изобары дают возможность выяснить расположение на поверхности земного шара так называемых областей пониженного и повышенного давления воздуха. В первых давление убывает от периферии к центру, достигая в нем минимума. Такие *области пониженного давления с замкнутыми изобарами* носят название *барических минимумов*. В области повышенного давления последнее возрастает от периферии к центру и достигает в нем максимума. Такие *области повышенного давления с замкнутыми изобарами* носят название *барических максимумов*. Области пониженного и повышенного давления в определенных местах земного шара могут удерживаться продолжительное время.

На рис. 86 и 87 приведены карты изобар на уровне моря, построенные на основании средних многолетних данных за январь

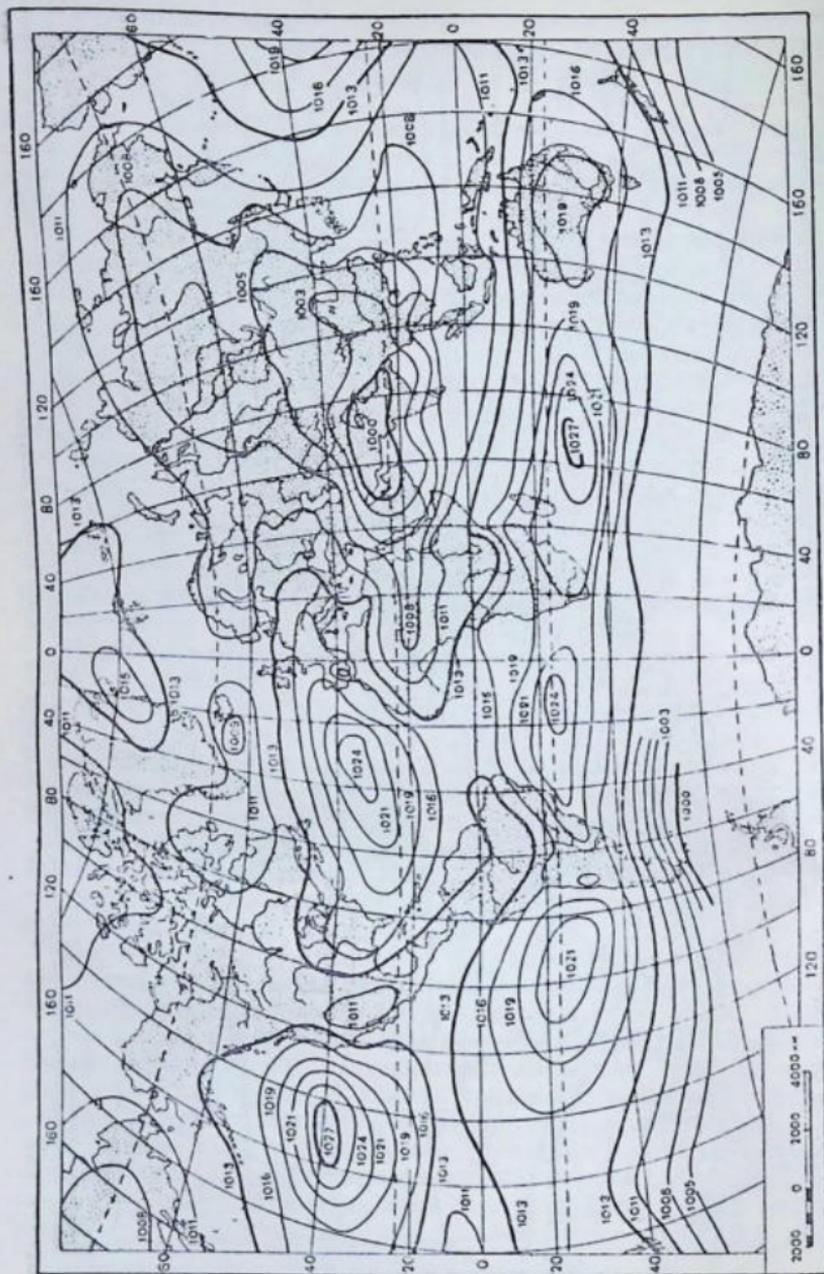


Рис. 87. Изобары на уровне моря в июле.

и июль. Как видно из этих карт, в январе вдоль экватора располагается зона пониженного давления (давление ниже 1013 мб). От этой зоны, по обе стороны от нее, давление возрастает и в широтах 30—35° достигает максимума, образуя зону повышенного давления. Эта зона распадается на отдельные области, называемые субтропическими максимумами, центры которых располагаются в субтропических широтах океанов. В северном полушарии это будут: азорский максимум, образующийся в субтропических широтах Атлантики, и гавайский максимум, создающийся в субтропических широтах Тихого океана. Далее к северу давление воздуха на океанах понижается и достигает минимума в районе Исландии в Атлантическом океане и южнее Аляски в Тихом океане. В этих местах зимой создаются области пониженного давления. Еще далее на север, по направлению к полюсу, давление снова несколько повышается. На суше, которая в январе в северном полушарии во внетропических широтах сильно охлаждается, располагаются области высокого давления. Особенно высокое давление в январе создается в Азии. Здесь располагается южнее озера Байкал максимум давления в 1035 мб.

В июле зона пониженного давления вдоль экватора несколько смещается к северу. Так как летом материка нагреты больше, чем океаны, то ввиду этого над материками располагаются области пониженного давления. Зона высокого давления в широтах 30—35° летом на материках разрывается и высокое давление удерживается только над океанами, где эти области летом несколько смещаются к северу. Области высокого давления в июле располагаются у Азорских островов в Атлантическом океане (азорский максимум) и у Гавайских островов в Тихом океане (гавайский максимум). Область пониженного давления, наблюдавшаяся зимой около Исландии, летом выражается в слабой степени, а область пониженного давления южнее Аляски летом совсем не обнаруживается. В районе северного полюса в июле давление повышено вследствие накопления холодного воздуха.

ГЛАВА XI

ВОЗДУШНЫЕ ТЕЧЕНИЯ В АТМОСФЕРЕ

95. Ветер и его элементы. Воздух лишь в редких случаях находится в состоянии покоя. Обычно он перемещается как в горизонтальном, так и в вертикальном направлении. Движение воздуха в горизонтальном направлении называют *ветром*.

Ветер является очень важным фактором. С ним связан перенос тепла и влаги из других районов, часто весьма удаленных от данного места. Не менее важное значение имеют вертикальные движения воздуха. При этих движениях происходит охлаждение воздуха, если он поднимается, или нагревание его, если он опускается. Охлаждение воздуха при подъеме его приводит к кон-

денсации водяного пара, в результате которой образуются облака и осадки.

Ветер характеризуется двумя элементами: направлением и скоростью. Последняя выражается количеством метров, прошедших воздухом в 1 секунду. Направление же ветра определяется точкой горизонта, откуда дует ветер. Направление ветра

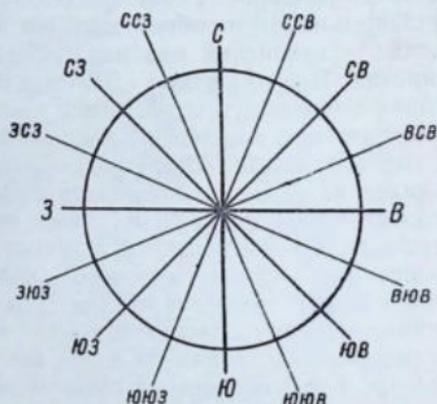


Рис. 88. Румбы.

обычно определяется по 16 румбам (рис. 88). Эти румбы обозначаются начальными буквами названий стран север (North) — через С или N, юг (South) — через Ю или S, восток (East) — через В или E и запад (West) — через З или W. Приводятся обозначения и названия 16 румбов:

Обозначения		Названия
С	N	Север
CCB	NNE	Север-северо-восток
CB	NE	Северо-восток
BCB	ENE	Восток-северо-восток
В	E	Восток
ВЮВ	ESE	Восток-юго-восток
ЮВ	SE	Юго-восток
ЮЮВ	SSE	Юг-юго-восток
Ю	S	Юг
ЮЮЗ	SSW	Юг-юго-запад
ЮЗ	SW	Юго-запад
ЗЮЗ	WSW	Запад-юго-запад
З	W	Запад
ЗСЗ	WNW	Запад-северо-запад
СЗ	NW	Северо-запад
ССЗ	NNW	Север-северо-запад

Направление ветра не остается постоянным. Оно меняется как в течение суток, так и в течение года. Если имеются определения направлений ветра за большой промежуток времени, то в этом случае можно найти повторяемость каждого направления ветра и, таким образом, можно выяснить характер распределения ветра по точкам горизонта. Иногда для выражения такого распределения ветров применяют особые чертежи, так называемые *розы ветров* (рис. 89). Они строятся следующим образом. От некоторой точки по восьми направлениям, соответствующим точкам горизонта, проводятся линии. На этих линиях откладываются пропорциональные повторяемостям ветров. Концы отрезков соединяют линиями и в результате получают замкнутую фигуру, которая и называется розой ветров. Она дает наглядное представление о преобладании различных ветров в данном пункте за какой-либо период времени: месяц, сезон, год.

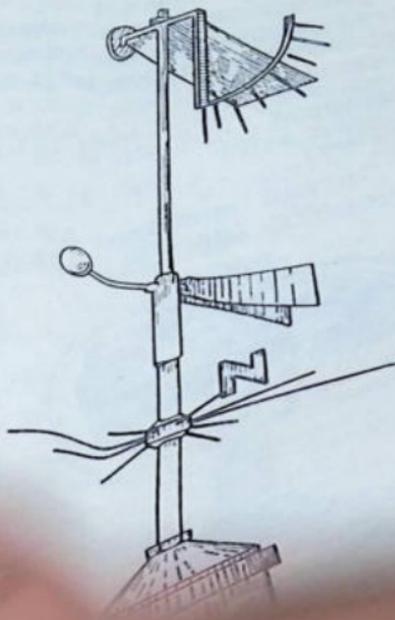


Рис. 89

89. Прибор

платинки, которые свободно вращаются на вершине трубки. На вершине трубки с одной стороны под углом две пластинки, а с другой — с противовесом. Последний всегда указывает, дует ветер. К верхней части трубки прикреплена дуга, по которой откладывается сила ветра, состоящий из рамы с дугой и

дощечки определенного размера (15×30 см) и веса (200 г). В дугу ввинчено восемь штифтов. Все они имеют соответствующие номера; нумерация начинается с нижнего, отвесного штифта, имеющего нулевой номер. Если ветра нет, дощечка висит отвесно около нулевого штифта; при действии же ветра она отклоняется от этого положения, и тем больше, чем сильнее будет ветер. При определении скорости ветра отмечают номера штифтов, около которых или между которыми происходят колебания дощечки, а затем при помощи нижеприведенной таблицы по показанию штифта определяют скорость ветра в метрах в 1 секунду.

Показание дошки (номера штифтов) . . .	0	0-1	1	1-2	2	2-3	3	3-4	4	4-5	5	5-6	6	6-7	7
Скорость ветра (м/сек) . . .	0	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	12	14	17	20

Другим прибором для определения скорости ветра служит *анемометр* (рис. 91). Главной его частью является небольшая

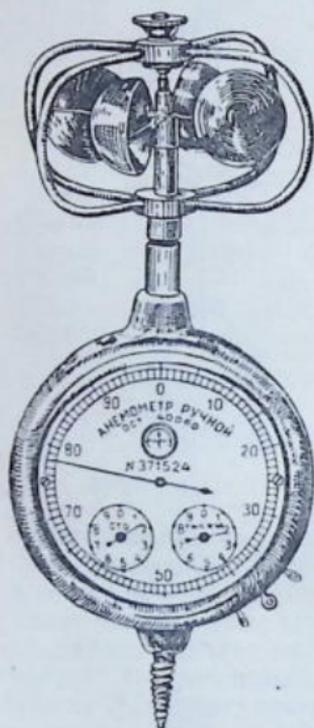


Рис. 91. Ручной анемометр.

крестовина с четырьмя полушариями, обращенными выпуклой поверхностью в одну сторону. Крестовина с полушариями прикреплена к вертикальной оси так, что вся эта система легко вращается под действием ветра в одну сторону. На конце оси, уходящей в коробку, имеется бесконечный винт, связанный с системой шестерен, приводящих в движение одну большую стрелку и две малые. Большая стрелка движется по циферблату, имеющему 100 делений, две малые — по циферблатам, имеющим по 10 делений. Один из малых циферблатов имеет надпись «сто», другой — «тысяча». Эта система стрелок представляет счетчик оборотов крестовины анемометра. Сбоку коробки имеется арретир, при помощи которого можно включать и выключать анемометр. При наблюдениях сначала отмечают положение всех стрелок анемометра, а затем поднимают анемометр и включают его обычно на 100 секунд. По истечении 100 секунд анемометр выключают и делают вторичный отсчет по стрелкам. Разность отсчетов, деленная на сто, даст число делений счетчика анемометра, приходящихся на 1 секунду. Это и будет приближенная скорость ветра, выра-

ная на сто, даст число делений счетчика анемометра, приходящихся на 1 секунду. Это и будет приближенная скорость ветра, выра-

женная числом метров в 1 секунду. Для более точного определения скорости ветра по анемометру пользуются переводным множителем, который указывается в поверочном свидетельстве, прилагаемом к анемометру. Истинная скорость ветра получается умножением числа делений, приходящихся на 1 секунду, на соответствующий переводный множитель, взятый из поверочного свидетельства.

Анемометр является довольно точным прибором для определения скорости ветра. Кроме того, он очень удобен в обращении. Ввиду этого анемометр получил большое распространение.

Иногда определяется не скорость, а сила ветра по так называемой *шкале Бофорта*. Сила ветра по этой шкале дается в баллах, причем баллы шкалы соответствуют определенным скоростям. Шкала Бофорта имеет 12 баллов (0 — штиль, 12 — ураган). Сила ветра в данном случае определяется по глазомерным наблюдениям.

Баллы Бофорта	Скорость ветра (м/сек)	Характеристика ветра	Оценка ветра на глаз
0	0—0,5	Штиль	Дым поднимается вертикально, листья неподвижны
1	0,5—1,7	Тихий	Ветер ощущается как легкое дуновение, дым слегка отклоняется в сторону
2	1,8—3,3	Легкий	Дуновение ветра чувствуется лицом, листья шелестят
3	3,4—5,2	Слабый	Листья и тонкие ветви постоянно колеблются
4	5,3—7,4	Умеренный	Приводятся в движение тонкие ветви деревьев
5	7,5—9,8	Свежий	Колеблются большие сучья
6	9,9—12,4	Крепкий	Качаются толстые сучья деревьев, гудят телеграфные провода
7	12,5—15,2	Сильный	Качаются стволы деревьев, гнутся большие ветви, неудобно идти против ветра
8	15,3—18,2	Очень крепкий	Колеблются большие деревья, ломаются ветви и сучья
9	18,3—21,5	Шторм	Ломаются большие сучья, сдвигаются с места легкие предметы
10	21,6—25,1	Сильный шторм	Вырываются с корнем деревья
11	25,2—29,0	Жесточкий шторм	Большие разрушения
12	> 29,0	Ураган	Производит опустошение

Шкала Бофорта широко применяется в метеорологической службе при составлении телеграмм о состоянии погоды.

97. Структура ветра. Ветер обычно не имеет постоянного направления и скорости. Он всегда дует неравномерно — толчками,

порывами. Эта порывистость обусловлена очень быстрыми изменениями направления и скорости ветра (рис. 92).

Порывистость ветра создается турбулентностью: динамической, образующейся при обтекании воздухом неровностей земной поверхности, и термической, возникающей при неодинаковом нагревании отдельных участков земной поверхности. В воздушном потоке при таких условиях образуется огромное количество вихрей различных диаметров, которые увлекаются потоком в направлении его движения. Эти турбулентные движения вызывают быстрые изменения направления и скорости ветра и приводят к образованию порывистости.

Турбулентное состояние воздуха усиливается при наличии не-

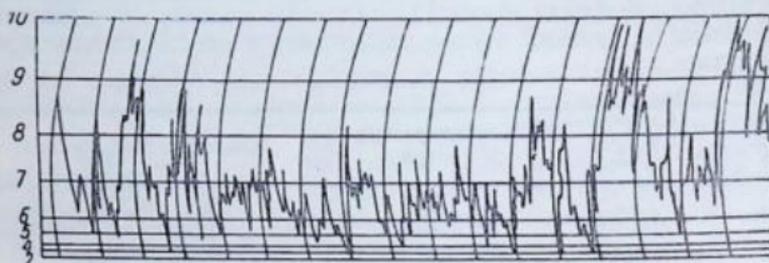


Рис. 92. Запись порывистости ветра.

ровностей на земной поверхности. Оно также усиливается и при термической конвекции. Поэтому порывистость ветра возрастает при наличии возвышенностей, долин, кустов, деревьев и других препятствий. С увеличением высоты порывистость ветра ослабевает. Порывистость ветра возрастает летом в околополуденные часы, когда термическая конвекция достигает наибольшего развития. С усилением ветра возрастает турбулентность и в связи с этим увеличивается и порывистость. Наконец, порывистость ветра зависит от типа воздушной массы.

Холодная масса воздуха, перемещаясь вдоль более теплой поверхности, снизу прогревается. В ней создается термическая конвекция, которая способствует развитию турбулентности и, следовательно, повышенной порывистости ветра. Теплая же воздушная масса при перемещении вдоль более холодной поверхности снизу охлаждается и вследствие этого приобретает вертикальную устойчивость. При таких условиях турбулентность ослабевает и ветер принимает более ровный характер.

98. Скорость ветра. При движении воздуха вдоль земной поверхности на него действует сила трения о земную поверхность. Последняя вызывает значительные изменения как в скорости ветра, так и в направлении его, причем наибольшие изменения происходят в слое, который соприкасается с поверхностью земли.

Влияние трения на скорость ветра с высотой ослабевает. Поэтому наименьшие скорости ветра возникают у земной поверхности, по мере же удаления от нее они увеличиваются. Это увеличение скорости в нижних слоях идет сначала очень быстро, а затем замедляется. Наблюдения показали, что в среднем за год на высоте 300 м скорость ветра в 4 раза больше, чем на высоте 20 м.

В условиях равнинной безлесной местности, например в тундре, степной зоне и т. д., скорость ветра больше, чем в условиях холмистой или лесистой местности. Над поверхностью моря и океана скорость ветра больше, чем над сушей вследствие небольшого трения; с высотой же скорость ветра над морями и океанами возрастает медленнее, чем над сушей. Скорость ветра на суше по мере удаления от берегов морей и океанов уменьшается.

Воздух, перемещаясь вдоль земной поверхности с той или иной скоростью, производит на предметы, находящиеся на его пути, некоторое давление. Чем больше скорость ветра, тем более значительное давление он оказывает на предметы. Давление ветра, производимое на 1 м² поверхности, расположенной перпендикулярно направлению ветра, выражается формулой

$$p = 0,125v^2,$$

где p — давление ветра в кг/м², v — скорость ветра в м/сек, 0,125 — постоянный множитель.

99. Суточный и годовой ход скорости ветра. Скорость ветра имеет суточный ход. Особенно резко он проявляется на суше (на небольших высотах) в ясную погоду. Наибольшие скорости ветра создаются в нижних слоях в послеполуденные часы, наименьшие — ночью и ранним утром. Амплитуда суточных колебаний скорости ветра в течение года изменяется. Наименьшая амплитуда наблюдается зимой, наибольшая — в теплое время года. Так, в Саратове в январе она составляет 1,5 м/сек, в июле — 2,3 м/сек.

В более высоких слоях имеет место обратный суточный ход скорости ветра, а именно в этих слоях наибольшая скорость ветра возникает в ночное время (около полуночи), наименьшая — днем (около полудня). Высота, на которой происходит эта смена, зависит от сезона, времени суток и силы ветра. В летнее время смена одного типа суточного хода на противоположный происходит на высоте 100 м и выше, зимой — на высоте около 50 м и ниже. В сильный ветер и при значительной турбулентности смена типов суточного хода скорости может происходить на высоте 300 м.

Такой суточный ход скорости ветра можно объяснить следующей причиной. Повышенная скорость ветра в нижних слоях в околополуденные часы вызывается турбулентным перемешиванием нижних и верхних слоев воздуха, приводящим к обмену скорости ветра, а именно повышенные скорости ветра передаются

от верхних слоев воздуха нижним, а пониженные скорости — от нижних слоев верхним. Вечером вследствие охлаждения почвы и нижнего слоя воздуха турбулентность затухает, обмен ослабевает и скорость ветра в высоких слоях увеличивается. Наконец, ночью обмен между верхними и нижними слоями прекращается; у поверхности земли наступает затишье, в верхних же слоях скорость ветра увеличивается до наибольшей величины. Так как конвекция и турбулентность наиболее резко выражаются в летнее время, то в летние месяцы суточный ход скорости ветра выражен более резко, чем зимой; в ясные дни он выражен резче, чем в пасмурные. Над морем суточный ход скорости ветра менее заметен, чем над сушей.

В годовом ходе изменений скорости ветра имеются большие различия, которые вызваны местными условиями. На материках годовой минимум скорости ветра приходится на летние месяцы, максимум — на зимние. Так, в центральных областях Европейской части СССР наибольшие скорости ветра наблюдаются в феврале и отчасти в январе, наименьшие — в июле и отчасти в августе.

Наибольшие скорости ветра отмечаются в Антарктике. Там на Земле Адели средняя годовая скорость ветра доходит до 19 м/сек, а в отдельные дни скорость ветра достигает 65 м/сек. В тропиках при ураганах отдельные порывы ветра достигают 110 м/сек.

100. Причина ветра. Если воздушная масса испытывает со всех сторон одинаковое давление, то эта масса будет находиться в состоянии равновесия. Если же давление, производимое на массу воздуха, неодинаково, то она начнет перемещаться в направлении от более высокого давления к более низкому, причём это перемещение происходит до тех пор, пока не будет уничтожена разница в давлении.

Причиной возникновения ветра является неравномерное распределение давления воздуха на поверхности земли, вызываемое в свою очередь неравномерным распределением температуры воздуха.

В зависимости от географической широты и характера подстилающей поверхности одни участки земной поверхности нагреваются больше, чем другие. Вследствие этого возникают различия температур, приводящие к образованию разностей в давлении. Последние создаются потому, что в более теплых участках происходит нагревание и, следовательно, расширение воздуха, вызывающее вытеснение части воздуха вверх и отток его в высоких слоях от теплых участков к более холодным. Вследствие этого у земной поверхности в более нагретых местах будет наблюдаться понижение давления, а в менее нагретых — повышение давления. Это будет вызывать отток воздуха от менее теплых участков, где давление выше, к более теплым, где давление ниже. Притекающий к теплым местам воздух будет нагреваться и расширяться и

в высоких слоях оттекает к холодным участкам, где он будет опускаться вниз и у земной поверхности перемещаться к более нагретым участкам.

Причиной ветра, таким образом, является разность давлений, создающаяся у земной поверхности. Эта разность давлений воздуха определяется *барическим градиентом*. Последний представляется собой вектор, направленный по нормали к изобарам в сторону убывающего давления. За величину градиента принимается изменение давления на единицу расстояния. За единицу расстояния берут 1° дуги меридиана, или расстояние в 111,1 км. Чем больше градиент давления, тем больше скорость ветра. Барический градиент представляет силу, которая приводит воздух в движение.

В умеренных широтах величина барического градиента обычно бывает меньше 5—6 мб. В очень редких случаях он достигает величины 8—10 мб. При ураганах величина барического градиента может достигать 25 мб и более.

101. Отклоняющая сила вращения земли и сила трения. Движение воздуха, однако, не совершается в направлении градиента. Вследствие действия силы вращения земли вокруг своей оси ветры отклоняются от градиента вправо в северном полушарии и влево в южном. Элементарное объяснение этого явления следующее (рис. 93).

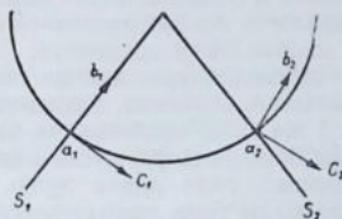


Рис. 93. Отклоняющее действие вращения земли.

Пусть частицы воздуха движутся к северу по меридиану S_1 в направлении a_1b_1 ; это движение совершается под действием градиента, направление которого в данном случае совпадает с направлением меридиана. Так как земля вращается вокруг оси с запада на восток, то через некоторое время меридиан S_1 займет положение S_2 . Частицы воздуха, движущиеся по меридиану к северу, будут стремиться удержаться по инерции как свое первоначальное направление, так и свою скорость. Ввиду этого при новом положении меридиана направление ветра a_2b_2 будет параллельным первоначальному направлению a_1b_1 , т. е. воздушный поток будет отклонен от меридиана и, следовательно, от градиента вправо.

Допустим теперь, что частицы воздуха движутся под действием градиента по широте к востоку из точки a_1 , лежащей на меридиане S_1 , в направлении a_1c_1 . Через некоторое время меридиан S_1 , вследствие вращения земли вокруг оси, примет положение S_2 . В этом случае частицы воздуха продолжали бы перемещаться по направлению a_2c_2 , параллельному первоначальному, и, следовательно, воздушный поток отклонился бы от широты и градиента, который в данном случае совпадает с широтой, вправо. Точно так же можно показать, что вращение земли

вокруг оси действует отклоняющим образом не только на движения, совершающиеся в меридиональном или широтном направлении, но и в любом направлении.

Отклоняющая сила вращения земли вокруг своей оси, называемая силой Кориолиса, действует всегда в направлении, перпендикулярном к направлению движения воздуха: вправо — в северном полушарии, влево — в южном. Она изменяет только направление воздушного потока и не влияет на его скорость.

Величина отклоняющей силы вращения земли вокруг оси W , действующей на единицу массы, равна

$$W = 2\omega v \sin \varphi,$$

где ω — угловая скорость вращения земли, равная 0,000073, φ — географическая широта, v — скорость ветра. На экваторе ($\varphi = 0^\circ$) отклоняющая сила равна нулю. Следовательно, на экваторе, независимо от скорости ветра, воздух всегда движется в направлении градиента. С возрастанием широты отклоняющая сила увеличивается и на полюсах ($\varphi = 90^\circ$) она достигает наибольшего значения, а именно $2\omega v$. Таким образом, ветры одной и той же силы отклоняются от направления градиента тем больше, чем больше широта. Если скорость ветра равна нулю, то и отклоняющая сила равна нулю. Следовательно, эта сила действует только на тела, находящиеся в движении. С увеличением скорости ветра возрастает и отклоняющая сила.

Следует отметить, что ускорения, обуславливаемые силой вращения земли вокруг оси, будут вообще невелики. Даже при очень большой скорости ветра (20 м/сек) ускорение на полюсе, где отклоняющая сила достигает наибольшего значения, составляет всего 0,29 см/сек². Однако несмотря на малую величину вызываемых ускорений, эта сила действует на воздушные частицы длительное время, и ввиду этого она может оказать большое влияние на направление воздушных течений.

Отклоняющая сила вращения земли действует не только на частицы воздуха — она действует на все тела, находящиеся в движении. Эта сила вызывает отклонение падающих тел к востоку. Под влиянием отклоняющей силы вращения земли речные потоки в северном полушарии отклоняются вправо от направления течения; благодаря этому правые берега рек размываются водой и становятся высокими, левые же берега являются размытыми и пологими, так как от этих берегов речной поток уже отступил.

Связь между направлением ветра и распределением давления воздуха устанавливает следующее правило: *если стать спиной к ветру, то низкое давление будет слева — несколько впереди, а высокое давление будет справа — немного позади.*

Кроме отклоняющей силы вращения земли, на движущуюся массу воздуха оказывает еще влияние сила трения, действующая со стороны земной поверхности. Эта сила при первом приближении прямо пропорциональна скорости ветра и направлена в сто-

рону, противоположную направлению ветра. Если обозначить силу трения через R , то

$$R = kv,$$

где v — скорость ветра, а k — коэффициент трения, зависящий от характера подстилающей поверхности. В пересеченной местности и в горных странах он больше, чем в равнинной местности. Над морем он приблизительно в 4 раза меньше, чем над сушей.

В настоящее время трение воздуха рассматривается не как внешнее трение его о земную поверхность, а как внутреннее трение, т. е. как трение воздуха о воздух, создающееся внутри движущейся воздушной массы при турбулентных движениях воздуха, при которых частицы его движутся с различными скоростями. Так как интенсивность турбулентных движений в сильной степени зависит от характера земной поверхности, то, следовательно, последняя оказывает большое влияние и на внутреннее трение воздуха.

Наблюдения показывают, что сила трения в общем направлена не прямо противоположно движению воздуха, а отклоняется от этого направления влево на угол около 35° .

Угол отклонения направления ветра от градиента α определяется формулой

$$\operatorname{tg} \alpha = \frac{2\omega \sin \varphi}{k \cos 35^\circ} + \operatorname{tg} 35^\circ.$$

Из приведенной формулы видно, что угол отклонения α зависит только от географической широты и коэффициента трения и что он не зависит от скорости ветра. С увеличением широты и уменьшением коэффициента трения угол отклонения α увеличивается. Если коэффициент трения равен нулю, то угол отклонения увеличивается до 90° , т. е. при таком условии ветер дует по изобаре. Так как с высотой коэффициент трения уменьшается, то угол отклонения α увеличивается. Ветер все более и более отклоняется от направления градиента вправо, и когда коэффициент трения приблизится к нулю (на высоте около 1000 м), угол отклонения достигает 90° , т. е. направление ветра будет совпадать с направлением изобар. Такой ветер при отсутствии силы трения носит название *градиентного ветра*.

102. Воздушные течения в области пониженного давления. Пусть имеется область пониженного давления, представленная в виде системы замкнутых концентрических изобар. В этой области давление понижается от периферии к центру и достигает в последнем минимума. Таким образом, в области пониженного давления создается разность в давлении между периферией и центром. Барические градиенты в этой области направлены от периферии к центру. Ввиду этого в областях пониженного давления должны наблюдаться в том же направлении и воздушные течения. Вследствие отклоняющей силы вращения земли эти

течения в северном полушарии отклоняются от градиента вправо, в силу чего воздушные массы перемещаются в центральную часть области пониженного давления не по прямолинейным путям, а по путям, имеющим вид спиралеобразных кривых, причем последние закручиваются против часовой стрелки. Кривые, представляющие направление воздушных течений, называются *линиями токов*. Касательные к ним в любой точке совпадают с направлением ветра в этой точке.

В неподвижной области пониженного давления с круговыми изобарами линии токов у земной поверхности сходятся в точке, находящейся в центре области (рис. 94), называемой *точкой конвергенции*. В этой точке скорость ветра равна нулю. В данном случае отдельные частицы воздуха перемещаются по спиральям, совпадающим с линиями

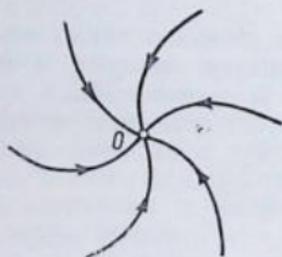


Рис. 94. Направление линий токов при конвергенции.

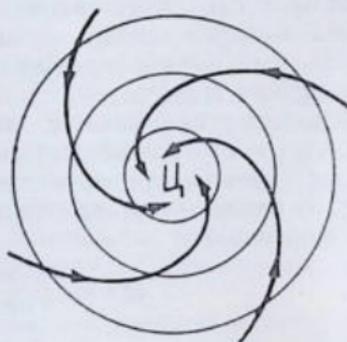


Рис. 95. Движение масс воздуха в области, занятой циклоном.

токов. Если же область пониженного давления перемещается, то пути воздушных частиц будут иными. Они в этом случае представляют результат сложения движения этих частиц по спиральным линиям токов и поступательного перемещения последних вместе с областью пониженного давления. В данном случае траектории частиц будут иметь вид конвергирующих спиралей самых разнообразных форм.

В области пониженного давления воздушные массы, оттекающие от периферии к центру, образуют в северном полушарии вихрь с движением против часовой стрелки, а в южном — по часовой стрелке. Данная система ветров называется *циклонической*, а область пониженного давления с такой системой ветров называется *циклоном* (рис. 95).

Ввиду того, что в центральную часть циклона стекаются воздушные массы с его периферии, давление в центре циклона должно повышаться, величина барических градиентов уменьшаться и скорость ветра ослабевать. При таких условиях циклон в короткое время должен исчезнуть. Однако он существует в течение нескольких дней, причем за время его существования гра-

диенты и скорости ветра в нем могут не только со временем убывать, но и возрастать. Это происходит потому, что в циклоне имеют место восходящие движения воздуха, а в высоких слоях тропосферы — растекание его, что и поддерживает пониженное давление в циклонической области. Как будет указано далее, эти восходящие движения воздуха связаны с фронтальным поднятием его. Они создают благоприятные условия для конденсации водяного пара. Поэтому циклоны характеризуются облачной, или пасмурной, погодой с осадками.

103. Воздушные течения в области повышенного давления. В области высокого давления, представленной в виде системы замкнутых изобар, давление повышается от периферии к центру, где оно достигает максимума. Поэтому градиенты давления в этой области направлены от

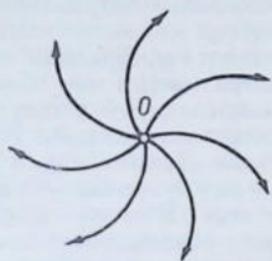


Рис. 96. Направление линий токов при дивергенции.

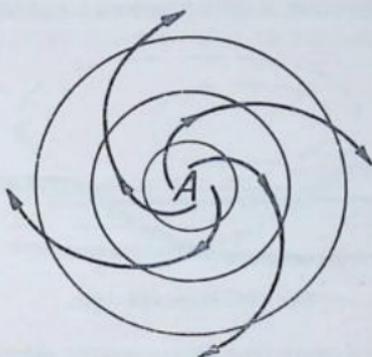


Рис. 97. Движение масс воздуха в области, занятой антициклоном.

центра к периферии. В том же направлении в области высокого давления должен совершаться отток воздушных масс, но, ввиду действия отклоняющей силы вращения земли вокруг оси, воздушные массы отклоняются от направления градиентов (вправо — в северном полушарии, влево — в южном) и движутся к периферии по линиям, имеющим вид спиралеобразных кривых. Эти пути воздушных масс, или линии токов, в замкнутой области высокого давления у земной поверхности расходятся из центральной точки, называемой *точкой дивергенции* (рис. 96). Таким образом, область высокого давления является областью дивергенции. В этой области воздух у поверхности земли растекается от центра во все стороны.

Воздушные массы, оттекающие от центра высокого давления к периферии, образуют в этой области вихрь с движением по часовой стрелке в северном полушарии и против часовой стрелки в южном. Такая система ветров называется *антициклонической*, а область высокого давления с такой системой ветров называется *антициклоном* (рис. 97).

Так как в области высокого давления массы воздуха оттекают от центра к периферии, то давление в центральной части области должно убывать и разницы в давлении между центром и периферией должны сглаживаться. Однако высокое давление в центральной части области может поддерживаться долгое время. Это происходит потому, что растекающийся у земной поверхности воздух пополняется воздухом, опускающимся сверху вниз. Области высокого давления сопровождаются нисходящими токами. Поэтому условия для образования осадков здесь неблагоприятны. Антициклоны сопровождаются ясной, сухой погодой, без осадков.

104. Местные ветры. Так называются воздушные течения, возникающие в определенных районах под влиянием местных физико-географических условий. К ним относятся бризы, горно-долинные ветры, фен, бора и др.

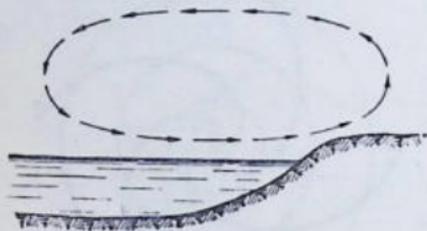


Рис. 98. Морской бриз.

Бризы. Бризами называются ветры на берегах океанов, морей и озер, меняющие направление 2 раза в сутки. Днем они дуют с моря на сушу, ночью — с суши на море. В низких широтах бризы образуются в течение

всего года, в умеренных и высоких широтах — обычно в теплое время года. Особенно резко бывают выражены бризы в хорошую погоду. Морской бриз днем в береговой полосе несколько понижает температуру воздуха и повышает влажность. Береговая полоса, захватываемая морским бризом, имеет ширину около 20—40 км, а иногда и более. Высота бризов в средних широтах определяется в несколько сот метров, в тропиках она значительно выше.

Причиной образования бризов является неравномерное нагревание и охлаждение суши и моря в течение суток. Суша днем нагревается сильнее, чем море; ночью, наоборот, она значительно охлаждается. Ввиду этого днем над сушей наблюдается поднятие нагретого воздуха и оттекание его на некоторой высоте с суши на море, где он опускается. Поэтому давление воздуха днем на суше несколько понижается, а над морем повышается. В результате днем у земной поверхности образуются градиенты давления, направленные в сторону суши, и устанавливается ветер с моря — *морской бриз* (рис. 98). Таким образом, создается циркуляция воздуха, вызываемая различным нагреванием суши и моря днем. Ночью происходит обратное явление. Суша ночью охлаждается больше, чем море. Ввиду этого ночью над сушей воздух более охлажден, чем над водной поверхностью. Это приводит к образованию несколько повышенного давления на суше и к возникнове-

нию градиентов давления, направленных от суши к морю. Поэтому у земной поверхности ночью ветер дует от берега к морю — так называемый *береговой бриз* (рис. 99). Этот бриз по сравнению с морским характеризуется небольшой вертикальной мощностью, так как ночное охлаждение на суше распространяется на тонкий слой воздуха, прилегающий к земной поверхности. Поэтому береговой бриз захватывает по сравнению с морским более узкую полосу.

Очень слабые бризы могут возникать в хорошую погоду летом на берегах рек и озер. На берегу реки днем можно чувствовать тягу воздуха с реки, ночью — со стороны суши. Слабая циркуляция воздуха, подобная бризам, создается также летом в поле при наличии леса. В хорошую погоду днем в поле образуется тяга воздуха со стороны прохладного леса, а на высоте крон деревьев имеет место обратная тяга. Ночью же имеется тенденция к образованию тяги воздуха из поля к лесу, а на высоте крон — из леса к полю. В данном случае наиболее резко бывает выражена тяга воздуха на высоте крон, так как движение воздуха у земли тормозится трением его о земную поверхность.

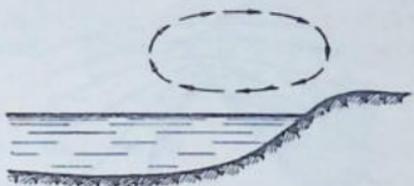


Рис. 99. Береговой бриз.

Подобные явления наблюдаются летом в хорошую погоду на окраинах городов. В городах температура выше, чем в поле. Ввиду этого в городах давление несколько ниже, чем в окрестностях города. Это создает движение воздуха с поля к городу.

Горно-долинные ветры. В горах в ясную, сухую погоду происходит правильная смена ветров: днем ветер дует с долины, ночью, наоборот, — с гор. Особенно резко проявляется эта смена ветров в горных местностях летом; зимой она наблюдается в ослабленном виде. Наиболее значительные долинные ветры возникают днем вдоль склонов, обращенных на юг.

Причиной дневного долинного ветра является более значительное нагревание воздуха на склонах, чем на той же высоте в свободном воздухе; это вызывает подъем воздуха днем вверх по склонам. Ночью же благодаря охлаждению воздух делается более плотным и стекает вниз — по склонам в долины.

Такая регулярная смена ветров в гористой местности влияет на погоду. Днем в хорошую погоду поднимающийся воздух переносит вверх из долин водяной пар, особенно значительно в околополуденные часы. Ввиду этого влажность воздуха за это время увеличивается вверху и уменьшается в долинах. Ночью же нисходящие токи переносят влагу вниз — в долины, ввиду чего влажность в горах уменьшается.

Если горы покрыты ледниками, то с последних может проис-

ходить сток холодного воздуха в виде ледникового ветра. Этот ветер дует в течение суток в одном направлении, усиливаясь ночью, когда он совпадает с горным ветром, и ослабевает днем, когда сток холодного воздуха с ледника задерживается встречным долинным ветром. В местах встречи этих двух потоков воздуха часто образуются туманы.

Фен. Так называется очень теплый, сухой ветер, дующий с гор, иногда покрытых снегом и ледниками. В СССР очень часто фены образуются в некоторых местах Закавказья, особенно в районе Кутаиси. Чаще всего они бывают зимой и весной, но вообще могут наблюдаться и в течение круглого года.

Фены возникают в том случае, если в долине по одну сторону хребта устанавливается пониженное давление, по другую же сторону — повышенное. При таких условиях создаются воздушные течения, направленные от хребтов в долину, где располагается область пониженного давления. Фены могут создаваться и тогда, когда данную горную систему занимает антициклон. При таких условиях может происходить общее опускание воздуха и фены могут наблюдаться по обоим склонам.

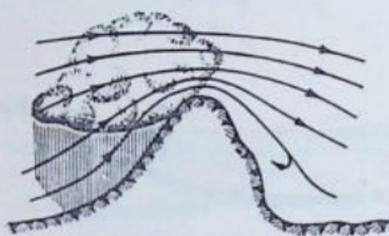


Рис. 100. Фен.

Теплота и сухость фена вызываются следующими причинами. Допустим, что воздух при своем движении встречает препятствие в виде горного хребта. Тогда он будет подниматься по наветренному склону и при этом адиабатически охлаждаться. Если воздух не насыщен паром, то его температура сначала понижается на 1° на каждые 100 м поднятия до тех пор, пока водяной пар не достигнет состояния насыщения. При дальнейшем подъеме температура воздуха понижается на $0,5^\circ$ на каждые 100 м поднятия, так как при таком понижении температуры водяной пар будет конденсироваться с выделением скрытой теплоты парообразования. Эта конденсация даст осадки, которые будут выпадать при подъеме воздушной массы. Достигнув вершины, воздух начинает по противоположному склону опускаться вниз и при этом адиабатически нагреваться на 1° на каждые 100 м опускания. Ввиду этого он приходит в долину с высокой температурой и низкой относительной влажностью (рис. 100).

Чтобы уяснить этот процесс, рассмотрим следующий простейший случай. Допустим, что воздух, имеющий температуру 10° и относительную влажность 100%, встречает на своем пути горный хребет высотой в 2000 м и начинает подниматься по склону этого хребта. При таком подъеме он адиабатически охлаждается и температура его понижается на $0,5^\circ$ на каждые 100 м поднятия. Это охлаждение будет вызывать конденсацию водяного пара и вы-

падение осадков на наветренном склоне хребта. Когда воздух достигает вершины, температура его будет равна 0°. При такой температуре водяной пар не может иметь упругость выше 6,1 мб и последняя будет максимальной. Достигнув вершины, воздух начинает опускаться вниз и адиабатически нагреваться на 1° на каждые 100 м опускания. Когда воздух опустится с высоты 2000 м, он уже будет иметь температуру в 20°; водяного же пара в нем будет не больше, чем на вершине. Так как при температуре 20° упругость насыщенного пара равна 23,4 мб, то относительная влажность опустившегося в долину воздуха будет определяться в $\frac{6,1 \cdot 100}{23,4} = 26\%$. Таким образом, опустившийся в долину воздух будет теплым и сухим.

Изменения температуры и влажности воздуха при фене совершаются очень быстро. Так, при фене, образовавшемся на Зеленом Мысу в районе Батуми 28 февраля 1915 г., в течение дня происходили следующие изменения температуры и влажности воздуха:

Часы	7	13	21
Температура (град.)	9,0	10,0	24,4
Относительная влажность (%)	99	95	16

Фены наблюдаются в Крыму, Алтае, в Альпах, на восточных склонах Скалистых гор Северной Америки и в других местах.

Фены, дующие в теплое время года, ускоряют созревание хлебов и фруктов; при сильных же фенах растения могут погибать вследствие высыхания. В зимнее время фены в горах вызывают обвалы снега.

Б о р а́. Этот ветер является разновидностью горных ветров. Бора, так же как и фен, представляет ветер, падающий с гор, но при боре опускается не теплый воздух, как при фене, а холодный. Последний при боре обычно опускается с невысоких хребтов, не превышающих 1000 м, поэтому нагревание его при опускании незначительно. Образуется бора чаще всего в холодное время года.

Бора представляет очень сильный ветер, дующий с невысоких хребтов к теплому морю. В СССР особенной силы достигает бора в районе Новороссийска, где она является сильным ветром северо-восточного направления (норд-ост). Бора здесь возникает при вторжении холодных арктических масс воздуха, достигающих Северного Кавказа, где из них формируется высокое давление. Холодные массы воздуха, имея незначительную вертикальную мощность, стремятся обойти Кавказский хребет с боков. При движении их на запад над теплым, незамерзающим Черным морем образуется область пониженного давления. При таких условиях массы холодного воздуха устремляются к морю и в районе Новороссийска с прибрежного хребта Варада высотой от 400 до 650 м стекают в виде мощного воздухопада к Черному морю. В среднем за год в Новороссийске бывает 46 дней с борой. Продолжитель-

ность боры от одного до трех дней. Скорость ветра во время боры может доходить до 40 м/сек.

105. Влияние растительного покрова на ветер. Растительный покров в сильной степени ослабляет ветер. Внутри растительного покрова наблюдаются обычно небольшие скорости ветра по сравнению с открытым местом. Особенно значительно уменьшает скорость ветра густой растительный покров, в котором скорость ветра всегда мала, а у поверхности земли обычно бывает затишье. Наибольшее влияние на скорость ветра оказывает лес, который представляет для движущейся массы воздуха большое препятствие.

Лес изменяет скорость и направление воздушной массы, а также ее структуру. Воздушная масса, встречая на пути лес, обтекает его с опушек и сверху; отдельные струи воздуха проникают и в лес. Перемещающийся над кронами деревьев воздух затем опускается с подветренной стороны леса и вновь движется вдоль поверхности земли с пониженной скоростью. Эта скорость постепенно возрастает, и на расстоянии около 500 м от леса она достигает первоначальной величины. Так, по наблюдениям Н. С. Нестерова, произведенным под Москвой, скорости ветра в зависимости от расстояния от опушки леса изменялись следующим образом:

	Перед лесом с наветренной стороны				За лесом с подветренной стороны		
	117	81	31	0	170	256	470
Расстояние от опушки леса (м)							
Скорость ветра в % от скорости в открытом отдаленном месте	100	82	98	85	39	88	100

Около опушки леса происходит некоторое увеличение скорости ветра, а также и порывистости его, вызываемой усилением динамической турбулентности. Около наветренной опушки создается как бы воздушный прибой, с образованием в большом количестве маленьких вихрей.

По данным А. И. Кайгородова, влияние леса на ветер распространяется на расстояние, равное 10—15-кратной высоте леса. В меньшей степени снижение скорости ветра под влиянием леса простирается на более значительные расстояния: до 100 м с наветренной стороны и до 500 м и даже более с подветренной стороны — в зависимости от состава насаждения, полноты, возраста, высоты и состояния деревьев, рельефа и т. д. Это указывает на то, что влияние леса на скорость ветра в зависимости от местных условий может простираться с подветренной стороны на зону шириной, равной 20—30-кратной высоте насаждения, а в некоторых случаях и более.

Проникающий в лес ветер быстро уменьшает в нем свою скорость. Наблюдения Н. С. Нестерова, произведенные под Москвой в сосновом насаждении с густым дубовым ярусом и подлеском из орешника, показали следующее убывание скорости ветра в лесу в процентах от начальной скорости:

От опушки вглубь леса (м) . .	34	55	77	98	121	185	228
% начальной скорости	56	45	23	19	7	5	2—3

Особенно значительно уменьшают скорость ветра еловые насаждения. В последних почти всегда наблюдается затишье.

Воздушный поток, обтекающий верхнюю поверхность лесного массива, значительно изменяет свою структуру. При обтекании многочисленных неровностей верхней границы полога леса в воздушном потоке образуется масса вихрей, вызывающих турбулентное состояние воздуха над лесом. Эта повышенная турбулентность обнаруживается над лесом на самолетах до высоты 200—300 м. Особенно заметна она бывает в летнее время днем при повышенной скорости ветра.

106. Ветер и растения. Ветер оказывает на растения меньшее влияние, чем свет, тепло и влага, но зато влияние его на растения многообразно.

Деревья подвергаются более значительному действию ветра, чем травянистая растительность. Это вызывается тем, что скорость ветра у поверхности земли мала, с высотой же она возрастает; поэтому деревья, располагающиеся в более высоких слоях воздуха, подвергаются и более значительному воздействию со стороны ветра.

Ветер оказывает большое влияние на транспирацию. Последняя усиливается с увеличением скорости ветра. Особенно усиливается транспирация при сухих ветрах, сопровождающихся высокими температурами.

Сильные сухие ветры оказывают вредное действие на растения и зимой. Они вызывают значительное испарение влаги надземными частями деревьев в то время, когда корни не в состоянии подавать ее из мерзлого грунта. Это зимнее испарение в некоторые годы может губительно отражаться на деревьях.

В местах, где наблюдаются сильные ветры, дующие постоянно в одном направлении, деревья имеют асимметричную, одностороннюю крону, вытянутую в направлении господствующих ветров. Стволы при таких условиях бывают изогнутыми. От постоянного раскачивания в стволах создается неравномерное внутреннее строение, в результате чего они получают овальное сечение с эксцентрическими годичными кольцами. Такие явления обычно наблюдаются у деревьев, произрастающих на морских побережьях и на горных вершинах, где они подвергаются одностороннему действию сильных ветров. У деревьев, произрастающих на свободе и подвергаю-

щихся равномерному действию ветра со всех сторон, диаметр ствола уменьшается сверху, отклоняясь значительно от цилиндрической формы. Центр тяжести у таких деревьев располагается низко, благодаря чему деревья приобретают большую устойчивость против ветра. У деревьев, подвергающихся постоянному воздействию сильных ветров, развивается более мощная корневая система, чем у деревьев, произрастающих в местах с более слабыми ветрами.

Ветер переносит на большие расстояния пыльцу, и для многих растений он является фактором опыления их. Ветер также играет большую роль в распространении семян и плодов, которые переносятся им на большие расстояния.

Ветер часто причиняет деревьям механические повреждения: ломает ветви, сучья, стволы, а иногда опрокидывает деревья с корнями.

Явление поломки стволов деревьев ветром называется *буреломом*, явление же опрокидывания деревьев с корнями — *ветровалом*. От ветровала наиболее сильно страдают деревья со слаборазвитой корневой системой, например ель, а также слабые от старости или больные деревья. Ветровалы чаще всего бывают осенью. Бурелому и ветровалу способствуют вырубки в густых насаждениях. Деревья, произрастающие в таких насаждениях, имеют длинный и тонкий ствол цилиндрической формы, несущий слаборазвитую крону на верхушке. Центр тяжести у таких деревьев располагается высоко, вследствие чего деревья приобретают незначительную устойчивость. Так как в густом насаждении господствуют слабые ветры, последние не оказывают на деревья вредного воздействия. Если же в насаждении производится вырубка и некоторые деревья выставляются на простор, то при таких условиях эти деревья, не имеющие значительной устойчивости, будут подвергаться сильному воздействию со стороны ветра и страдать от бурелома и ветровала.

Буреломы и ветровалы обычно образуются при сильных ветрах. При этом большое значение имеет не только скорость ветра, но и порывистость, или шквалистость его, т. е. быстрые и сильные толчкообразные колебания ветра. Если ритм этих колебаний соответствует ритму качания дерева, то в этом случае ветер оказывает наиболее сильное воздействие на деревья и может ломать стволы или даже опрокидывать их с корнем. Такими порывистыми ветрами чаще всего являются ветры западного и северо-западного направлений. Они обычно наблюдаются при прохождении холодных фронтов. Поэтому буреломы и ветровалы наиболее часто бывают при западных и северо-западных ветрах.

107. Использование энергии ветра. Причиной ветра является неравномерное распределение давления воздуха на земной поверхности, вызываемое неравномерным распределением температуры воздуха. Последнее же в свою очередь вызывается неравномерным нагреванием солнечными лучами отдельных участков

земной поверхности. Поэтому ветер представляет видоизмененную солнечную энергию. Энергия ветра будет существовать до тех пор, пока на землю будут поступать солнечные лучи. Ввиду этого ветер является неисчерпаемым источником энергии. Энергия ветра иначе называется голубым углем.

По данным П. П. Лазарева, количество энергии угля, сжигаемого в год на всем земном шаре, в 3000 с лишним раз меньше энергии воздушных потоков в течение года. Однако человек использует только ничтожную долю энергии ветра. С древнейших времен ее использовали для передвижения парусных судов и перемалывания зерна. В настоящее время энергия ветра используется для размла зерновых продуктов и минеральных удобрений, водоснабжения, орошения, осушения заболоченных земель, переработки кормов и т. д. Кроме того, она используется для приведения в движение различных станков и генераторов, дающих электроэнергию.

Таким образом, значение энергии ветра в народном хозяйстве велико. Ценность этой энергии заключается в том, что она очень доступна и может быть использована на месте без транспортировки. Однако энергия ветра характеризуется большими изменениями во времени и непрерывной пульсацией. Поэтому, чтобы использовать энергию ветра и сконструировать ветровую установку с наивыгоднейшей мощностью, надо сначала изучить ветровой режим в данной местности.

Для использования энергии ветра применяются ветродвигатели.

В настоящее время имеется много систем ветродвигателей. На рис. 101 изображен один из типов ветродвигателя с диаметром ветроколеса в 18 м, используемый на различных видах работ в сельском хозяйстве.

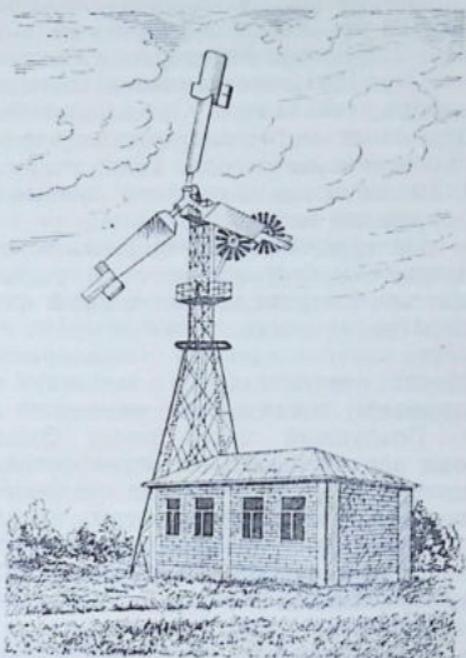


Рис. 101. Ветродвигатель.

ПОГОДА И ЕЕ ИЗМЕНЕНИЯ

108. Воздушные массы. *Погодой* называется *состояние атмосферы над данной территорией и за данное время, определяемое физическими процессами, совершающимися в ней при взаимодействии с подстилающей поверхностью.*

Погода весьма изменчива. Особенно значительные изменения погоды происходят в умеренных широтах. Эти изменения бывают периодическими и непериодическими.

Периодические изменения погоды совершаются в течение суток и в течение года. Они вызываются суточным и годовым ходом отдельных метеорологических элементов, совокупность которых характеризует погоду. Такие суточные и годовые изменения погоды являются следствием вращения земли вокруг своей оси и обращения ее вокруг солнца.

Непериодические изменения погоды связаны с движением воздушных масс различного географического происхождения. Эти массы обладают неодинаковыми физическими свойствами — температурой, влажностью и т. д. Характер погоды зависит от того, какая воздушная масса приходит в данное место. Перемещение воздушных масс вызывает в районах, через которые они проходят, значительные изменения погоды.

Воздушная масса имеет большие размеры. Горизонтальная протяженность ее может определяться в несколько тысяч километров, вертикальная же — от нескольких сот метров до верхней границы тропосферы.

Воздушная масса характеризуется вполне определенными физическими свойствами — прозрачностью воздуха, температурой, влажностью и т. д., по которым она отличается от другой воздушной массы. Так как каждая воздушная масса обладает приблизительно однородными физическими свойствами, то и погода на территории, занимаемой данной воздушной массой, будет также более или менее однородной. Если же воздушная масса сменяется другой массой, с иными физическими свойствами, то следствием этой смены будет изменение погоды. Особенно резкие изменения погоды совершаются при прохождении через данное место поверхности раздела между двумя различными массами.

Воздушные массы формируются в определенных районах, из которых они перемещаются в другие места. Такими районами являются обширные области с однородным характером подстилающей поверхности, в которых образуются устойчивые антициклоны, например азорский и гавайский максимумы, создающиеся над поверхностью Атлантического и Тихого океанов в субтропических широтах, сибирский антициклон, возникающий в зимнее время над обширной поверхностью охлажденной суши, и т. д. Воздушные массы могут создаваться и в районах расположения устойчивых

областей пониженного давления, например в северной части Атлантического океана в районе расположения исландского минимума, а зимой в районе Средиземного моря. Районами формирования воздушных масс могут быть и высокие широты. Из этих районов воздушные массы перемещаются в другие места, сохраняя в течение некоторого времени те свойства, которые они получили в районах зарождения. С течением времени эти свойства изменяются вследствие воздействия на воздушные массы подстилающей поверхности. Характер этого воздействия зависит от рода подстилающей поверхности, т. е. будет ли она сушей или водной поверхностью. При перемещении над последней воздушная масса в значительной степени обогащается водяным паром.

Воздействие подстилающей поверхности будет тем сильнее, чем больше отличается температура воздушной массы от температуры подстилающей поверхности. По отношению к этой поверхности воздушные массы делятся на относительно теплые и относительно холодные, смотря по тому, будут ли они теплее или холоднее подстилающей поверхности. Если масса воздуха поступает в более холодный район, т. е. в сторону более холодной подстилающей поверхности, то такая масса называется теплой. Если же воздушная масса поступает в более теплый район, т. е. в сторону более теплой подстилающей поверхности, то такая масса называется холодной. Вторжение теплых масс воздуха обычно вызывает потепление, вторжение холодных — похолодание.

Если теплая масса воздуха перемещается в районы, где подстилающая поверхность холоднее воздушной массы, то нижние слои этой массы начнут охлаждаться, вследствие чего она будет приобретать устойчивость. Конвективных токов в такой массе не образуется. Конденсация водяного пара происходит в таком случае в нижних слоях воздушной массы вследствие охлаждения ее снизу.

Эта конденсация дает адвективные туманы, низкие слоистые облака и осадки в виде мороси.

Холодная масса воздуха, перемещаясь в районы с теплой подстилающей поверхностью, снизу прогревается, вследствие чего она приобретает неустойчивость. В ней возникает конвекция с образованием кучевых и кучево-дождевых облаков. Последние могут давать осадки ливневого характера. Ночью конвекция в холодной массе обычно прекращается, облака исчезают. Ясная погода ночью обуславливает потерю тепла земной поверхностью излучением, ввиду чего при вторжении холодной массы воздуха ночью происходит понижение температуры. Весной и осенью в таких случаях могут быть ночные заморозки.

109. Географическая классификация воздушных масс. Физические свойства воздушной массы зависят от того, в каких условиях происходит ее формирование. Эти условия определяются географическим положением очага формирования воздушной

массы, характером подстилающей поверхности, которая воздействует на данную воздушную массу в месте ее зарождения, климатическими условиями этого места, временем года и т. д. Так, воздух, приходящий на сушу из умеренных широт Атлантического океана, отличается по своим физическим свойствам от воздуха, формирующегося на суше на тех же широтах. В свою очередь последний отличается по своим физическим свойствам от воздуха, приходящего с суши тропиков. Воздух, формирующийся над европейской Арктикой, отличается от воздуха, формирующегося над азиатской Арктикой, так как климатические условия этих частей Арктики неодинаковы. Ввиду этого воздушные массы различного географического происхождения имеют неодинаковые физические свойства и вторжения их в данную местность будут вызывать соответствующие изменения погоды.

Различают следующие основные типы воздушных масс: арктический (в южном полушарии антарктический) воздух (АВ), воздух умеренных широт (УВ) и тропический воздух (ТВ). Эти воздушные массы в зависимости от характера подстилающей поверхности, над которой они формируются, делятся на континентальные и морские. Кроме того, различают еще экваториальный воздух (ЭВ), образующийся в экваториальной зоне. Его формирование идет под влиянием большого количества тепла, поступающего в виде прямой и рассеянной радиации. Он сильно увлажнен, причем это увлажнение происходит как над океанами, так и над обширными районами влажного тропического леса. Поэтому большие различия между морскими и континентальными массами экваториального воздуха не имеется.

Континентальный арктический воздух (кАВ) формируется над ледяными полями Арктики, морской же арктический воздух (мАВ) — в высоких широтах океана, поверхность которого свободна от льда.

Континентальный арктический воздух — очень холодный. Водяного пара в нем содержится мало. Вторжение его в умеренные широты вызывает резкие и быстрые понижения температуры, называемые волнами холода. С этими волнами холода в СССР связаны сильные морозы зимой при ясной погоде и значительные заморозки весной и осенью. Такие волны холода в некоторые годы достигают Северной Африки, а в Северной Америке — берегов Флориды.

В холодное время года континентальный арктический воздух является устойчивой воздушной массой. Перемещаясь вдоль поверхности суши, покрытой снегом, этот воздух еще более охлаждается снизу, так как ясная погода зимой, сопровождающая его вторжение, способствует значительному выхолаживанию земной поверхности, которое передается затем нижним слоям воздуха. Ввиду этого континентальный арктический воздух бывает сильно охлажден снизу; с высотой же температура в этом воздухе возрастает.

В теплое время года континентальный арктический воздух днем снизу прогревается. При таких условиях в нем образуются кучевые облака.

Вертикальная мощность континентального арктического воздуха невелика — в среднем около 2 км, морского арктического — около 3—5 км. Проникая в более южные широты, арктический воздух растекается и мощность его уменьшается. Ввиду этого вторгающийся в Европейскую часть СССР арктический воздух не в состоянии переваливать через горные хребты. При встрече с ними он огибает их. Так, в Закавказье арктический воздух может попасть только с северо-запада, со стороны Черного моря, или с юго-востока, со стороны Каспийского моря.

Арктический воздух, особенно континентальный, характеризуется большой прозрачностью.

Континентальный воздух умеренных широт (кУВ) является наиболее характерной воздушной массой на континентах в умеренных широтах, в частности на территории СССР.

В зимнее время он формируется над сильно охлажденной поверхностью суши, покрытой снегом. Ввиду этого континентальный умеренный воздух зимой очень охлажден, особенно снизу, и поэтому зимой он является устойчивой воздушной массой. С высотой температура его повышается. В зимнее время континентальный умеренный воздух вызывает ясную погоду с сильными морозами. Иногда наблюдаются туманы и слоистые облака, затягивающие все небо. В летнее время континентальный умеренный воздух значительно прогревается и является неустойчивой воздушной массой. В нем развивается значительная конвекция, благодаря которой образуются кучевые облака. Последние при сильно развитой конвекции могут переходить в кучево-дождевые облака. Ночью же вследствие прекращения конвекции устанавливается обычно ясная погода.

Морской воздух умеренных широт (мУВ) приходит из умеренных широт океанов. Перемещения его происходят главным образом вместе с циклонами. На континентах он перерождается в континентальный воздух умеренных широт, и тем значительнее, чем дальше продвигается вглубь континента.

В зимнее время морской умеренный воздух будет теплым. Вторжение его на материк вызывает потепление, достигающее иногда до сильной оттепели. Особенно значительное потепление бывает в случае прихода морского умеренного воздуха из более низких широт океанов. Перемещаясь вдоль поверхности суши, покрытой снегом, морской умеренный воздух снизу охлаждается и приобретает свойства устойчивой массы. Вторжение его зимой вызывает пасмурную погоду с низкими слоистыми облаками. В Европейской части СССР перерождение морского умеренного воздуха в континентальный умеренный идет медленно вследствие большой облачности, и ввиду этого он зимой проникает далеко на восток, достигая иногда берегов Енисея.

Летом морской умеренный воздух приносит прохладную погоду. Он приходит в это время на материк неустойчивой массой. Перемещаясь вдоль нагретой поверхности суши, морской умеренный воздух снизу прогревается, вследствие чего в нем развивается конвекция, приводящая к образованию кучевых и кучево-дождевых облаков. Из последних выпадают осадки ливневого характера, сопровождаемые грозами. Ночью же обычно наблюдается ясная погода вследствие прекращения конвекции. Наиболее часто морской умеренный воздух наблюдается в западных районах Европейской части СССР.

Континентальный тропический воздух (кТВ) в основном формируется в тропических пустынях. В теплое время года в северном полушарии очагами его формирования могут являться Балканы, Малая Азия, юг Европейской части СССР, Средняя Азия, Монголия, Северный Китай. Вторжение этого воздуха вызывает сухую, жаркую погоду, сопровождаемую сухими ветрами — суховеями. Прозрачность континентального тропического воздуха мала, так как он содержит много пыли, приносимой из пустынь и полупустынь.

Морской тропический воздух (мТВ) приходит из субтропических широт океанов, где он формируется в областях высокого давления (субтропических максимумах).

Физические свойства воздушных масс не остаются постоянными. Они с течением времени изменяются. Воздушные массы постепенно теряют свои свойства, полученные ими в очагах зарождения, и приобретают новые свойства, характерные для других воздушных масс. Воздушная масса, приобретая новые свойства, перерождается в другую массу. Так, морской умеренный воздух, проникающий в Европу, по мере продвижения на восток постепенно теряет свойства морского воздуха и перерождается в континентальный умеренный воздух. Последний, проникая в теплое время года на юг и юго-восток Европейской части СССР, сильно прогревается до больших высот и может перейти в континентальный тропический воздух. Такое перерождение воздушных масс называется *трансформацией*. Этот процесс протекает постепенно, и поэтому точную границу перехода от одной массы к другой в каждом отдельном случае установить нельзя.

110. Фронты. Воздушная масса, создающая погоду, при взаимодействии с другой массой может быть относительно более теплой или холодной. Так, в летнее время континентальный умеренный воздух взаимодействует с морским умеренным воздухом как теплая масса, но зимой — как холодная. При взаимодействии с арктическим воздухом континентальный умеренный воздух является относительно теплой массой, а при взаимодействии с тропическим воздухом — холодной массой.

Воздушные массы отличаются друг от друга по своим физическим свойствам, главным образом по степени нагретости. Если одна воздушная масса взаимодействует с другой массой, с иными

физическими свойствами, то между ними имеется переходная зона очень малой толщины, которую можно рассматривать как поверхность раздела между ними. Так как холодный воздух плотнее теплого, то он будет располагаться под теплым воздухом в виде узкого клина у поверхности земли. Поверхность раздела в данном случае имеет наклон в сторону холодного воздуха. Эта поверхность раздела между различными массами воздуха называется фронтом, а линия пересечения ее с землею — линией фронта. При прохождении фронта имеют место весьма быстрые и значительные колебания температуры и влажности воздуха, ветра и других метеорологических элементов.

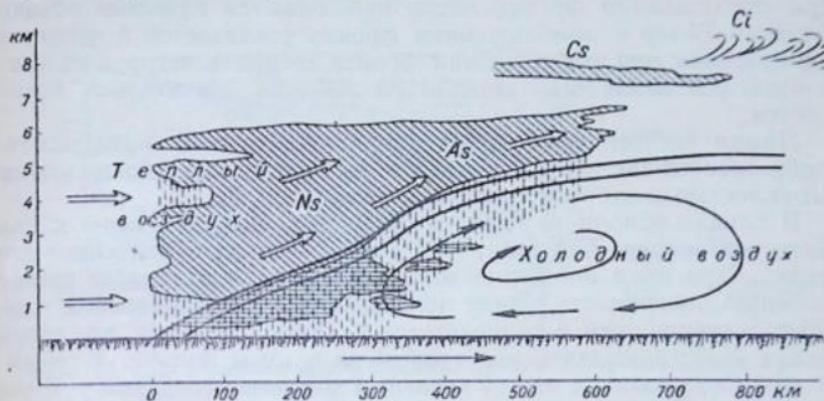


Рис. 102. Схема вертикального строения теплого фронта.

Фронты могут быть теплыми и холодными. *Теплым фронтом* называют такой фронт, когда *теплый воздух натекает на холодный и захватывает новое пространство*. Холодный же воздух перед ним отступает. *Холодным фронтом* называется такой фронт, когда *холодный воздух подтекает под теплый и в виде тупого клина продвигается вперед, вытесняя теплый воздух*.

При теплом фронте, как указывалось, теплый воздух натекает на холодный (рис. 102). При таком натекании он медленно и спокойно скользит вверх над поверхностью фронта и адиабатически охлаждается. Это приводит к конденсации водяного пара и образованию облаков и осадков. В нижнем ярусе образуются облака типа слоистых (St) и слоисто-дождевых (Ns); из последних выпадают осадки обложного характера в виде дождя или снега, причем ширина зоны осадков в среднем определяется в 300—400 км. При дальнейшем поднятии и охлаждении воздуха образуются облака типа высокослоистых (As). Из этих облаков осадки выпадают, но они летом не достигают поверхности земли, так как в пути испаряются; зимой же осадки из высокослоистых облаков выпадают в виде снега, и в этом случае они достигают

поверхности земли. В верхнем ярусе при дальнейшем скольжении воздуха образуются облака типа перисто-слоистых (Cs) и перистых (Ci). Из этих облаков осадки не выпадают. Ширина облачной зоны теплого фронта достигает 600—900 км.

При приближении теплого фронта сначала появляются перистые облака, сменяющиеся затем перисто-слоистыми. Давление воздуха понижается, и тем значительнее, чем больше разность в температуре между теплым и холодным воздухом. Температура воздуха медленно повышается. Перисто-слоистые облака при дальнейшем продвижении фронта сменяются высокостроистыми, а последние слоисто-дождевыми, из которых выпадают осадки. При прохождении фронта часто наблюдаются слоистые облака и туман. Ветер с приближением фронта усиливается и делается порывистым; при прохождении фронта скорость ветра достигает наибольшей величины, температура воздуха значительно повышается.

Линия теплого фронта, проходящая по земной поверхности, изображается на картах линией с полукружками, обращенными выпуклостью в сторону движения фронта.

В случае холодного фронта холодный воздух в виде клина движется вперед, подтекает под теплый воздух и вытесняет его вверх. При этом движении холодный воздух испытывает трение о земную поверхность, ввиду чего скорость его в приземном слое будет меньше, чем в вышележащих слоях. Поэтому холодный воздух будет подтекать под теплый не острым клином, а тупым. Поверхность раздела между теплым и холодным воздухом у земли в данном случае очень круто спускается вниз, а при быстром движении холодного воздуха она образует даже выпуклость в сторону теплого воздуха.

Различают два рода холодных фронтов: первого рода и второго рода.

Фронт первого рода движется медленно, и теплый воздух поднимается вверх спокойно, ввиду чего процесс конденсации водяного пара не носит бурного характера. Типы облаков при прохождении холодного фронта первого рода наблюдаются в обратной последовательности по сравнению с теплым фронтом (рис. 103).

Вытеснение теплого воздуха вверх вызывает конденсацию водяного пара и образование перед фронтом кучево-дождевых облаков.

Осадки при прохождении фронта носят летом ливневой характер; они часто сопровождаются грозами. Зимой при прохождении фронта выпадает обильный снег. За линией фронта кучево-дождевые облака сменяются слоисто-дождевыми, из которых выпадают осадки обложного характера. Затем слоисто-дождевые облака сменяются высокостроистыми, а за последними следуют перисто-слоистые и перистые. Ширина зоны осадков в случае холодного фронта первого рода меньше, чем в случае теплого фронта.

Перед прохождением холодного фронта первого рода давление воздуха падает, а за фронтом возрастает. Ветер перед фронтом усиливается, иногда значительно; при прохождении фронта он принимает порывистый характер. После прохождения фронта ветер ослабевает, температура значительно понижается.

Холодный фронт второго рода отличается от фронта первого рода тем, что он представляет собой быстро движущийся фронт. Поверхность фронта образует с земной поверхностью большой угол наклона, а в нижних слоях эта поверхность образует выпуклость, обращенную в сторону теплого воздуха.

При перемещении холодного фронта второго рода холодный

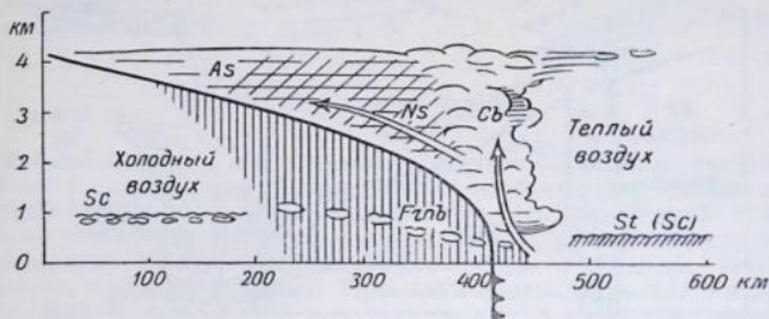


Рис. 103. Схема вертикального строения холодного фронта первого рода.

воздух бурно вытесняет теплый. Ввиду этого перед фронтом создаются сильные восходящие токи теплого воздуха, приводящие к образованию мощных кучево-дождевых облаков, из которых выпадают осадки ливневого характера, сопровождающиеся грозами и градом. Эти осадки выпадают в узкой прифронтальной полосе (рис. 104).

Так как скорость ветра с высотой возрастает, то теплый воздух, располагающийся над поверхностью фронта, движется быстрее холодного воздуха, находящегося у земной поверхности, где он испытывает трение. Ввиду этого теплый воздух над поверхностью фронта будет скользить вниз. Это опускание теплого воздуха не создает благоприятных условий для конденсации водяного пара, и ввиду этого над фронтальной поверхностью облаков не образуется.

Перед прохождением холодного фронта второго рода обычно наблюдается повышенная температура. При прохождении фронта температура очень быстро понижается. Перед фронтом давление падает, но за фронтом оно резко возрастает. Ветер перед фронтом усиливается, часто до бури, и принимает порывистый характер. При прохождении фронта ветер резко меняет свое направление. Ослабление ветра после прохождения фронта идет очень медлен-

но. Перед прохождением фронта наблюдаются сначала высококучевые облака (Ac), затем слоисто-кучевые (Sc), а за ними мощные кучево-дождевые (Cb). Незадолго до прохождения фронта выпадают осадки ливневого характера, но после прохождения фронта облачность уменьшается и небо проясняется.

Линия холодного фронта, проходящая по земной поверхности, изображается на картах линией с острыми зубцами, обращенными в сторону движения фронта.

111. Образование циклонов. Движение воздушных масс, а также движение и преобразование фронтов связано с цикло-

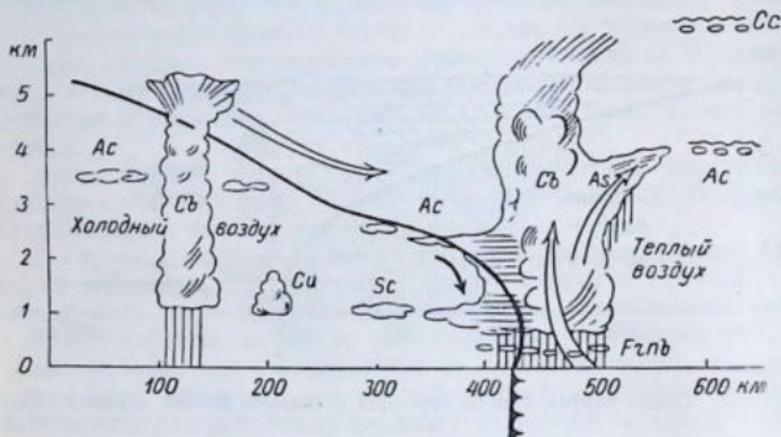


Рис. 104. Схема вертикального строения холодного фронта второго рода.

нами. Эти циклоны во внетропических широтах создаются на фронтальной поверхности, т. е. на поверхности раздела между теплыми западными течениями и холодными восточными течениями, имеющими разные плотности и скорости. На наклонной поверхности этого фронта возникают волнообразные деформации, вследствие чего линия фронта на поверхности земли также приобретает волнообразный характер. Изгибы фронта к северу представляют языки теплого воздуха, проникающего на север, изгибы же фронта к югу представляют языки холодного воздуха, проникающего на юг.

Волны, образующиеся на поверхности фронта, перемещаются обычно с запада на восток. При таком перемещении холодный воздух располагается севернее фронта, теплый — южнее.

Одновременно с образованием волны создается теплый фронт вдоль восточной границы теплого языка и холодный фронт вдоль западной его границы; в верхней же, северной, части теплого языка движение воздуха начинает принимать циклонический характер.

Таким образом, вследствие волнового возмущения на поверхности раздела, образуется типичный циклон с теплым сектором, ограниченным фронтами.

Общий ход развития циклона, возникшего на фронте, с рядом последовательных стадий развития, дан на рис. 105. На этом рисунке линии токов в холодном воздухе представлены сплошными линиями, в теплом — двойными. Схема *A* — невозмущенная часть фронта; схема *B* показывает начало волнового процесса

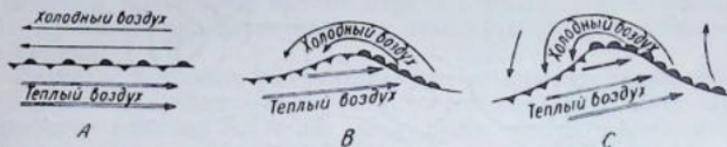


Рис. 105. Развитие циклона.

в виде небольшого искажения линии фронта вследствие движения теплого воздуха; схема *C* дает дальнейшее развитие волны, смещенной к востоку в направлении теплого течения. В этой стадии циклон уже получает нормальное развитие; у него имеется хорошо выраженный теплый сектор, ограниченный с востока теплым фронтом, с запада холодным. При дальнейшем развитии циклона (рис. 106) теплый сектор его постепенно суживается, фронты

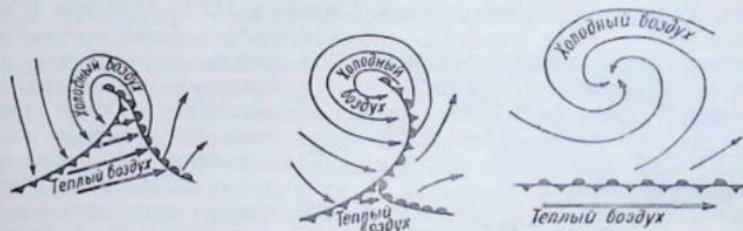


Рис. 106. Последние стадии в развитии циклона.

сближаются и, наконец, сливаются. Наступает так называемая стадия *окклюзии циклона*. С момента окклюзии циклон начинает ослабевать и, наконец, затухает.

Обычно на фронте образуется не одна волна, а серия волн, дающая начало целому семейству циклонов, состоящему из четырех и более членов — циклонов, формирующихся последовательно один за другим (рис. 107). В этом семействе самым старшим членом является крайний восточный циклон. Он находится уже в окклюдированном состоянии и затухает. Наиболее молодым циклоном является последний, западный циклон.

проникает в высокие широты, где он превращается в умеренный воздух. Таким образом, с помощью циклонической деятельности совершается воздухообмен между высокими и низкими широтами, который приводит к теплообмену между ними.

112. Погода в циклоне. *Циклоном*, как было указано ранее, называется такая область пониженного давления, в которой массы воздуха оттекают от периферии к центру, где располагается наименьшее давление, и образуют вихревое движение, направленное в северном полушарии против стрелки часов. Чаще всего такие области имеют округлую форму с замкнутыми concentрическими изобарами.

Размеры циклонов умеренных широт значительны. Поперечник их может достигать нескольких тысяч километров. С огромной периферии циклона оттекают воздушные массы различного географического происхождения. Эти массы будут теплыми и холодными. Поэтому в циклоне должны существовать фронты.

Допустим, что в образовании циклона участвует относительно холодный воздух умеренных широт и теплый тропический воздух, причем последний приносится ветрами юго-западных направлений и проникает в виде языка в умеренный воздух, создавая в циклоне так называемый теплый сектор. При таких условиях в южной половине циклона будут существовать два фронта: теплый и холодный. Первый из них ограничивает теплый сектор справа, с восточной стороны, второй — слева, с западной стороны. На теплом фронте имеет место натекание теплого воздуха на холодный. При таком натекании теплый воздух адиабатически охлаждается. Последнее приводит к конденсации водяного пара и образованию облаков и осадков обложного характера, в виде дождя или снега. Ширина зоны осадков в данном случае определяется в среднем в 300—400 км. У холодного фронта холодный воздух подтекает под теплый и вытесняет последний кверху. Осадки при прохождении холодного фронта выпадают в более узкой полосе.

Схема строения циклона и распределения погоды в различных частях его представлена на рис. 109, где в центре дана общая схема типичного циклона, вверху — вертикальное сечение, сделанное севернее центра циклона, по линии *AA*, внизу — вертикальное сечение, проведенное южнее его центра, по линии *BB*.

Приведенные схемы наглядно показывают, какие характерные изменения погоды будут совершаться в случае, если циклон при своем перемещении захватывает местность северной или южной частью. Если циклон захватывает местность южной частью, то в этой местности происходят изменения погоды, свойственные изменениям ее при прохождении теплого и холодного фронтов. Сначала через данную местность проходит теплый фронт, затем теплый сектор циклона и, наконец, холодный фронт. Перед прохождением теплого фронта появляются перистые облака (*Сi*), быстро перемещающиеся с запада или юго-запада. Затем эти облака постепенно переходят в перисто-слоистые (*Сs*), послед-

ние — в высокослоистые (As) и, наконец, появляются слоисто-дождевые облака (Ns), из которых выпадают осадки. Ветер постепенно усиливается, давление понижается, температура повышается.

После прохождения теплого фронта и теплого сектора циклона через данную местность проходит холодный фронт. Перед прохо-

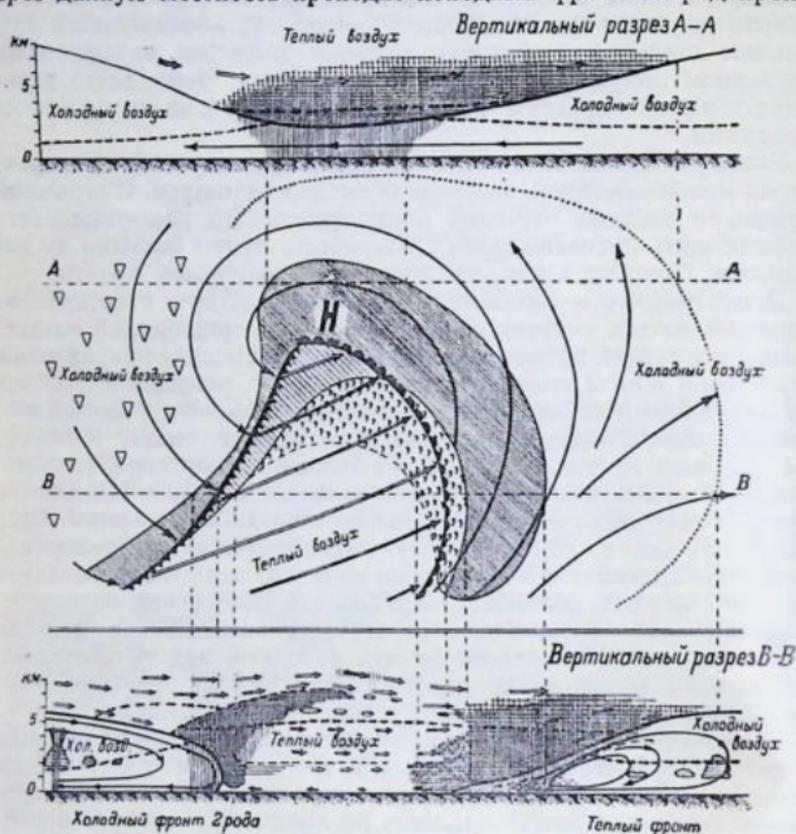


Рис. 109. Схема циклона.

ждением этого фронта сначала появляются высококучевые облака (Ac), быстродвигающиеся чаще всего с запада, северо-запада или севера; затем появляются кучево-дождевые облака (Cb), из которых выпадают осадки ливневого характера, сопровождающиеся в легкое время грозами; иногда выпадает град. Ветер перед прохождением фронта усиливается, делается порывистым, а во время прохождения фронта резко меняет направление, чаще всего на северо-западное. Давление перед фронтом понижается, а после прохождения фронта быстро повышается. Температура воздуха после прохождения фронта сильно понижается.

Если центр циклона проходит южнее данного места, т. е. циклон захватывает местность своею северной частью, где фронтов нет, то резких изменений погоды не наблюдается, так как внизу, у земной поверхности, остается все время холодный воздух, теплый же воздух располагается в более высоких слоях. В этом случае при приближении центра циклона выпадают только осадки обложного характера.

Циклон перемещается вместе с теплым потоком. Это перемещение совпадает с направлением изобар в его теплом секторе.

Чаще всего циклоны в северном полушарии перемещаются с запада на восток, с тем или иным отклонением к северу или югу. Скорость перемещения циклонов различна, но она обычно не превышает скорости теплого воздуха у земной поверхности. Зимой циклоны перемещаются с большей скоростью, чем летом. Средняя скорость перемещения циклонов определяется в 30—45 км/час.

Вместе с циклоном перемещаются и фронты. Однако холодный фронт вследствие непрерывного подтока холодного воздуха перемещается быстрее теплого фронта. Ввиду этого теплый сектор циклона суживается, фронты постепенно сближаются и, наконец, смыкаются. Соединяются также в одну зону осадки теплого и холодного фронтов. Теплый воздух при смыкании фронтов вытесняется кверху. Явление смыкания фронтов в циклоне носит название окклюзии, или закрытия, циклона. Линия, вдоль которой соединились теплый и холодный фронты, называется *фронтом окклюзии*. Окклюзия начинается всегда от центра циклона, так как расстояние между фронтами здесь наименьшее.

При окклюзии циклона температура холодного воздуха, расположенного впереди теплого фронта, и холодного воздуха, находящегося в тылу холодного фронта, обычно бывает неодинакова. Воздух в тылу холодного фронта может быть холоднее или теплее воздуха, расположенного впереди теплого фронта. В первом случае будет создаваться окклюзия по типу холодного фронта, во втором — по типу теплого фронта (рис. 110). При окклюзии типа холодного фронта более холодный воздух, находящийся в тылу холодного фронта, подтекает под менее холодный воздух впереди теплого фронта. Вследствие этого менее холодный воз-

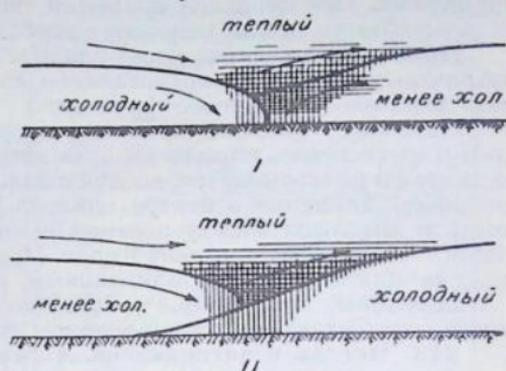


Рис. 110. Типы фронтов окклюзии.
I — холодный, II — теплый.

дух, а также теплый воздух, находившийся ранее между фронтами, поднимается вверх и адиабатически охлаждается. При окклюзии типа холодного фронта наблюдается некоторое похолодание.

При окклюзии типа теплого фронта менее холодный воздух в тылу холодного фронта натекает на более холодный воздух, находящийся впереди теплого фронта. При таком натекании менее холодный воздух скользит вверх и приподнимает также теплый воздух, находившийся ранее между холодным и теплым фронтами. Прохождение окклюзии типа теплого фронта вызывает у поверхности земли некоторое потепление.

При прохождении через данное место фронтов окклюзии облачность и осадки представляют сочетание облачности и осадков теплого и холодного фронтов.

Окклюзия циклона приводит к его затуханию. После окклюзии и вытеснения теплого воздуха кверху, где он постепенно охлаждается и рассасывается, воздух в области циклона делается однородным. Давление в центре циклона начинает возрастать, а разница в давлении между центром и периферией уменьшается. Циклон, таким образом, ослабевает. Наконец, когда давление во всех частях циклона станет одинаковым, циклон полностью затухает.

Циклоны, приходящие в СССР со стороны Атлантики, обычно находятся уже в окклюдированном состоянии.

113. Погода в антициклоне. Антициклон представляет область высокого давления, в которой давление воздуха возрастает от периферии к центру и достигает в последнем максимума. В области высокого давления воздушные массы оттекают от центра к периферии, образуя вихревое движение, направленное в северном полушарии по часовой стрелке.

Антициклон характеризуется замкнутой системой изобар эллиптической формы. Горизонтальные градиенты давления в антициклонах малы, и ввиду этого в центральной части его возникают слабые ветры или даже затишье. Значительные ветры образуются только на периферии антициклона.

Размеры антициклонов велики. Они могут захватывать огромные площади. Особенно мощные антициклоны возникают на суше в умеренных и высоких широтах зимой вследствие накопления холодного воздуха. В этом случае они могут захватывать значительные части материков. Так, мощный антициклон, создающийся зимой в Сибири, захватывает значительную часть не только Азии, но и Европы.

Антициклоны характеризуются нисходящими токами. Так как воздух при опускании адиабатически нагревается, то водяной пар, находящийся в нем, постепенно удаляется от состояния насыщения. Поэтому в антициклоне господствует ясная, сухая погода, жаркая — летом, холодная — зимой. Ясная погода способствует в ночное время, особенно зимой, когда ночи бывают длинными, значительному охлаждению поверхности земли и воздуха через

излучение и образованию инверсий. В этом случае в антициклонах могут создаваться туманы, слоистые облака, а на поверхности инверсий — волнистые облака. В теплое время года в антициклонах могут возникать также и облака восходящих токов. Суточный ход метеорологических элементов в антициклонах бывает выражен резко.

Фронты у поверхности земли во внутренней области антициклона отсутствуют, так как в нем имеет место растекание воздуха из центральной части, занятой однородной воздушной массой.

Антициклоны в Европу часто приходят из высоких широт, а также со стороны азорского макси-



Рис. 111. Расположение осей в теплую половину года (по Б. П. Мультановскому).

1 — полярные оси, 2 — ультраполярные оси, 3 — восточная граница распространения граба, 4 — западная граница распространения пихты, 5 — западная граница распространения лиственницы.

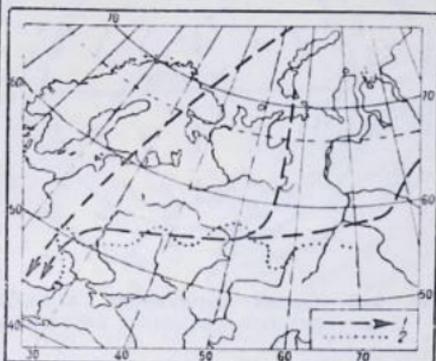


Рис. 112. Расположение осей в холодную половину года (по Б. П. Мультановскому).

1 — ультраполярные оси; 2 — северная и западная границы предстепня.

мум, располагающегося над Атлантическим океаном в субтропических широтах. В холодное время года в Восточную Европу антициклоны могут приходиться со стороны сибирского максимума. Основные направления антициклонов в Европе Б. П. Мультановский называет осями. Оси, направленные с северо-запада на юго-восток, носят название полярных, а оси, направленные с севера на юг или с северо-востока на юго-запад и с востока на запад, называются ультраполярными. Следует отметить, что с этими осями совпадают границы распространения некоторых древесных пород: лиственницы, пихты, граба. Северная граница лесостепи хорошо совпадает с положением сибирской оси в холодное время года. По Б. П. Мультановскому, в образовании степей играют роль не только засушливые условия теплого периода года, но и зимние условия (рис. 111 и 112).

Скорость перемещения антициклонов в Европе определяется в среднем около 25 км/час. Иногда наблюдаются антициклоны, перемещающиеся с большей скоростью, доходящей до 80 км/час. Очень часто образуются малоподвижные, устойчивые антициклоны, длительно застаивающиеся в одном месте. Такие антициклоны в теплое время года на суше создают засуху.

114. Схема общей циркуляции атмосферы. Воздушные течения в атмосфере вызываются неравномерным распределением

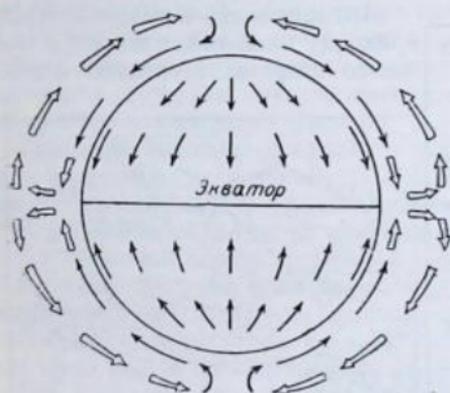


Рис. 113. Схема циркуляции атмосферы без учета отклоняющего действия.

солнечного тепла на поверхности земли, приводящим к неодинаковому нагреванию почвы и воздуха в различных поясах земного шара. Особенно значительные различия в нагревании создаются между низкими и высокими широтами. В среднем за год различия в температурах воздуха между этими широтами достигают до 40—45° и более. Эти различия образуют разности в давлении воздуха, а последние вызывают воздушные течения, приводящие к обмену воздушными массами между низкими и высокими широтами. Между этими широтами создается круговорот воздуха, называемый *общей циркуляцией атмосферы*.

Если бы земная поверхность была однородной и не проявлялась бы сила вращения земли вокруг своей оси, то при таких условиях существовали бы замкнутые круговороты воздуха между полюсами и экватором. В этом случае нагретый на экваторе воздух поднимался бы вверх, а в высоких слоях тропосферы оттекать бы от экватора к полюсам. Вследствие оттока воздуха от экватора к полюсам давление воздуха в экваториальной зоне было бы пониженным, в районе полюсов — повышенным. Притекающий к полюсам воздух опускался бы вниз, а у земной поверхности он оттекал бы от полюсов к экватору (рис. 113).

Однако различия в характере подстилающей поверхности и вращение земли вокруг своей оси в сильной степени изменяют эту простую циркуляцию воздуха. Неоднородность земной поверхности вызывает неодинаковое нагревание различных участков ее, приводящее к образованию различий в давлении воздуха, и, кроме того, создает в разных местах различное трение воздуха о земную поверхность. Вращение же земли вокруг оси вызывает отклонение движения воздушных масс от направления градиен-

тов. Вследствие этих причин круговорот воздуха между полюсами и экватором разделяется на отдельные, связанные между собой частные круговороты, что весьма сильно усложняет характер общей циркуляции атмосферы. Особенно значительно влияют на характер атмосферной циркуляции циклоны и антициклоны, зарождающиеся в умеренных и высоких широтах.

Впервые схема атмосферной циркуляции была разработана А. И. Воейковым в 1874 г. Из советских ученых наиболее успешно работали над этой проблемой Н. Е. Кочин, А. А. Дородницын, Е. Н. Блинова и др. Однако, несмотря на большое количество работ по данному вопросу, механизм общей циркуляции атмосферы все же остается недостаточно изученным и в настоящее время можно говорить о циркуляции атмосферы только в общих чертах.

Если допустить, что поверхность вращающейся земли однородна и что источником движения воздушных масс является только разность температур между экватором и полюсом, то схема атмосферной циркуляции, с учетом отклоняющего действия вращения земли, представится в следующем виде (рис. 114). На этой схеме показана циркуляция атмосферы только для одной четверти меридиана. Для других четвертей она будет аналогичной.

В экваториальной зоне вследствие значительного нагревания земной поверхности воздух сильно прогревается, расширяется и часть его вытесняется вверх, где он на некоторой высоте оттекает от экватора. Один поток воздуха направлен на север, другой — на юг. Отток воздуха от экватора создает пояс пониженного давления в экваториальной зоне. Это пониженное давление у экватора поддерживается в течение круглого года, так как сезонные различия в температурах здесь невелики.

Оттекающий в высоких слоях тропосферы к северу воздух отклоняется под влиянием вращения земли все более и более от градиента вправо, и под широтой $30-35^\circ$ это отклонение достигает 90° , т. е. ветер принимает западное направление и дует вдоль параллелей. Ввиду этого дальнейшее движение воздуха на север прекращается, что вызывает около $30-35^\circ$ широты накопление воздуха и опускание его к земной поверхности. В результате в этих широтах образуется зона повышенного давления динамического происхождения. Эта зона особенно резко выражена на

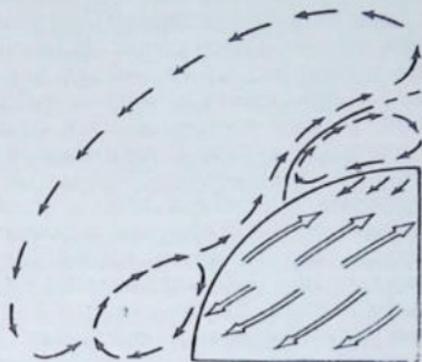


Рис. 114. Схема циркуляции атмосферы на однородной вращающейся земле.

океанах, над которыми она удерживается в течение круглого года. На материках же зона повышенного давления сохраняется только зимой, а летом вследствие значительного прогрева она разрывается на отдельные области высокого давления, называемые *субтропическими антициклонами*. В северном полушарии это будут: *азорский антициклон*, образующийся в субтропических широтах Атлантического океана, и *гавайский антициклон*, создающийся в субтропических широтах Тихого океана.

В северном полушарии у земной поверхности воздух от области высокого давления в широтах $30-35^\circ$ движется частично к северу, частично к югу — к экватору, где располагается область пониженного давления. Под влиянием отклоняющей силы вращения земли воздух при движении к экватору отклоняется постепенно вправо от градиента давления, направленного с севера на юг, и принимает северо-восточное направление, а в экваториальной зоне — восточное. Эти северо-восточные ветры дуют в тропических широтах постоянно в течение года. Такие ветры называются *пассатами*. Ветры же противоположных направлений, дующие над пассатами в высоких слоях тропосферы, начиная с высоты 2—7 км, называются *антипассатами*. Таким образом, создается замкнутая циркуляция воздуха между экватором и широтами $30-35^\circ$, называемая *внутритропической циркуляцией*. Эта циркуляция, выраженная в виде пассатов и антипассатов, наиболее устойчива над океанами. На материках внутритропическая циркуляция носит неустойчивый характер вследствие отсутствия постоянных областей высокого давления, для образования которых на суше нет благоприятных условий ввиду значительного нагревания ее летом. Поэтому пассаты на материках, как постоянные ветры, выражены значительно слабее и они наблюдаются только в холодное время года.

В южном полушарии в широтах $30-35^\circ$, так же как и в северном, создается зона повышенного давления динамического происхождения. В связи с этим в тропических широтах южного полушария, как и в северном, образуются пассаты. Но эти пассаты будут юго-восточного направления, так как в южном полушарии под влиянием отклоняющей силы вращения земли воздух при движении к экватору отклоняется влево от градиента.

Вблизи экватора происходит встреча пассатов обоих полушарий. Эти пассатные потоки имеют некоторую разность температур. Ввиду этого между ними создается поверхность раздела, называемая *тропическим фронтом*.

Тропический фронт не занимает постоянного положения. Зимой он смещается к югу, особенно значительно над Индийским океаном. Летом же он занимает более северное положение, а в Азии тропический фронт продвигается до самых Гималаев. Эти смещения тропического фронта связаны со смещением полосы наибольшего нагревания, которая летом перемещается к северу от экватора, зимой — к югу от него.

На тропическом фронте, в области встречи пассатов северного и южного полушарий, возникают так называемые *тропические циклоны*. Чаще всего они образуются в зонах, расположенных под широтой 6—20° по обе стороны от экватора.

Тропические циклоны отличаются от циклонов умеренных широт тем, что они имеют малые размеры и значительные барические градиенты, которые обуславливают огромные скорости ветра, достигающие 40 м/сек и более. Тропические циклоны обычно сопровождаются весьма сильными ливневыми осадками.

Тропические циклоны возникают в определенных районах тропических морей. При переходе на сушу они быстро затухают. Чаще всего тропические циклоны образуются в районе Антильских островов, в Аравийском море, Бенгальском заливе, в Южно-Китайском море, в районе Филиппинских, Ново-Гебридских и Маскаренских островов. Тропические циклоны, образующиеся в Южно-Китайском море, называются *тайфунами*.

Тропические циклоны на побережьях вызывают сильные разрушения. На морях они создают большую опасность для кораблей, попадающих в ураган.

Атмосферная циркуляция во внетропических широтах представляется в следующем виде. У широты около 60° располагается полоса пониженного давления, и ввиду этого в умеренных широтах барические градиенты в среднем направлены к северу. Вследствие вращения земли вокруг оси ветры в умеренных широтах северного полушария отклоняются вправо от градиентов и принимают юго-западное и западное направления. Таким образом, в тропосфере в умеренных широтах имеет место западно-восточный перенос воздуха. Однако юго-западные и западные ветры здесь не являются постоянными ветрами. Причина та, что в умеренных широтах весьма часто проходят циклоны и антициклоны, вызывающие изменения направления ветров, но все же они в этих широтах являются преобладающими.

Севернее параллели 60° давление воздуха увеличивается и в районе полюса оно будет повышенным благодаря присутствию холодных и плотных масс воздуха. Вследствие этого градиенты давления в высоких широтах будут направлены к югу, ветры же принимают северо-восточное и восточное направление. Оттекающий у земной поверхности из высоких широт воздух пополняется нисходящими движениями в околополюсном районе, что приводит к образованию в высоких широтах второго круговорота воздуха.

Таким образом, у земной поверхности в умеренные широты притекают массы воздуха различного происхождения. С юга в эти широты приходят теплые массы тропического воздуха, с севера — массы воздуха с пониженной температурой. Между ними образуется фронтальная поверхность раздела. Поскольку эта поверхность создается в основном в умеренных широтах, она называется фронтом умеренных широт. Теплый тропический воздух в данном случае испытывает восходящее скольжение по наклонной фрон-

тальной поверхности, а в высоких слоях он оттекает от полюса к экватору. В результате создается третье кольцо циркуляции воздуха. Эта циркуляция захватывает не только тропосферу, но и нижние слои стратосферы. Ввиду этого она носит название *стратосферно-тропосферного кольца циркуляции*.

Фронт умеренных широт, однако, не занимает постоянного положения. В январе в северном полушарии он проходит в Атлантическом океане от Флориды до Ламанша, а в Тихом океане от Филиппинских островов до западных берегов Канады. В Европе

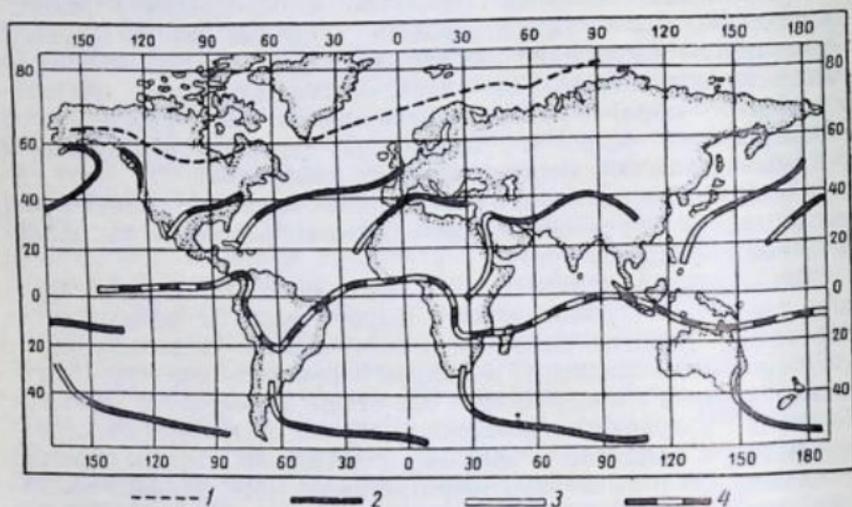


Рис. 115. Распределение фронтов в январе.

1 — арктический фронт, 2 — фронт умеренных широт, 3 — пассатный фронт, 4 — тропический фронт.

фронт умеренных широт проходит зимой по Средиземному морю, а в Азии — вдоль горных цепей Ирана, Афганистана и Тибета.

В летние месяцы фронт умеренных широт смещается к северу. В Атлантическом океане и в Западной Европе он располагается в среднем вдоль параллели 50°. В Восточной Европе, Азии и Тихом океане он проходит между параллелями 40 и 60° с. ш. и образует так называемые восточноевропейский, восточноазиатский (монгольский) и тихоокеанский фронты умеренных широт.

На фронтах умеренных широт развивается интенсивная циклоническая деятельность. Последняя играет большую роль в умеренных широтах, так как с ней связан перенос теплых масс воздуха из низких широт в высокие и вторжение холодных масс из полярных областей в низкие широты. На фронте, проходящем по Атлантическому океану, циклоническая деятельность развивается в течение всего года. Циклоны этой ветви фронта играют большую роль в умеренных широтах Европы, так как с их помощью

происходит перенос влаги на материк. На средиземноморской ветви фронта циклоны развиваются только в холодное время года и они перемещаются главным образом на северо-восток. Циклоны средиземноморского фронта имеют большое значение в переносе влаги в страны, прилегающие не только к Средиземному морю, но и к северу и северо-востоку от него.

На фронте, проходящем над Атлантическим и Тихим океанами, наибольшее количество циклонов наблюдается летом в полосе от 50 до 60° с. ш.

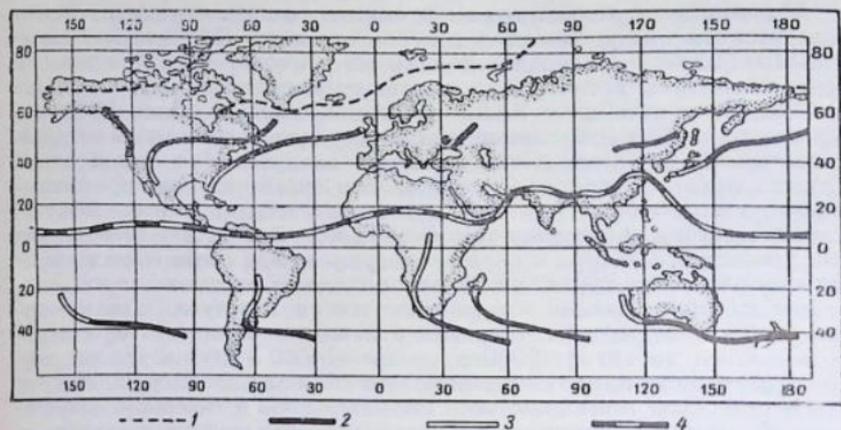


Рис. 116. Распределение фронтов в июле.
Усл. обозначения см. рис. 115.

Фронт умеренных широт в южном полушарии располагается главным образом в океанах, и только в холодное время он подходит к южным берегам Австралии и Африки.

В высоких широтах существует еще арктический фронт, являющийся поверхностью раздела между воздушными массами умеренных широт и арктическим воздухом. В январе арктический фронт располагается над Атлантическим океаном в полосе от 65 до 75° с. ш., а над Северной Америкой и Азией он снижается до широты 60°. В летние месяцы арктический фронт смещается к северу.

На арктическом фронте также развивается циклоническая деятельность. Особенно значительно она развивается на этом фронте в холодное время года в северной части Атлантики.

Общее расположение фронтов, по С. П. Хромову, в январе и июле дано на рис. 115 и 116.

Атмосферная циркуляция в южном полушарии аналогична циркуляции воздуха в северном полушарии, с тем только отли-

чем, что в этом полушарии воздушные массы при движении отклоняются влево от направления градиента давления.

115. Муссоны. Выше была рассмотрена схема общей циркуляции атмосферы при условии однородности земной поверхности и при наличии только одного источника движения — разности температур между экватором и полюсом. В эту схему очень большие изменения вносят материки и океаны, которые отличаются между собой тепловым режимом. В силу этого возникает циркуляционное взаимодействие материков и океанов, проявляющееся в виде муссонов.

Муссонами называются сезонные ветры, дующие летом с океана на сушу, зимой — с суши на океан. Причина их — различия в нагревании и охлаждении материков и океанов в течение года. В летнее время суша нагревается сильнее, чем океан, зимой же она, наоборот, более значительно охлаждается. Температурные различия, образующиеся между сушей и океаном, создают различия в распределении давления воздуха. Над сушей летом устанавливается область пониженного давления, зимой — повышенного давления; над океанами же, наоборот, летом господствует высокое давление, зимой — низкое. Вследствие этого летом создается ток воздуха с океана на сушу в виде океанического муссона, зимой — с суши на океан в виде материкового муссона. Таким образом возникает мощное течение воздуха, захватывающее огромные районы. Зимой вертикальная мощность муссонной циркуляции достигает 2000 м, летом — 4000—5000 м. На направление муссонов влияет отклоняющая сила вращения земли вокруг своей оси. Под влиянием этой силы муссоны в северном полушарии отклоняются вправо от направления градиентов, в южном — влево. Особенно резко выражены муссоны на юге Азии, в северной части Индийского океана и в Аравийском море. Зимой здесь образуется северо-восточный материковый муссон, летом — юго-западный океанический муссон.

Резко выраженная муссонная циркуляция на юге Азии вызывается следующими причинами. В летнее время под нагретым материком Азии создается обширная область пониженного давления, с центром в юго-западной части материка. В Индийском же океане располагается область высокого давления, с центром между Южной Африкой и Австралией. Благодаря такому распределению давления воздуха юго-восточный пассат южного полушария пересекает в Индийском океане экватор и движется на материк в виде юго-западного океанического муссона, захватывая Аравийское море, Бенгальский залив, а также весь юг азиатского материка. Тропический фронт, который в данном случае является поверхностью раздела между океаническим муссоном и континентальными воздушными массами, перемещается на север и располагается на материке под 30—35° с. ш. В зимнее время на материке Азии создается область высокого давления, над Индийским же океаном располагается область относительно понижен-

ного давления. Это вызывает течение воздуха с азиатского материка в виде континентального муссона, имеющего северо-восточное направление. Континентальный воздух зимой проникает далеко на юг и заходит в южное полушарие, ввиду чего тропический фронт зимой смещается к югу и проходит примерно вдоль 10° ю. ш. Таким образом, зимний северо-восточный материковый муссон в Южной Азии есть не что иное, как северо-восточный пассат. Летом же юго-западный океанический муссон представляет продолжение пассата южного полушария, вовлеченного в сферу низкого давления над Южной Азией.

Муссоны хорошо выражены и на востоке Азии. Зимой в северной части Тихого океана создается область пониженного давления. На материке же образуется обширная область высокого давления. Это приводит к муссонному переносу воздуха с суши на море. Летом в Азии устанавливается пониженное давление. Над холодным же Охотским морем, а также над Японским морем создается относительно повышенное давление. Ввиду этого возникает муссонный перенос воздуха с моря на сушу.

Муссоны создают в местностях, где они возникают, особые типы погоды. При летнем муссоне, дующем с океана, устанавливается пасмурная дождливая погода; при зимнем муссоне, дующем с суши, — ясная, сухая погода. В СССР муссоны образуются на берегах Японского и Охотского морей. Более слабые муссоны создаются на Черноморском побережье Кавказа, на берегах Каспийского моря и Ледовитого океана.

116. Особые явления погоды. Грозы. В теплое время года в атмосфере часто наблюдаются электрические явления в виде гроз и зарниц. Впервые стал изучать эти явления М. В. Ломоносов. Он еще в 1752 г. экспериментально доказал, что в атмосфере существует электрическое поле и что молния представляет не что иное, как электрическую искру.

Наблюдения показывают, что воздух всегда находится в ионизированном состоянии. Эта ионизация состоит в том, что от электрически нейтральных молекул отделяются электроны, остальные же части молекул остаются заряженными положительно и образуют положительные ионы. Выделившиеся электроны оседают на нейтральные молекулы, которые вследствие этого получают отрицательные заряды и образуют отрицательные ионы. Таким образом, ионизация воздуха приводит к тому, что в нем образуются ионы обоих знаков. Образование этих ионов делает воздух электропроводящим. Одновременно с образованием ионов в воздухе происходит процесс воссоединения ионов, т. е. соединения ионов противоположных знаков, и образование нейтральных молекул. Ионы могут оседать также и на частицы пыли, ядра конденсации и капельки тумана. В этом случае они образуют так называемые тяжелые ионы.

Ионизация воздуха происходит под действием коротких ультрафиолетовых лучей, поступающих в атмосферу от солнца, под

влиянием радиоактивных веществ, находящихся в верхних слоях земной коры (радия, тория, актиния), а также под действием радиоактивных продуктов распада их, которые в виде эманаций попадают из почвы в воздух; наконец, ионизация воздуха происходит под влиянием космического излучения, поступающего в атмосферу из недр мирового пространства. Под влиянием этого излучения в атмосфере с высоты 1000 м происходит значительный рост ионизации воздуха.

Благодаря ионизации воздуха, в атмосфере всегда имеются электрические заряды. Под влиянием зарядов в атмосфере создается электрическое поле, в котором действуют электрические силы. Это поле характеризуется напряженностью. Последняя определяется разностью потенциалов, рассчитанной на единицу расстояния. За единицу расстояния в данном случае берут 1 м, за единицу разности потенциалов — 1 в (вольт).

В умеренных широтах у поверхности земли среднее напряжение поля определяется приблизительно в 130 в/м.

Напряженность электрического поля атмосферы не остается постоянной. Она в сильной степени зависит от метеорологических условий. Особенно сильные возмущения в электрическом поле атмосферы образуются при грозах.

Гроза представляет атмосферное явление, вызываемое бурной конденсацией водяного пара и сопровождаемое молнией и громом. Если видна только молния, а грома не слышно, явление называется зарницей. Последняя наблюдается в случае освещения облачных масс отдаленной молнией, непосредственно невидимой в данном месте.

Механизм образования грозы еще полностью не изучен. Не выяснен в достаточной мере и вопрос о происхождении грозового электричества. Однако известно, что в верхней части грозового облака, где температура ниже -10° , обычно сосредоточиваются мелкие ледяные частицы, заряженные положительно. В нижней же части облака, где температура выше 0° , находятся капли воды. Последние попадают в мощные вихревые движения, которые имеются в грозовом облаке, и разбрызгиваются на крупные и мелкие капли, причем мелкие капли, отделившись от поверхностных слоев, несут отрицательный заряд, крупные же заряжаются положительно. Таким образом, в грозовом облаке вследствие разделения зарядов образуются сильные электрические поля. Одновременно между отдельными частями облака возникает электрическая индукция. Последняя образуется также между нижней частью грозового облака и поверхностью земли. Чаще всего нижняя часть облака бывает заряжена отрицательно, на поверхности же земли под облаком при таких условиях появляются положительные заряды.

Молния при грозе возникает в том случае, если между облаком и землей или между облаками создается большая разность потенциалов. Она представляет искровой разряд. Диаметр раз-

рядного канала колеблется от 3 до 40 см, длина же молнии определяется в среднем в 2—3 км, в некоторых случаях она доходит до 20 км и более.

Различают линейную, плоскую, шаровую и четочную молнию. Линейная молния представляет искровой разряд с многочисленными ответвлениями от главного канала (рис. 117). Плоская же молния есть кратковременный разряд, представляющий совокупность светящихся тихих разрядов, испускаемых отдельными каплями облака; этот разряд может охватывать значительную часть

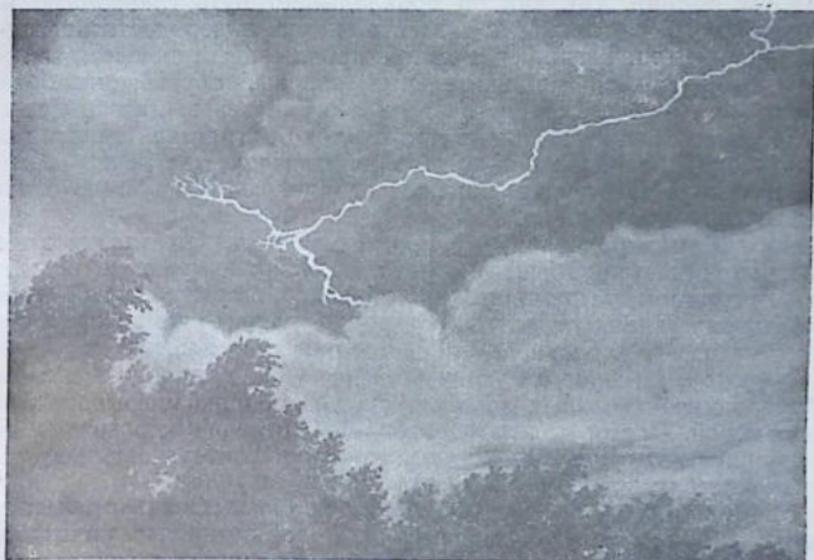


Рис. 117. Фотография линейной молнии.

облаков. Такая молния часто не сопровождается громом. Шаровая молния бывает видна в виде огненного шара диаметром в 10—20 см, перемещающегося в воздухе с небольшой скоростью. Иногда такой шар проникает в помещение. Часто существование его заканчивается сильным взрывом. Шаровая молния образуется очень редко. Еще реже бывает видна четочная молния, которая представляет цепочку, состоящую из светящихся точек. Она, возможно, является переходной формой от линейной к шаровой молнии. Природа шаровой и четочной молнии еще не выяснена.

Чаще всего наблюдается линейная молния. Исследования И. С. Стекольниковы показали, что она образуется следующим образом. Сначала от грозового облака к земле по узкому каналу направляются в небольшом количестве электроны. Они обладают

большой скоростью движения и, сталкиваясь с атомами воздуха, ионизируют их. Освобождающиеся при этом новые электроны усиливают электронный поток. Он захватывает новые объемы воздуха и также ионизирует их. Воздух в канале нагревается и проводимость его усиливается. Через такой проводящий канал электроны начинают стекать все в большем количестве, и поток их превращается затем в электронную лавину, приближающуюся к земле с огромной скоростью. Наконец, он достигает поверхности земли, и таким образом облако и земля оказываются связанными проводящим каналом. Эту стадию разряда называют лидером молнии, так как он прокладывает путь главному разряду, который возникает с момента, когда лидер достигает поверхности земли. Тогда через канал, проложенный лидером, начинают переноситься положительные заряды, образованные на поверхности земли. При встрече их с отрицательными зарядами, идущими от облака, в канале происходит быстрая нейтрализация разноименных зарядов в виде разряда электричества между облаком и землей. Этот разряд и представляет собой видимую с поверхности земли молнию.

Наблюдения показали, что процесс образования молнии этим не ограничивается. Обычно по пути, проложенному первым лидером и разрядом, устремляется новый лидер, а за ним новый главный разряд. Таких отдельных разрядов, каждый из которых состоит из своего лидера и главного разряда, бывает до 2—3, а в некоторых случаях количество их может доходить до 50. Образование отдельных разрядов делает молнию прерывистой и мерцающей. Время между образованием отдельных разрядов не превышает сотых долей секунды, а полная длительность молнии определяется секундой или несколькими секундами.

Молния обычно сопровождается громом. Сначала бывает видна молния, а затем слышен гром. Более поздняя слышимость грома вызывается тем, что звук распространяется с малой скоростью — 300—350 м/сек. Отдаленные молнии сопровождаются обычно раскатами грома. Последние создаются тем, что звук, возникающий при разряде, достигает наблюдателя не сразу, а в течение некоторого времени, так как расстояние от наблюдателя до различных точек пути молнии неодинаково. Раскаты могут создаваться и в том случае, когда разряды следуют быстро один за другим; при этом может происходить быстрая интерференция и усиление звуковых волн. Наконец, раскаты грома могут вызываться многократным отражением звука от облаков, возвышенностей и других препятствий.

Причиной грома является сильное и быстрое нагревание воздуха вдоль разрядного канала; это нагревание приводит к внезапному расширению воздуха и образованию волны сгущения, переходящей в звуковую волну. Гром редко бывает слышен на расстоянии более 20 км. Чаще всего слышимость его не превосходит 10 км.

Молния чаще всего поражает высокостоящие предметы. Она часто производит большие разрушения и повреждения: ломает трубы, расплавляет провода, превращает в пар малопроводящие ток вещества, раскалывает и расщепляет стволы деревьев, сдирает с них кору, вызывает пожары и т. д. Из древесных пород наиболее часто поражаются те деревья, которые имеют широко-развитую и глубокую корневую систему, например дуб. Статистика показывает, что молния бывает более опасной в начале грозы, когда еще не идет дождь. Поэтому деревья чаще всего поражаются молнией при грозах без дождя или со слабым дождем.

Иногда молния вызывает лесные пожары. По данным Г. Я. Вангенгейма, на севере СССР число лесных пожаров, возникших от молнии в 1936—1937 гг., составляло 11% общего числа лесных пожаров.

Для защиты зданий и различных сооружений от прямых ударов молнии служит молниеотвод (громоотвод). Наиболее простым и распространенным является стержневой молниеотвод. Его устанавливают над самой высокой частью здания и соединяют с землей при помощи металлического проводника. Такой молниеотвод перехватывает заряд молнии и отводит его в землю. Иногда для защиты от ударов молнии высоковольтных линий передач применяют антенные молниеотводы в виде горизонтально-натянутых тросов, соединенных с землей.

Грозы делятся на внутримассовые и фронтальные. Внутримассовые грозы тесно связаны с конвекцией, которая создает благоприятные условия для возникновения грозových облаков. Они появляются при сильном дневном нагревании подстилающей поверхности и соприкасающегося с ней воздуха, приводящего к образованию сильной конвекции. Такие грозы носят местный характер. Обычно они не вызывают каких-либо резких изменений погоды. Чаще всего эти грозы возникают в послеполуденные часы, когда воздух у земной поверхности наиболее прогревается. Иногда им предшествует появление утром высококучевых облаков с небольшими, выступающими кверху башенками.

Внутримассовые грозы могут наблюдаться и в холодных воздушных массах при перемещении их над теплой поверхностью.

При таком перемещении воздух снизу прогревается, ввиду чего он приобретает неустойчивость. В нем создается конвекция, ведущая к образованию грозových облаков. Над теплым морем внутримассовые грозы могут возникать и зимой в случае движения над теплой поверхностью воды холодных воздушных масс. Много зимних гроз образуется у берегов Норвегии, а на океане, около Исландии, наибольшее количество гроз вообще бывает зимой. Над морем внутримассовые грозы чаще наблюдаются ночью, а не днем. Это объясняется тем, что ночью над морем наиболее значительно охлаждаются высокие слои воздуха, у водной же поверхности ночью температура остается почти без изменений. При

таких условиях в воздухе создается неустойчивость, приводящая к возникновению кучево-дождевых облаков с грозowymi явлениями.

При фронтальных грозах бурный подъем теплого воздуха вызывается не только конвекцией, но и вытеснением его холодным воздухом. Поэтому суточный ход таких гроз выражен слабо. Фронтальные грозы в области холодного фронта вызывают резкие изменения погоды: сильные порывистые ветры, ливни, град. После таких гроз температура значительно понижается. Летом они могут возникать и перед теплым фронтом в случае, если скользящий вдоль поверхности раздела теплый воздух значительно прогреет от подстилающей поверхности. Фронтальные грозы перемещаются вместе с фронтами, со средней скоростью около 40 км/час.

В горах и на возвышенностях грозы образуются чаще, чем на равнинах, вследствие того, что неровности рельефа усиливают конвективные токи. Так, на западном склоне Уральского хребта летом наблюдается 20—25 гроз, в Западной Сибири число их сокращается до 10—12.

На материках наибольшее количество гроз возникает в летние месяцы. В зимнее время грозы представляют очень редкое явление.

Наибольшее количество гроз образуется в местах с жарким, влажным тропическим климатом. Так, на Яве грозы бывают почти каждый день. В области пассатов и в пустынях гроз очень мало. В умеренных широтах число гроз увеличивается, но за полярным кругом гроз очень мало.

Смерчи, тромбы и торнадо. В воздухе иногда создаются вихри с вертикальной осью вращения, вызывающие очень сильные разрушения на земле. Они носят название смерчей и тромбов. Поперечник их измеряется только десятками метров, а высота — до 1000 м.

Смерчи и тромбы всегда связаны с облаками грозового типа. В этих облаках образуется мощный вихрь, который в виде рукава простирается от облаков до поверхности земли. Вверху, в облаках, и внизу, у поверхности земли, этот рукав расширяется. Воздух на поверхности вихря находится в сильном вращательном и одновременно в восходящем движении. Над морем в вихрь засасывается вода, ввиду чего над поверхностью моря образуется крутящийся водяной столб, продвигающийся вместе с облаком, в котором он возник. Такие вихри, образующиеся над водой, обычно называются *смерчами*.

Если вихрь возникает над сушей, то он засасывает пыль, вследствие чего в нижней части вихря образуется столб пыли. Такие образования над сушей называются *тромбами*. Сходные с тромбами вихри, более значительных размеров (около 300 м в диаметре и более), называются *торнадо*.

Тромбы и торнадо возникают в теплое время года, в послеполуденные часы, в жаркую грозовую погоду.

Суховей. Так называются ветры за теплое время года, приносящие нагретые и сухие массы воздуха, вызывающие в короткое время повреждения растений ввиду нарушения в их организмах водного баланса в сторону превышения расхода влаги испарением над приходом ее через корневую систему. Повреждения растений в данном случае выражаются в сильном и быстром увядании, в пожелтении и усыхании листьев и в образовании щуплого зерна вследствие преждевременного высыхания его. Степень повреждения растений зависит от интенсивности и продолжительности суховея, от количества влаги в почве, от применяемой агротехники. Обычно суховеи наблюдаются в степной или лесостепной зонах СССР. Особенно часты они в юго-восточных районах Европейской части СССР.

Суховеи образуются главным образом из воздушных масс, проходящих с севера. Эти массы содержат мало водяного пара, так как в высоких широтах имеет место пониженная температура воздуха. Перемещаясь над континентом в умеренные широты, они втягиваются в антициклоническую циркуляцию воздуха, прогреваются, значительно удаляются от насыщения паром, а затем, перемещаясь по южной, юго-западной и западной периферии антициклона, проникают в степную и лесостепную зоны в виде суховеев.

В юго-восточных районах и в южной полосе Европейской части СССР суховеями чаще всего бывают ветры восточных, юго-восточных и южных направлений. Особенно резко выражено преобладание восточных суховейных ветров к югу от линии Жданов — Ворошиловград — Сталинград. В Западной Сибири и Северном Казахстане суховеям может быть ветер юго-западного направления. В Средней Азии летом суховеи обычно дуют с севера.

Сила ветра при суховеях может быть значительной. Так, в Воронежской области во время суховея в июне 1924 г. скорость ветра доходила до 20 м/сек, относительная влажность падала до 10%, а испаряемость достигала 22,5 мм в сутки. Особенно опасны для растений суховеи при высоких температурах.

Суточный ход метеорологических элементов во время суховеев весьма своеобразен: высокая температура, пониженная относительная влажность, повышенная скорость ветра и значительное испарение наблюдаются не только днем, но и ночью; роса ночью обычно не образуется. Суховеи бывают или при ясном небе, или при небольшой облачности.

Суховеи отрицательно действуют на растения, особенно при недостатке влаги в почве. При суховеях растения теряют много воды через испарение и могут погибнуть вследствие высыхания. Лабораторные наблюдения над растениями, подвергавшимися действию искусственного суховея, установили, что отношение растений к суховеям в различных фазах развития неодинаково. Сильнее всего действие суховеев на растения сказывается во время

колошения (выметывания) сельскохозяйственных растений и во время цветения их. Абсолютный вес зерна снижается тем меньше, чем растение позднее попадает под суховеи. Повреждение растений, по Н. А. Максимова, вызывается тем, что во время суховея верхние молодые листья перехватывают питательные вещества и воду не только у более старых листьев, но и у развивающихся органов плодоносия. Это явление может привести к увяданию, а затем к высыханию листьев и колоса. Зерна при таких условиях становятся пустыми или щуплыми. Повреждение растений, причиняемое сухостью воздуха, называется *захватом*.

По характеру действия на растения Е. А. Цубербиллер выделяет 4 группы суховеев. Первая группа — горячие суховеи, сопровождающиеся высокой температурой и очень низкой влажностью воздуха. Они вызывают ожог и опал растений. Вторая группа — иссушающие суховеи, сопровождающиеся низкой влажностью и вызывающие захват зерна, сильное увядание и быстрое высыхание листьев. Третья группа — суховеи, усиливающие транспирацию и вызывающие увядание листьев; при сильном ветре они вызывают подсыхание кончиков листьев, а при большой продолжительности — высыхание почвы. Наконец, четвертая группа — холодные суховеи, образующиеся главным образом в Азиатской части СССР. Они также могут усиливать транспирацию и вызывать подсыхание почвы.

Наиболее сильные и частые суховеи, сопровождающиеся высокой температурой и низкой влажностью воздуха, наблюдаются, по данным Е. А. Цубербиллер, в Европейской части СССР на юго-востоке и в степной зоне. В некоторые годы сильные суховеи могут возникать в лесостепной, реже в лесной зонах. Количество сильных суховеев постепенно возрастает по мере продвижения на юго-восток. В степной зоне сильные суховеи особенно опасны бывают для зерновых культур в июне. В июле количество сильных суховеев в степной зоне хотя и увеличивается, но опасность от них в этом месяце несколько снижается, так как в южных районах степной зоны зерновые в июле заканчивают цикл своего развития. Наибольшее количество сильных суховеев наблюдается в степной зоне в августе. Однако в этом месяце они бывают опасными только для поздних культур. В сентябре количество сильных суховеев повсеместно снижается. Слабые суховеи в Европейской части СССР могут возникать во всей южной половине за период май—сентябрь.

С суховеями связаны так называемые *черные*, или *пыльные*, бури, образующиеся часто в степной зоне. Под влиянием суховея верхний пахотный слой почвы высушивается, и мелкие частицы земли в случае сильного ветра начинают переноситься в огромном количестве в воздух. Пыли попадает в воздух так много, что иногда ослабляется дневное освещение. При сильных сухих ветрах почва выдувается, корневая система всходов и взрослых растений обнажается и растения погибают. Выдуваются

также и семена растений. В местах же отложения пыль засыпает растения. Во время бурь из почвы выдувается огромное количество мелкозема. Так, в бурю, наблюдавшуюся в юго-восточной части Украины в конце апреля 1928 г. на большой площади, из почвы было вынесено, по данным А. В. Вознесенского, около 15 000 000 т наиболее ценной части почвы.

Наиболее часто пыльные бури образуются в Ставропольском крае, на юге Украины, в Поволжье, Башкирии, в южных степных районах Западной Сибири, Казахстане и других местах. Чаше всего они бывают ранней весной, менее часто — осенью и редко — летом. Наибольшая частота пыльных бурь весной вызывается тем, что почва весной бывает оголенной. Особенно сильное выдувание почвы весной бывает после сухой осени и малоснежных зим. Растения, быстро покрывающие весной почву сплошным покровом, оказывают тормозящее действие на ветер, и этим они препятствуют переносу частиц почвы ветром.

Для защиты растений от суховея огромное значение имеет посадка полезитных лесных полос, которые, уменьшая скорость ветра на защищенных участках, способствуют сокращению расхода влаги через испарение почвой и растениями, в то же время они защищают почву от выдувания.

Метели образуются при снегопадах, сопровождаемых сильным ветром. Иногда ветром сметается только выпавший снег, снегопада же в это время нет и небо часто бывает ясным. Такое явление называется *поземком*. Сила метелей и поземков зависит от условий местности. Наибольшей силы они достигают в равнинной, безлесной местности: тундре, степях. Сильную метель называют *бураном*, *пургой*.

В западных и южных районах Европейской части СССР метели чаще всего возникают при температуре от -2 до -4° , а в северных, центральных и юго-восточных районах — при температуре от -6 до -10° . Наиболее часто метели бывают при скорости ветра от 6 до 9 м/сек. Наибольшее количество метелей в Европейской части СССР, кроме Крайнего Севера, наблюдается в январе и феврале.

117. Предсказание погоды. Погода имеет большое значение в хозяйственной деятельности человека. От ее условий зависит успешность проведения различных мероприятий. Неблагоприятные условия погоды часто причиняют большой ущерб народному хозяйству.

Большое значение в данном случае имеют сведения о погоде, в частности предвидение неблагоприятных ее условий, позволяющие заранее принять меры предосторожности и провести мероприятия, ослабляющие вредное влияние этих условий. Поэтому для различных отраслей народного хозяйства большое значение имеет информация о текущем состоянии погоды, а также предсказание ее на ближайшее время. Эту работу в СССР осуществляет так называемая служба погоды, опирающаяся на сеть

метеорологических станций. Последние производят наблюдения в определенные сроки, зашифровывают их по особому международному коду и затем передают по телефону, телеграфу или радио областным бюро погоды и Центральному институту прогнозов, который возглавляет в СССР службу погоды.

По сведениям, получаемым с метеорологических станций за тот или иной срок наблюдений, в бюро погоды и в Центральном

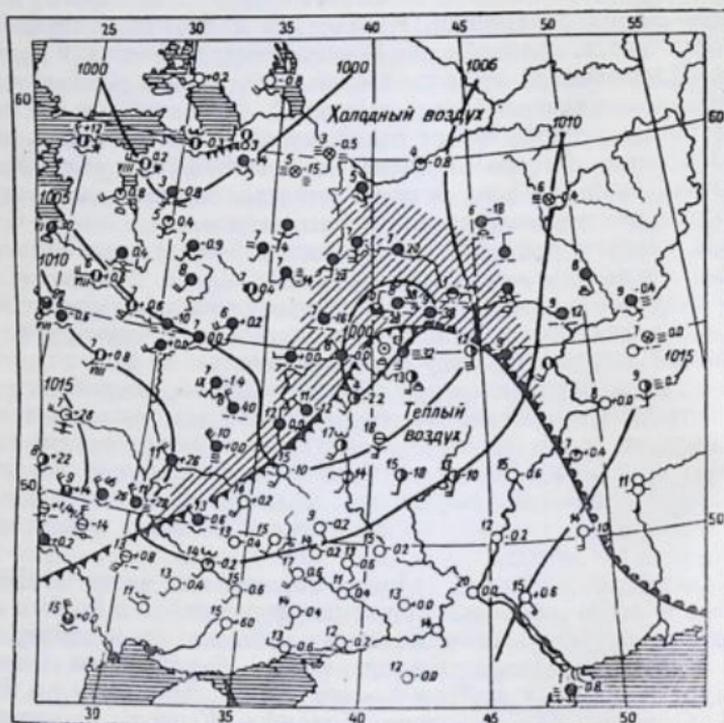


Рис. 118. Синоптическая карта.

институте прогнозов составляется так называемая *синоптическая карта погоды* (рис. 118). Последняя представляет собой географическую карту, на которую при помощи условных обозначений наносят результаты наблюдений, полученные со станций за определенный срок. На синоптической карте каждая метеорологическая станция представлена кружком. Характер зачернения этого кружка соответствует степени покрытия неба облаками в данном месте. Стрелки около кружков указывают направление ветра, а черточки у стрелок — силу ветра. Цифры, стоящие у кружков, показывают температуру воздуха, высоту облаков и т. д. Кроме того, особыми значками обозначаются формы облаков и разные

явления. На карте проводятся также изобары, фронты и выделяются области выпадения осадков.

В настоящее время синоптические карты составляются не только для поверхности земли (приземные), но и для различных слоев атмосферы (высотные). Между отдельными странами производится при помощи радио обмен метеорологическими сводками. В результате создается возможность составления синоптической карты для большой территории. В СССР в Центральном институте прогнозов составляются синоптические карты, охватывающие не только территорию СССР, но и Западную Европу. Составляются также карты, охватывающие все северное полушарие.

Впервые синоптические карты стали составляться в 20-х годах прошлого века. С изобретением телеграфа, который дал возможность быстро передавать сведения о погоде с метеорологических станций в центральные учреждения, синоптические карты стали выпускаться почти во всех странах. В настоящее время служба погоды получила весьма большое развитие. При помощи радио теперь осуществляется передача сведений о погоде из весьма отдаленных мест (тунды, с кораблей, находящихся в плавании, и т. д.). Большую роль радио играет и в информации населения с текущей погодой, а также в оповещениях об ожидаемых изменениях ее.

Синоптическая карта дает представление о состоянии погоды на большой территории. Она позволяет установить расположение и географическое происхождение воздушных масс, расположение фронтов и областей фронтальных осадков, а также выяснить расположение циклонов и антициклонов, которые на карте представляются областями низкого и высокого давления.

Синоптические карты погоды составляются несколько раз в сутки. Это дает возможность выяснить не только пути, по которым до сего времени перемещались воздушные массы, фронты, циклоны и антициклоны, но и установить причины и характер изменений физических свойств воздушных масс за время их перемещения. Такой анализ синоптических карт позволяет наметить с той или иной вероятностью пути и скорости перемещения циклонов и антициклонов, изменения и перемещения фронтов и связанных с ними зон облачности и осадков, а также распространение теплых и холодных воздушных масс на ближайшие 24—48 часов, т. е. предусмотреть те изменения погоды, которые произойдут в связи с этими перемещениями и изменениями. Такой метод предсказания погоды носит название *синоптического метода*.

Предсказания погоды, производимые по синоптическому методу, имеют оправдываемость в 75—85%, т. е. из 100 даваемых предсказаний 75—85 предсказаний бывают удачными и 25—15 предсказаний — неудачными. Последние вызываются главным образом недостаточной изученностью атмосферных процессов.

Очень часто неудачные прогнозы погоды даются при быстрых изменениях этих процессов.

И. А. Кибель, применяя уравнения гидромеханики, разработал новый, сравнительно простой метод приближенного предвычисления погоды и количественного прогноза ветра, температуры и давления за сутки. Этот метод также используется для прогноза погоды.

118. Местные признаки погоды. Предсказания погоды можно производить не только по синоптическим картам, но и по наблюдениям над погодой с одного пункта. В этом случае применяют так называемые местные признаки погоды. Использование этих признаков может дать хорошие результаты. Если в данном месте получают предсказания погоды по радио, то эти предсказания можно уточнить на основании местных наблюдений над состоянием погоды и отдельных ее элементов. Ниже приведены местные признаки приближения теплого и холодного фронтов, окклюзий, а также признаки неустойчивой погоды циклонического характера и устойчивой антициклонической погоды.

1. Местные признаки приближения теплого фронта или фронта окклюзии типа теплого фронта. Появление перистых облаков, движущихся с юга, юго-запада и запада (реже с северо-запада и севера), т. е. с той стороны, откуда чаще всего приближается теплый фронт. Перистые облака по мере приближения фронта постепенно переходят в перисто-слоистые и высокослоистые, а последние переходят в слоисто-дождевые. В перисто-слоистых облаках появляется большой круг около солнца или луны. При переходе этих облаков в высокослоистые круг исчезает.

Ветер усиливается и поворачивает по часовой стрелке. Перед самым фронтом он немного отходит против часовой стрелки. Ночью ослабления ветра не наблюдается.

Давление понижается, и тем значительно, чем быстрее приближается фронт.

Температура воздуха зимой повышается и несколько понижается летом. Это вызывается увеличением облачности, которая уменьшает потерю тепла земной поверхностью излучением в течение длинной зимней ночи и уменьшает приток солнечной радиации летом в течение длинного дня. Температура к вечеру перестает понижаться и даже повышается. Суточный ход температуры воздуха сглажен. Роса отсутствует; в случае же образования, она исчезает ранее восхода солнца.

2. Признаки приближения холодного фронта или фронта окклюзии типа холодного фронта. Появление быстро несущихся, обычно с севера, северо-запада, запада, а иногда и с северо-востока, высококучевых облаков. Появление перистых и перисто-слоистых облаков, покрывающих небо как бы пеленой. Эти облака обычно являются предвестниками кучево-дождевых облаков, из которых выпадают ливневые осадки, со-

провожающиеся летом грозой, а иногда и градом. После прохождения фронта облачность уменьшается, появляются просветы голубого неба, осадки принимают кратковременный, проходящий характер.

Ветер при приближении фронта усиливается и поворачивает по часовой стрелке, а перед самым фронтом поворачивает против часовой стрелки.

Во время прохождения фронта он резко меняет направление (чаще всего с юго-западного на северо-западное), усиливается и делается порывистым.

Давление быстро понижается, после же прохождения фронта значительно повышается.

После прохождения фронта температура воздуха резко понижается, особенно зимой.

3. Общие признаки неустойчивой погоды циклонического характера. Наблюдается повышенная абсолютная влажность воздуха. Об этом свидетельствуют следующие явления: иззаоблачное сияние в виде лучей, выходящих из-за темного облака, за которым находится солнце; багряно-красная заря; белесоватое небо днем; сплюснутый небосвод; красноватый цвет солнца и луны, когда они находятся уже высоко над горизонтом; усиление слышимости отдаленных звуков. При большой влажности воздуха отдаленные предметы кажутся более близкими. Птицы (ласточки, стрижи и др.) летают низко над землей, так как насекомые, которыми они питаются, вследствие большой влажности держатся близ земной поверхности.

Ночью наблюдается сильное мерцание звезд, с преобладанием красного и синего цветов. Это явление происходит при неравномерном распределении плотности воздуха и при большом количестве водяного пара. Дым из труб и костров стелется по земле.

4. Признаки устойчивой погоды антициклонического характера. Давление держится высоко, и оно в течение нескольких дней медленно и непрерывно повышается.

Температура и относительная влажность воздуха имеют резко выраженный суточный ход.

Небо часто остается ясным. Летом могут наблюдаться кучевые облака, которые появляются утром, достигают наибольшего развития к 14—15 часам, а к вечеру исчезают. Зимой к вечеру при отсутствии ветра небо может покрываться сплошной пеленой низких слоистых облаков.

Ветер имеет хорошо выраженный суточный ход, т. е. он появляется утром, достигает наибольшей скорости в околополуденные часы, а к вечеру затухает. До полудня ветер немного поворачивает по солнцу, а после полудня — против солнца.

Днем небо имеет темносиний цвет и небосвод кажется высоким.

Заря имеет золотистую, желтую или розовую окраску. После захода солнца образуется обильный иней и роса, исчезающие

только после восхода солнца. В пониженных местах образуется туман, рассеивающийся утром.

В лесу вечером и ночью бывает теплее, чем в открытом поле. В долинах ночью холоднее, чем на холмах и возвышенностях. Звезды мерцают слабо; при мерцании заметно преобладает зеленый цвет.

Птицы (ласточки, стрижи и др.) летают высоко. Дым из труб и костров поднимается прямо вверх.

119. Погода и сезонные явления живой природы. Погода оказывает большое влияние на различные явления в жизни животных и растений. Изучением зависимости этих явлений от условий окружающей среды занимается особая отрасль науки, называемая *фенологией*. Эта наука изучает сезонные явления в жизни животных и растений при помощи наблюдений, называемых фенологическими. Последние не требуют каких-либо приборов и могут быть легко организованы на месте. Однако эти наблюдения требуют строгого выполнения специальной инструкции.

Многолетние фенологические наблюдения позволяют составить для местности, в которой они производятся, так называемый *календарь природы*, т. е. указатель сроков наступления различных периодических явлений. Эти средние сроки получают из наблюдений за большой промежуток времени. Пользование таким календарем позволяет предвидеть сроки наступления тех или иных явлений данного сезона, так как периодические явления в природе совершаются в определенной последовательности. Так, например, после зацветания черемухи через 5—6 дней наблюдается обычно зацветание желтой акации и одновременно дуба и яблони, а спустя 2—3 дня — зацветание лиловой сирени, а затем через 1—2 дня — зацветание рябины; еще спустя 2—3 дня зацветают сосна, боярышник и другие растения. Следует отметить, что промежутки между сроками наступления и развития фаз у различных растений характеризуются в одной и той же местности довольно большим постоянством, и, зная, например, время зацветания черемухи, можно заранее судить и о времени зацветания сирени и других растений.

Фенологические наблюдения имеют большое значение. Они бывают весьма полезны для установления наиболее выгодных сроков вспашки, сева, сенокоса, уборки хлеба и т. д. Так, например, в западных районах Европейской части СССР подмечено, что сев вики и гороха обычно совпадает со временем распускания почек березы, массовый сев овса — с началом цветения одуванчика, начало сенокоса — с зацветанием тимopheевки и т. д. В условиях Курской области И. А. Пульман установил, что в среднем колошение ржи почти совпадает с моментом зацветания лиловой сирени. Он также установил большую связь между температурой почвы на глубине 50 см в феврале и временем разворачивания весны — началом распускания листьев черемухи, осокоря, сирени, а также временем колошения озимой ржи.

Наблюдения над зацветанием и плодоношением лесных древесных пород и кустарников позволяют установить периодичность плодоношения различных пород, что имеет большое значение для организации сбора и заготовки семян. Эти же наблюдения позволяют установить и время проведения тех или иных лесокультурных мероприятий. Так, например, в зоне хвойного леса лесокультурные работы начинают проводить вскоре после зацветания ольхи и заканчивают их с началом кукования кукушки. С последним явлением там же связывают и начало посадки картофеля. В зоне смешанных лесов наиболее благоприятным временем для лесокультурных работ считается период от зацветания орешника до набухания почек культивируемой породы. В зоне же лесостепи сигналом подготовки к лесокультурным работам служит начало сокодвижения у клена, а начало цветения орешника — сигналом к началу работ по посеву и посадке леса (по данным А. В. Тюрина).

Фенологические наблюдения над животными, птицами и насекомыми позволяют определять сроки вынесения ульев наружу, начало охоты и т. д. Фенологические наблюдения имеют также значение в борьбе с сорняками, вредителями и болезнями сельскохозяйственных растений и животных.

Фенологические наблюдения имеют еще то значение, что они дают наглядное представление об условиях погоды за какой-либо период времени. Растения, а также и животные представляют объекты, очень чутко реагирующие на изменения внешней среды. Так как возникновение и протекание различных явлений в жизни растений и животных происходит под влиянием не отдельных метеорологических факторов, а всей совокупности их, то сезонные явления живой природы могут служить показателем общего состояния погоды.

При наблюдениях над деревьями и кустарниками отмечают следующие моменты: начало сокодвижения у клена и березы, набухание почек, распускание листовых почек, зеленение, зацветание, конец цветения, первое появление зрелых плодов и семян, начало осенней раскраски листьев и полную осеннюю их раскраску, начало и конец листопада. Для травянистых растений отмечают их зацветание в данном месте, а также время созревания семян.

При наблюдениях над зерновыми культурами отмечают посев, появление всходов, развитие третьего листа, кущение, выход в трубку, колошение (выметывание), цветение, наступление молочной, восковой и полной спелости.

При наблюдениях над птицами отмечают прилет и отлет их. При наблюдениях над насекомыми отмечают весеннее появление их и характерные явления из их жизни.

Фенологические данные имеют большое значение для климатологии. Они дополняют климатические данные и вместе с ними дают более полную и подробную климатическую характеристику

той или иной местности; они также применяются при климатическом районировании территории.

Основоположником фенологии в России был Д. Н. Кайгородов. С его именем связано развитие фенологии в России, а затем в СССР. Д. Н. Кайгородов организовал в России значительную сеть фенологических пунктов, от которых он получал многочисленные результаты наблюдений. Он сам в течение многих лет вел записи периодических явлений природы в парке Лесного института в Ленинграде. Кроме Д. Н. Кайгорода, в России много работали по фенологии В. А. Поггенполь, И. А. Здановский, Н. С. Щербиновский и др. В настоящее время руководство фенологической работой добровольной сети фенологов осуществляется фенологической комиссией имени Д. Н. Кайгорода Всесоюзного географического общества.

ОСНОВЫ КЛИМАТОЛОГИИ

ГЛАВА XIII

ОБЩЕЕ УЧЕНИЕ О КЛИМАТЕ

120. **Понятие о климате.** Климатом называется закономерная последовательность атмосферных процессов, создающаяся в данной местности в результате взаимодействия солнечной радиации, атмосферной циркуляции и физических явлений, происходящих на подстилающей поверхности, и обуславливающая в этой местности характерный для нее режим погоды. С количественной стороны климат обычно характеризуется средними величинами и крайними значениями климатических элементов — температуры и влажности воздуха, облачности, осадков, ветров и т. д., выведенных на основании многолетних наблюдений. Большое значение для характеристики климата имеют данные о воздушных массах, вторгающихся в данную местность, т. е. данные, характеризующие их физические свойства, происхождение, частоту вторжения и т. д.

Очень часто смешивают понятия погода и климат. Между этими понятиями имеется большое различие. Погода представляет собой физическое состояние атмосферы над данной территорией и за данное время, характеризующее определенным сочетанием метеорологических элементов. Климат же характеризуется многолетним режимом погоды, причем под многолетним режимом погоды понимаются не только преобладающие, но и вообще возможные в данной местности условия погоды.

Область науки, изучающая условия формирования климата и климатический режим различных стран и районов, называется климатологией. Она рассматривает взаимосвязи между отдельными климатообразующими факторами и взаимодействием их с подстилающей поверхностью. Климатология занимается изучением закономерностей в распределении на поверхности земного шара различных метеорологических явлений и типов климата. Она также занимается разрешением вопросов, связанных с изменением климата под воздействием человека.

Основателем климатологии в России был великий русский географ и климатолог А. И. Воейков (1842—1916). Он оказал

большое влияние на развитие климатологии. В своем классическом труде «Климаты земного шара, в особенности России» А. И. Воейков дал первое подробное и глубокое по содержанию описание климатов земного шара. В ряде своих работ А. И. Воейков рассматривал вопрос об активном воздействии человека на природу с целью изменения климата. Многие его работы не потеряли своего значения и в настоящее время.

Климат СССР и отдельных его частей изучали А. А. Каминский, Л. С. Берг, Е. С. Рубинштейн, Е. Е. Федоров, Б. П. Алисов, О. А. Дроздов, М. И. Будыко, В. Ю. Визе (Арктика), А. И. Кайгородов (Белоруссия), И. В. Фигуровский (Кавказ), С. И. Нельсон и др.

121. Факторы, влияющие на климат. Из приведенного определения понятия климат видно, что основными климатообразующими факторами будут: *солнечная радиация, циркуляция атмосферы и подстилающая поверхность*. Под их совместным влиянием происходит формирование климатов в различных местах земного шара. Большое влияние на климат оказывает также *хозяйственная деятельность человека*, поскольку она может изменить физические свойства подстилающей поверхности.

Солнечная радиация является важнейшим климатообразующим фактором, так как за счет этой радиации в атмосфере протекают различные физические процессы. Количество солнечной энергии, поступающей на поверхность земли, зависит от географической широты. Последняя в данной местности определяет полуденную высоту солнца над горизонтом и продолжительность дня и ночи, а следовательно, и приходо-расход лучистой энергии солнца. По той причине, что географическая широта обуславливает величину наклона солнечных лучей и количество тепла, получаемого земной поверхностью от солнца, древние греки и выбрали для обозначения средних условий погоды слово климат, что значит наклонение.

Наибольшее количество тепла от солнца получает экваториальная зона и тропические широты, благодаря чему в этих местах создаются жаркие тропические климаты. Наименьшее же количество тепла получают полярные страны и районы, расположенные у полюсов, что создает в этих местах суровые холодные климаты.

Ниже приведены суточные суммы солнечной радиации (в калориях на 1 см²) на земной поверхности для отдельных широт северного полушария при ясном небе и при коэффициенте прозрачности атмосферы 0,8 для дней равноденствий и дней солнцестояний:

Широта (град.)	0	10	30	50	70	90
21 марта	672	659	556	367	132	0
22 июня	577	649	728	707	624	634
23 сентября	663	650	548	361	130	0
22 декабря	616	519	286	66	0	0

На экваторе наибольшие суточные суммы солнечной радиации наблюдаются в моменты равноденствий, в которые солнце на экваторе в полдень достигает зенита, наименьшие — в моменты солнцестояний, в которые солнце на экваторе в полдень бывает на наименьшей высоте. Суточные суммы солнечной радиации уменьшаются по мере возрастания широты, кроме летних месяцев, за которые наибольшие суммы наблюдаются в тропиках, где солнце в полдень в июне достигает зенита, а в умеренных и высоких широтах они распределяются равномерно и даже несколько повышаются у полюса. Причиной такого распределения радиации за летние месяцы в умеренных и высоких широтах является продолжительность дня, которая летом возрастает по мере продвижения в высокие широты.

Годовые среднеширотные величины прямой, рассеянной и суммарной радиации в ккал/см^2 год в широтном поясе от 80 до 35° распределяются следующим образом (по данным Т. Г. Берлянд):

Радиация	Широта (град.)					
	80	70	60	50	40	35
Прямая	10	27	42	60	83	97
Рассеянная	47	40	37	39	49	52
Суммарная	57	67	79	99	132	149

Как видно из приведенных данных, годовые суммы прямой радиации увеличиваются по мере уменьшения широты. Годовые же суммы рассеянной радиации, наоборот, с изменением широты меняются мало. В Арктике и полярных широтах в общем потоке радиации преобладает рассеянная радиация. Однако и в других широтах годовые количества рассеянной радиации значительны. Таким образом, рассеянная радиация в общем приходе тепла на поверхность земли играет весьма большую роль и значение ее как климатического фактора велико. Годовые среднеширотные величины суммарной радиации увеличиваются по мере уменьшения широты. На рис. 119 проведены линии, соединяющие места с одинаковыми величинами суммарной радиации за год (ккал/см^2) для внетропических широт северного полушария.

Как видно из рисунка, наименьшие величины суммарной радиации наблюдаются за полярным кругом, где они достигают всего 55—60 ккал/см^2 год. По мере продвижения на юг годовые величины суммарной радиации растут и на побережье Средиземного моря, Средней Азии и Монголии достигают 140 ккал/см^2 год. В Европе и Азии линии, соединяющие места с одинаковыми годовыми величинами суммарной радиации, имеют, в общем, широтное направление. Исключение составляет только Дальний Восток, где вследствие большой облачности в летнее время эти

линии несколько сдвинуты к югу. Наибольшие годовые величины суммарной радиации наблюдаются в тропиках — более $220 \text{ ккал/см}^2 \text{ год}$ (Северо-Восточная Африка).

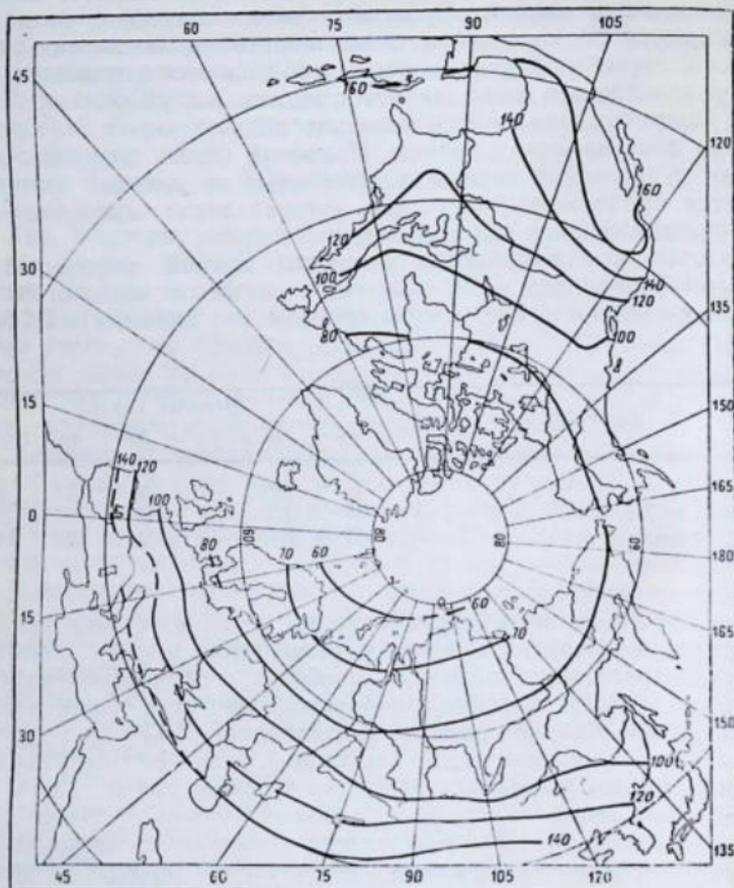


Рис. 119. Суммарная радиация за год (ккал/см^2).

Приходящая радиация не полностью поглощается поверхностью земли. Часть ее отражается. Количество энергии, поглощенной подстилающей поверхностью, зависит от величины альbedo этой поверхности. Для получения радиации, поглощенной поверхностью земли, нужно значение суммарной радиации умножить на величину поглощательной способности поверхности, т. е. на разность между 100% и величиной альbedo. На рис. 120

проведены линии, соединяющие места с одинаковыми годовыми величинами поглощенной радиации ($\text{ккал}/\text{см}^2 \text{год}$) для внетропических широт. Из рисунка видно, что в местностях, лежащих

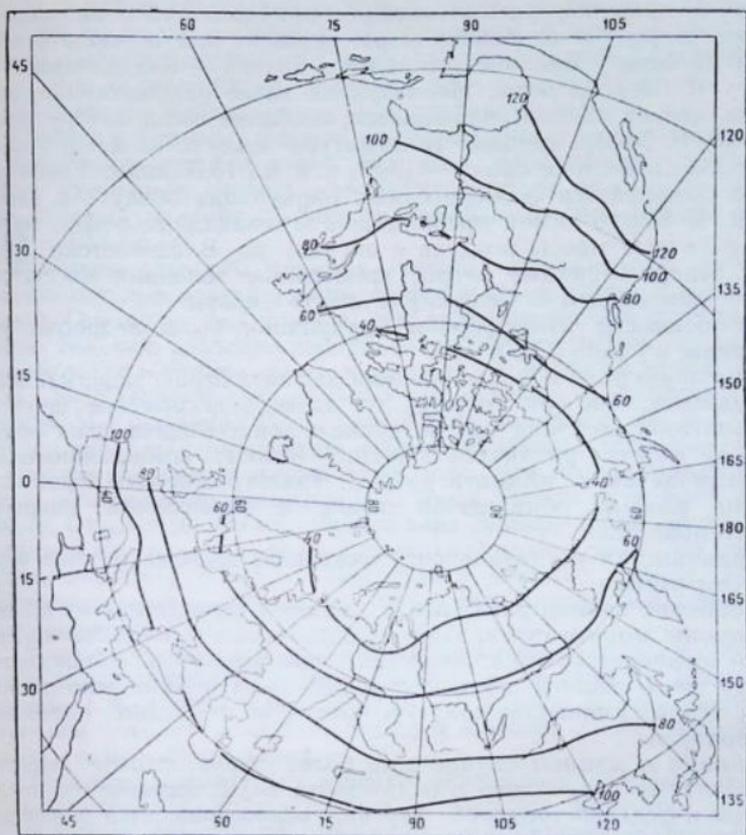


Рис. 120. Поглощенная радиация за год ($\text{ккал}/\text{см}^2$).

у полярного круга, поглощенная радиация достигает $40 \text{ ккал}/\text{см}^2 \text{год}$. По мере продвижения на юг она увеличивается, и на побережье Средиземного моря, в Закавказье, Средней Азии и Монголии поглощенная радиация достигает $100 \text{ ккал}/\text{см}^2 \text{год}$. Из рисунка также видно, что линии, соединяющие пункты с одинаковыми величинами поглощенной радиации, имеют широтное направление.

Весьма большое влияние на климат оказывают особенности атмосферной циркуляции, так как с ней связан перенос в данную местность масс воздуха различного географического происхождения. Чтобы пояснить значение этого фактора, приведем данные по двум пунктам, расположенным приблизительно на одной и той же широте и на берегу моря. Один из них — Бордо — находится на берегу Бискайского залива, другой — Владивосток — на берегу Японского моря. Несмотря на такое расположение, зимы в этих местах сильно различаются, особенно по характеру температуры. В Бордо средняя температура воздуха за январь около 5° , во Владивостоке около $-13,5^{\circ}$, т. е. на $18,5^{\circ}$ ниже. Такое различие объясняется особенностями циркуляции воздуха в зимнее время. В Бордо зимой преобладают юго-западные ветры, приносящие теплые массы воздуха с океана; во Владивостоке зимой дуют северо-западные ветры, приносящие холодные массы воздуха с континента — Северо-Восточной Сибири.

Особенности атмосферной циркуляции были подробно рассмотрены в главе XII, § 114.

Большую роль в формировании климата играет подстилающая поверхность, так как от рода ее зависят физические свойства располагающихся над ней воздушных масс. Вода и суша оказывают на климат различное влияние. Климат возвышенностей и гор отличается от климата равнин. Также различным будет влияние на климат обнаженной почвы и поверхности, покрытой растительностью.

Травянистая растительность оказывает на климат иное влияние, чем лесная.

Особенно велики различия в характере воздействия на климат со стороны моря и суши. Вода обладает большой теплоемкостью, и вследствие этого она медленно нагревается и охлаждается. В силу этого океаны, моря и крупные озера играют роль регуляторов тепла, уменьшая как суточные, так и годовые колебания температуры.

Однако в данном случае еще более значительным является тот факт, что нагревание и охлаждение воды, вызываемое поглощением и отдачей тепловой энергии, распространяются благодаря турбулентному перемешиванию на большие глубины и значительные массы воды. Вследствие этого изменения температуры воды вообще будут невелики. Малы также будут и колебания температуры воздуха над поверхностью воды.

В холодное время года океаны во внетропических широтах выделяют много тепла, накопленного за теплые месяцы. Это оказывает большое влияние на температуру воздуха. Последняя за холодное время года над океаном выше, чем над сушей.

Нагревание и охлаждение суши идет иначе. В данном случае передача тепла происходит только путем теплопроводности. Таким путем нагревание и охлаждение почвы распространяются на меньшие глубины по сравнению с водой. Это вызывает большие

колебания температуры почвы, а следовательно, и воздуха, рас- полагающегося над ней.

Различная теплоемкость воды и суши и особенно различия в способах передачи тепла (путем турбулентного перемешивания в воде и путем теплопроводности в почве) являются причинами того, что на морях и океанах, на островах и в прибрежных местностях создается особый тип климата, получивший название морского, или океанического. Климат же, создающийся на суше, носит название материкового, или континентального.

Степень континентальности климата зависит от относительного распределения суши и моря. Большая изрезанность береговой линии уменьшает степень континентальности климата. Последняя по мере удаления от берегов морей и океанов вглубь континентов возрастает.

Континентальность климата также определяется интенсивностью потоков воздуха, вторгающихся на материк с океанов и морей. Она будет тем меньше, чем интенсивнее эти потоки. Особенно большое значение воздушные потоки с морей и океанов приобретают в зимнее время, когда океаны превращаются в мощные нагреватели и с их стороны на материк приходит теплый воздух. Исследования В. В. Шулейкина показали, что в СССР и других странах с умеренным климатом зимние тепловые потоки с океанов выражены чрезвычайно ярко. Эти исследования позволили объяснить происхождение полюса холода в районе Верхоянска. Оказалось, что его образование связано с тем, что в район Верхоянска приходит минимальное количество тепла со стороны Атлантического, Тихого и Ледовитого океанов. Ввиду этого и континентальность климата в районе Верхоянска достигает крайнего значения.

Климатические условия некоторых местностей в сильной степени определяются муссонами, например на берегах Индийского океана, в восточных районах Азии и в других. В этих местностях муссоны создают особый муссонный климат, с обильными осадками летом и сухой зимой.

Большое влияние на климат оказывают морские течения. Теплые течения, направленные в высокие широты, например Гольфстрим, создают на омываемых ими берегах особый климат, с очень теплой зимой и малой годовой амплитудой колебания температуры.

Благодаря теплому течению Гольфстрим, в Мурманске наблюдается такая же средняя месячная температура января, как в Сталинграде, расположенном значительно южнее. На берегах, омываемых теплым течением, выпадает повышенное количество осадков, причем осадки часто сопровождаются грозами и бурями.

Холодные течения, направленные в сторону экватора, например Лабрадорское или Калифорнийское, вызывают понижение температуры и частые туманы на омываемых ими берегах.

Рельеф оказывает большое влияние на климат. Особенно значительное влияние на климат оказывают крупные формы рельефа: горные хребты и высокие плоскогорья. В горной местности создается особый тип климата, носящий название горного климата. Кроме того, горы задерживают массы воздуха, приходящие из холодных мест, например с севера. В этом случае горные хребты могут являться границей, разделяющей области с различными климатическими условиями. Так, в Крыму климатические условия районов, лежащих к северу от крымских гор, будут иными, чем на южном берегу Крыма. Климаты Закавказья благодаря Кавказскому хребту значительно отличаются от климатов Предкавказья.

Горные хребты, расположенные перпендикулярно к преобладающим влажным ветрам, создают благоприятные условия для конденсации водяного пара. Ввиду этого на склонах, обращенных в сторону влажных ветров, осадков выпадает больше, чем на противоположных склонах.

Растительный покров оказывает на климат заметное влияние. При наличии растительного покрова деятельной поверхностью является внешняя граница растительной массы. Эта поверхность обладает иной лучепоглощательной и лучеиспускательной способностью, чем поверхность почвы. Поэтому и воздействие этой поверхности на прилегающие слои воздуха будет иным. Кроме того, под растительным пологом воздух характеризуется иными свойствами, чем на той же высоте в открытом месте. Ввиду этого растительность может оказать заметное влияние на климат территории, на которой она произрастает. Особенно заметно влияние на климат лесной растительности.

На климат может оказывать влияние и хозяйственная деятельность человека. Вырубка лесов, насаждение новых лесов, лесных полос, осушение болот, распашка степей, создание больших водохранилищ и т. д. — все это может оказать воздействие на климат.

122. Основные различия между морским и континентальным климатом. Между этими типами климата имеется большое различие. Приведем данные по температуре воздуха и осадкам, взятым по ряду пунктов, находящихся приблизительно на одинаковых широтах, но в разных климатических условиях. Сначала приведем данные по Верхоянску ($67^{\circ}33'$ с. ш.), расположенному в Северо-Восточной Сибири, и Ангмагсалику ($65^{\circ}37'$ с. ш.), расположенному на юго-восточном побережье Гренландии. Первый пункт находится в условиях континентального типа субарктического климата, второй — в условиях морского типа этого же климата.

Приведем теперь данные по Акмолинску ($51^{\circ}12'$ с. ш.), расположенному в Средней Азии, и Килларней ($52^{\circ}04'$ с. ш.), расположенному на западном побережье Ирландии. Первый из этих пунктов находится в условиях континентального климата умерен-

ных широт, второй — в условиях морского климата этих же широт.

	Верхоянск	Ангматсалик
Температура самого теплого месяца	15,1	7,1
" самого холодного месяца	-50,1	-9,1
Средняя годовая	-16,1	-1,6
Годовая амплитуда	65,2	16,2
Годовая сумма осадков (мм)	130	870

	Акмолинск	Килларней
Температура самого теплого месяца	20,3	14,8
" самого холодного		
месяца	-17,0	5,5
Средняя годовая	1,4	9,7
Годовая амплитуда	37,3	9,3
Годовая сумма осадков (мм)	330	1 440

Наконец, приведем еще данные по столице Ирака Багдаду (33°21' с. ш.) и Касабланке (33°35' с. ш.) в Марокко на берегу Атлантического океана. Первый из этих пунктов находится в условиях континентального субтропического климата, второй — в условиях морского субтропического климата.

	Багдад	Касабланка
Температура самого теплого месяца	33,6	22,9
" самого холодного		
месяца	9,3	11,9
Средняя годовая	21,8	17,3
Годовая амплитуда	24,3	11,0
Годовая сумма осадков (мм)	230	420

Из приведенных данных видно, что в условиях морского климата наблюдается прохладное лето и более теплая зима, а следовательно, и меньшая годовая амплитуда температуры. В условиях континентального климата, наоборот, бывает более теплое лето и более холодная зима.

В условиях морского климата будет прохладная весна и теплая осень, в условиях континентального климата — теплая весна и более холодная осень.

Суточная амплитуда колебаний температуры воздуха в приморских местностях мала. На Атлантическом океане в тропиче-

ских широтах она около 1,5°, в полярных — около 1°. На суше суточная амплитуда велика. Так, в Туле (54° с. ш.) она в декабре около 3°, а в июне достигает 8°. В Сибири суточная амплитуда еще больше. В Иркутске (52° с. ш.) в декабре она равна 5,5°, в июне 13,5°. Особенно велика суточная амплитуда в пустынях, где она достигает 40° и выше. Наименьшие амплитуды до 1—2° наблюдаются в полярных странах вследствие малых изменений высоты солнца над горизонтом в течение суток. Очень слабо выражен суточный ход температуры воздуха у полюсов.

Годовая амплитуда температуры в условиях морского климата мала. По мере удаления от берегов морей и океанов она увеличивается и достигает больших величин внутри континентов.

Относительная влажность воздуха в условиях морского климата выше, чем в условиях континентального, особенно летом, но в зимние месяцы разницы невелики. Годовая амплитуда колебаний относительной влажности воздуха в морском климате мала, в континентальном значительна. Эти различия характеризуются следующими данными, взятыми по Глазго (Великобритания) и Нукусу (дельта Аму-Дарьи).

	Относительная влажность (%)		Амплитуда (%)
	наибольшая за декабрь	наименьшая за май	
Глазго	85	74	11
Нукус	84	43	41

Облачность в условиях морского климата значительно больше, чем в условиях континентального. Местности с морским климатом богаты пасмурными днями, местности с континентальным климатом — солнечными и ясными днями. Так, на берегу Черного моря, в Батуми, средняя годовая облачность определяется в 66%, а в Термезе, расположенном на крайнем юге Средней Азии, — всего в 27%.

Осадков в условиях морского климата, как показывают приведенные выше данные, выпадает значительно больше, чем в условиях континентального климата; на континенте количество осадков обычно убывает по мере удаления от берегов океана. Имеются также различия и в годовом ходе осадков. В умеренных широтах на островах и западных берегах материков наибольшее количество осадков выпадает осенью и зимой, наименьшее — летом; в условиях же континентального климата наибольшее количество осадков выпадает главным образом в летние месяцы.

Однако не всегда в условиях морского климата осадков выпадает больше, чем в условиях континентального климата. Если воздух приходит на относительно теплую сушу со стороны охлажденного моря, то в этом случае осадков на суше выпадает очень

мало, так как такой воздух вообще содержит мало влаги, а, приходя на материк, он еще более удаляется от состояния насыщения вследствие прогревания. Мало также осадков выпадает зимой в муссонных областях ввиду того, что в таких областях в это время преобладают ветры с суши и водяной пар при данных условиях с океана на материк не приходит.

На суше скорость ветра меньше, чем над морями и океанами ввиду того, что на суше воздушные массы испытывают трение о земную поверхность. Так, средняя скорость ветра на берегах Баренцова моря определяется за январь в 7 м/сек, а за июль в 5 м/сек; в центральных же областях она снижается в январе до 4 м/сек, а в июле до 3 м/сек. На берегах Азовского и Черного морей она вновь возрастает до 5 м/сек в январе и до 4 м/сек в июле. Суточный ход скорости ветра на суше выражен резко, особенно в степной зоне и пустынях; на море он выражен слабее. На берегах океанов, морей и озер в хорошую погоду наблюдаются бризы, т. е. ветры, дующие днем с моря, ночью с суши.

Таким образом, между морским и континентальным климатом имеются большие различия, которые в сильной степени отражаются на характере растительного покрова.

В умеренных широтах растения в холодное время года могут переносить низкие температуры, но зато они требуют определенных количеств тепла за период вегетации в теплое время года. Так как в условиях континентального климата растения за период вегетации получают больше тепла и света, чем в условиях морского климата, то растения на континентах в умеренных широтах находят более благоприятные условия за время роста и развития. В условиях континентального климата границы леса и земледелия идут дальше на север, чем в условиях морского климата. Так, в Западной Европе в условиях морского климата северная граница древесной растительности достигает 58°40' (северная окраина Великобритании). В условиях же континентального климата северная граница леса достигает очень высоких широт. В Сибири, в районе нижней Хатанги, она достигает 72°40' с. ш. Под влиянием холодных течений северная граница леса опускается очень низко. Под влиянием холодного Лабрадорского течения безлесная тундра встречается на Ньюфаундленде на широте 48° с. ш., т. е. проникает до широты Запорожья.

Дальше на север, по мере возрастания континентальности климата, идут также границы степной и пустынной зон.

Различия между морским и континентальным климатом отражаются и на химическом составе растительных веществ. В местах с морским типом климата развитие растений протекает в условиях умеренной температуры, повышенной влажности воздуха и больших количеств осадков в течение всего периода вегетации. Почва в этих местах значительно увлажнена. При таких условиях растения долго вегетируют и у них сильно разрастается надземная зеленая масса. Процесс созревания в этом случае рас-

тягивается и в зерно отдается мало белка, так как он затрачивается на построение вегетативных тканей. Поэтому, например, пшеницы, выращиваемые в условиях влажного климата, характеризуются низкой белковистостью зерна. Наоборот, в условиях континентального климата развитие растений, в частности пшеницы, происходит при повышенной температуре и пониженной влажности воздуха. При таких условиях пшеница не развивает большой вегетативной массы. В данном случае она бывает более низкорослой, а период созревания у нее протекает быстрее. Быстрее перемещаются в зерна и пластические вещества. Поэтому в условиях континентального климата в зернах пшеницы увеличивается содержание белка. Наибольшие количества белковых веществ дают зерна пшеницы, выращиваемые в условиях континентального климата степной зоны, в которой за вегетационный период, одновременно с сухостью воздуха, наблюдается повышенная температура и обилие света.

В Европейской части СССР континентальность климата возрастает по мере продвижения с северо-запада на юго-восток. В том же направлении возрастает и количество белка в зернах пшеницы. По данным Всесоюзного института растениеводства, содержание белка в зернах пшеницы определяется в северо-западных районах 14,3%, в центральных — 16,7% и в юго-восточных — 18,9%. Наибольшее количество белка (до 21%) содержится в зернах пшеницы, выращиваемой в степных районах Казахстана. Эти районы являются лучшими для разведения пшеницы с высоким выходом белка. Казахские пшеницы пользуются мировой славой. По содержанию белка и качеству зерна они являются непревзойденными.

Пшеницы, выращиваемые в условиях влажного климата, дают меньшее количество белка. Так, пшеницы Франции содержат в среднем 9—12% белка, пшеницы Германии — 12%. В условиях континентального климата в корнях, клубнях и плодах растений образуется больше сахара, в условиях морского климата — крахмала.

123. Горный климат. Влияние гор на климат огромно. Рассмотрим их действие на отдельные климатические элементы.

Интенсивность солнечной радиации в горах с высотой увеличивается вследствие уменьшения массы атмосферы и увеличения ее прозрачности. Рассеянная радиация в горах, наоборот, с высотой уменьшается. Солнечный свет в горной местности богат по сравнению с низинами коротковолновыми лучами — синими, фиолетовыми и ультрафиолетовыми, особенно в зимнее время. Излучение тепла в горах значительно и оно с поднятием увеличивается, так как с высотой в атмосфере убывает количество водяного пара и воздух становится более прозрачным.

Увеличение интенсивности прямой солнечной радиации с высотой, однако, не возмещает в горах расхода тепла излучением, которое идет непрерывно в течение суток. В горах расход тепла

излучением превышает приход его в виде прямой солнечной радиации. Это превышение будет тем больше, чем выше находится данный пункт в горах.

Температура воздуха в горах с высотой понижается в среднем на $0,5-0,6^\circ$ на 100 м поднятия. Однако это понижение температуры не всегда наблюдается в горах. В ясные, тихие ночи, а в зимнее время и днем температура в горах до некоторой высоты растет, ввиду чего в повышенных местах бывает теплее, чем в долинах. Такое явление носит название инверсии температуры. Оно вызывается тем, что в повышенных местах холодный воздух скатывается по склонам вниз и замещается более теплым воздухом, притекающим сверху, из атмосферы. Ввиду этого зимы в высоких местах бывают часто более теплыми, чем в низких. Так, средняя температура зимы в Алма-Ате определяется в $-6,5^\circ$, а в Илийске, расположенном почти на 400 м ниже Алма-Аты, средняя температура зимы равна $-7,5^\circ$, т. е. в Алма-Ате зима теплее, чем в Илийске, на 1° . Что же касается суточных колебаний температуры, то они в горах изменяются в зависимости от условий рельефа. По А. И. Воейкову, при прочих равных условиях они больше в широких долинах и котловинах, чем на холмах и горах. Годовые амплитуды колебания температуры в горах с высотой уменьшаются. Так, в Тбилиси (высота над уровнем моря 400 м) годовая амплитуда равна $24,7^\circ$, на Кавказе в Млетях (1430 м) она определяется $22,7^\circ$, а в Гудаури (2200 м) — $20,6^\circ$.

На высоких плоскогорьях как суточные, так и годовые колебания температуры воздуха увеличиваются. Годовые максимумы и минимумы температуры в горах запаздывают. Так, на Кавказе, начиная с высоты 800 м, самым теплым месяцем является август, а наименьшие температуры наблюдаются в начале февраля.

Абсолютная влажность воздуха в горах с высотой уменьшается, относительная же влажность изменяется с высотой мало, но на уровне облаков она может достигать больших величин. Наибольшая абсолютная влажность в горах наблюдается обычно после полудня, наименьшая — около времени восхода солнца. Что же касается относительной влажности в течение суток, то в горах она летом бывает понижена ночью и утром, днем же она повышается вследствие переноса водяного пара снизу вверх восходящими токами. В годовом ходе наибольшие значения относительной влажности воздуха в горах умеренных широт приходится на летнее время ввиду развития восходящих токов. Наименьшие значения падают на зимние месяцы вследствие преобладания в горах за это время нисходящих движений.

Облачность в горной местности тесно связана с высотой. Летом в горах наибольшая облачность возникает днем, особенно около полудня, когда водяной пар в большом количестве переносится вверх восходящими токами. Наименьшая облачность летом образуется обычно утром. Зимой, наоборот, наименьшая облач-

ность имеет место около полудня. В годовом ходе наименьшая облачность бывает зимой, наибольшая — летом. Зимой в горах наблюдается и наибольшее количество ясных дней, летом — наименьшее. Это объясняется тем, что зимой уровень конденсации водяного пара лежит ниже, чем летом, ввиду чего образование облачных слоев происходит на меньших высотах и, таким образом, вершины гор оказываются зимой выше этих слоев.

Осадки в горах с высотой увеличиваются, но это увеличение идет лишь до известного предела, высота которого изменяется от географических условий, времени года и т. д. Так, в Гималаях этот предел лежит на высоте 1300 м, зимой — выше; в Баварских Альпах он зимой находится на высоте 600—1000 м, летом — выше. На Центральном Кавказе количество осадков повышается до 2500 м, а выше начинает убывать.

Количество осадков в горах зависит от ориентировки склонов по отношению к ветрам. Осадков больше выпадает на склонах, обращенных в сторону влажных ветров. Так, на наветренном склоне Западных Гат (Индия) осадков выпадает в год до 2000—3000 мм, а в Магабулешваре — даже до 6800 мм. На противоположном же склоне этих гор осадков за год выпадает всего 700 мм. В южной части Чили на склонах гор, обращенных в сторону Тихого океана, осадков выпадает за год 3000—3500 мм, а в Патагонии на тех же широтах — 120—150 мм. Осадков больше выпадает и на таких возвышенностях, как Средне-Русская, Валдайская, Донецкий Кряж и др. В районе Куйбышев — Саратов осадков на правом высоком берегу Волги выпадает на 50—100 мм больше, чем на низком левом берегу. В лесной и лесостепной зонах Европейской части СССР увеличение высоты места на 100 м вызывает увеличение осадков в среднем на 70—100 мм в год.

На больших высотах осадки выпадают преимущественно в виде снега. Продолжительность снежного покрова с высотой возрастает. В высоких горах на некоторой высоте располагается снеговая линия, выше которой снег лежит круглый год. Высота снеговой линии зависит от географической широты, экспозиции склона, континентальности климата. В полярных странах она располагается низко; по мере продвижения в южные широты снеговая линия повышается и в тропических широтах достигает высоты 4,5—5,5 км. На северных склонах снеговая линия лежит ниже, на южных — выше. В условиях влажного климата она лежит ниже, чем в условиях сухого климата. Так, на южном влажном склоне Эльбруса (Кавказ) снеговая линия находится на высоте 3000—3550 м, на северном, с меньшим количеством осадков, она лежит выше — на высоте 3850 м. По мере возрастания степени континентальности климата снеговая линия в горной местности повышается.

Горы оказывают большое влияние на ветры. Они задерживают воздушные массы и изменяют направление их движения.

Кроме того, в горной местности создаются местные ветры в виде горно-долинных ветров, фена, боры и т. д.

Скорость ветра в горах с высотой увеличивается. Наибольшая скорость ветра наблюдается около полуночи, наименьшая — около полудня.

Границей леса в горах является изотерма самого теплого месяца в году в 10° . Высота расположения ее зависит от географической широты, континентальности климата, экспозиции. В высоких широтах она опускается очень низко, в тропических широтах расположена высоко. На северных склонах верхняя граница леса находится ниже, на южных — выше. В условиях континентального климата, с теплым летом, верхняя граница леса поднимается выше, чем в условиях морского климата, с прохладным летом. В западном влажном Закавказье верхняя граница леса поднимается до высоты 1900 м, в горах же Дагестана, где климат довольно сухой, она идет до высоты 2500 м.

В условиях равнинной местности на климат могут оказывать большое влияние даже невысокие возвышенности, например Средне-Русская, Приволжская и др. Так, еще А. И. Воейков указывал на значительную роль Ергеней в создании климатических условий Нижнего Поволжья. При высоте от 120 до 190 м над уровнем моря Ергени создают в Нижнем Поволжье ясно выраженную климатическую границу между районами, расположенными к западу и востоку от них.

Особые климатические условия, создающиеся на возвышенностях — Средне-Русской, Приволжской, Донецком Кряже и др., налагают определенный отпечаток на характер растительности. На этих возвышенностях имеет место несколько пониженная температура, сокращенный безморозный период и повышенное количество осадков по сравнению с прилегающими к ним низменными равнинами. В южной части Средне-Русской возвышенности, по Е. Е. Федорову, повторяемость дождливых типов погоды больше, чем в прилегающих к ней низменностях — Окско-Донской и Приднепровской. В последних летом чаще наблюдаются малооблачные, засушливые и суховейные типы погоды. Ввиду этого в лесостепной и степной зонах возвышенности создаются благоприятные условия для продвижения на юг растительности лесной зоны, а низменные равнины способствуют продвижению на север растительности степей. В Донецком Кряже благодаря повышенному увлажнению произрастают леса, которые не встречаются в степи, окружающей эту возвышенность. Донецкий Кряж представляет участок лесостепи, вкрапленный в степь. В лесной полосе, наоборот, имеется переувлажнение почвы, вызывающее местами заболачивание ее, что вредно отражается на развитии растений вследствие ослабления аэрации почвы. Кроме того, сильно увлажненная почва плохо прогревается, так как в данном случае много тепла тратится на испарение влаги. Поэтому в лесной полосе на возвышенностях, создающих расчлененный

рельеф и хороший дренаж, возникают более благоприятные условия для растений, чем на низменностях. Вследствие этого в лесной полосе возвышенности часто способствуют продвижению растительности из южных районов в северные.

124. Влияние леса на климат и водный режим местности. Главнейшей причиной всех метеорологических явлений и изменений их является энергия солнечного луча, поглощаемая почвой. Лес своим пологом задерживает солнечные лучи, и поэтому энергия их при достижении земной поверхности будет в значительной степени ослаблена. Это ослабление солнечной энергии и вызывает изменения физических свойств воздуха под пологом леса. На территории, занимаемой лесом, создается особый климат, который отличается от климата поля.

Влияние леса распространяется и на климат прилегающей к нему местности, причем это влияние в более заметной степени выражается в лесостепной зоне, в которой леса занимают островное положение.

Лес понижает температуру воздуха на занимаемой территории. В условиях лесостепи Воронежской области понижение температуры воздуха под влиянием леса обнаруживается и в прилегающей к нему местности.

Так, в районе Шипова леса за теплое время года имеет место пониженная температура воздуха по сравнению с пунктами, расположенными севернее его. За период май — сентябрь разность достигает $0,3-1,0^{\circ}$, а за июль $0,6-1,4^{\circ}$. Меньше в районе леса и годовая амплитуда температуры. Около Шипова леса создается как бы остров пониженной температуры. В данном случае влияние Шипова леса можно сравнить с влиянием большого водоема. Подобно последнему, этот лес заметно понижает температуру в теплое время года и несколько сглаживает годовые колебания температуры воздуха. Другие пятна пониженных температур образуются в районе Хреновского бора (Воронежская область), в районе Цининского массива (Тамбовская область) и др.

Лес увеличивает количество осадков, выпадающих на занимаемой им территории.

Так, в условиях лесостепной зоны Воронежской области, в районе Хреновского бора, осадков за период май — сентябрь выпадает больше на $10-14\%$, чем в прилегающей к нему открытой местности, в районе Усманского лесного массива — на 12% . Пятна повышенных количеств осадков за время май — сентябрь образуются также в районе Шипова леса и Цининского массива.

Это повышение осадков над лесом объясняется более развитой над ним турбулентностью, особенно у опушек.

Воздушный поток, встречающий в условиях равнинной степной местности препятствие в виде лесного массива, будет испытывать некоторое поднятие при встрече с лесом, подобно встрече с небольшой возвышенностью в степи, а затем воздушный

поток будет обтекать верхнюю поверхность лесного массива. При обтекании воздухом многочисленных неровностей этой поверхности в нем образуется масса вихрей, вызывающих турбулентное состояние воздуха над лесом. Небольшое поднятие воздуха при встрече с лесом и повышенная турбулентность над ним, особенно над его опушками, способствуют более активному обмену масс, приводящему к образованию добавочной конденсации водяного пара в районе леса под действием турбулентности.

Один из основоположников русской лесной метеорологии и климатологии Г. Н. Высоцкий в своем труде «О гидроклиматическом значении лесов для России», написанном в 1911 г., показал, что леса задерживают от стока много воды и затем испаряют ее в атмосферу, обогащая таким образом влагой находящиеся над ними массы воздуха. Воздушными течениями эти массы переносятся затем в другие места, где влага из них может осаждаться в виде дождя или снега. По Г. Н. Высоцкому, леса обогащают влагой не только те места, в которых они произрастают, но и места, расположенные далеко за пределами их. Роль леса в деле переноса влаги, по Г. Н. Высоцкому, особенно важна для южной и восточной территорий Европейской части СССР, до которых массы воздуха атлантического происхождения доходят более или менее иссушенными и осадков вследствие этого выпадает недостаточное количество.

Другой русский исследователь — И. И. Касаткин также считал, что леса играют большую роль во внутриматериковом влагообороте.

Исследования В. И. Рутковского, произведенные в последнее время, однако, показали, что мощным климатическим фактором являются только высокопроизводительные дубово-ясеневые насаждения на юго-западе СССР и елово-лиственные леса в западном и центральном районах Европейской части СССР, произрастающие на суглинистых почвах и расходующие много воды на испарение — на 40% больше, чем безлесные участки. Этим они способствуют увеличению содержания водяного пара в атмосфере, усиливают влагооборот и могут повышать количество осадков. Наоборот, основные насаждения на песках расходуют влаги столько же, сколько залежь, а в некоторых случаях и меньше. Расходуя мало воды на испарение, такие насаждения способствуют накоплению грунтовых вод.

Следует иметь в виду, что, помимо наличия влаги в почве, испарение воды лесом в сильной степени зависит от количества тепла, поступающего на землю от солнца, поскольку на испарение затрачивается тепловая энергия. В северных районах солнечная энергия поступает на поверхность земли в меньшем количестве, чем в южных, и поэтому леса севера испаряют влаги меньше, чем леса, расположенные в лесостепных районах.

Лес является активным регулятором выпавших на землю осадков. По Вильямсу, он представляет лучший природный ре-

гулятор влажности полей. Лес уменьшает поверхностный сток и выравнивает его в отдельные времена года. Уменьшение стока талой воды в реки не вызывает в лесных районах быстрого подъема воды в реках во время весенних половодий. Весенние разливы рек в лесных районах бывают спокойными, но более продолжительными. Повышенный уровень поддерживается в реках лесной местности и в летнее время. Большое значение имеет при этом правильное размещение лесов по водосборам рек. Особенно большую роль в данном случае играют леса на водоразделах и в прибрежных местностях.

Леса уменьшают также сток ливневых и дождевых вод. Уменьшая сток этих вод, лес не создает условий для выноса продуктов размыва почвы и грунта в реки, обуславливающих обмеление рек вследствие отложения продуктов размыва в руслах их. Этих продуктов выносятся в реки очень много. Так, в Воронежской области в пределах Калачской возвышенности ежегодно смывается 5—10 т плодородной почвы с 1 га, в пределах Средне-Русской возвышенности смыв нередко достигает 20—40 и даже 50—60 т с 1 га.

Вырубка леса в сильной степени изменяет водный режим местности. Она вызывает весной быстрое таяние снега и значительно увеличивает сток, ввиду чего после вырубки леса усиливаются весенние половодья. Но эти половодья обычно бывают непродолжительными. В безлесной местности весной в реки в короткое время поступает большое количество воды, но эта вода также быстро и уходит.

Обезлесение местности вызывает значительное развитие оврагов и сыпучих песков. Большие реки после вырубки леса в сильной степени начинают засоряться продуктами размыва почвы и грунта, а мелкие речки летом пересыхают и заносятся песком. Вода в них летом застаивается только в низких местах — котловинах. Рост оврагов в обезлесенной местности способствует дренированию грунта, что приводит к понижению уровня грунтовых вод и высушиванию почвы. Восстановление лесов в этих местностях и создание дополнительных насаждений на склонах возвышенностей, подверженных размыву в овражистых районах, а также по берегам рек могут ослабить сток вод и значительно уменьшить силу этих разрушительных явлений.

В районах, где имеются стоячие грунтовые воды, залегающие на небольшой глубине, вырубка леса вызывает заболачивание местности и, наоборот, возобновление леса приводит к осушению ее. Поэтому насаждение в таких местах деревьев, быстро растущих и расходующих много воды на испарение, например во влажных субтропиках — эвкалиптов, может понизить уровень грунтовых вод и этим вызвать осушение местности.

Большую роль играют леса в районах, в которых развиты карстовые явления, т. е. впадины или провалы с отвесными или крутыми стенками. Такие провалы часто встречаются в Тульской,

Орловской, Рязанской и других областях. Обычно провалы образуются на дне ложбин. Они играют положительную роль, так как почти полностью поглощают талые и ливневые воды, стекающие по дну ложбин, и этим защищают их от размыва. В ложбинах же располагаются обычно сельскохозяйственные угодья. Поглощая талые и ливневые воды, провалы улучшают питание грунтовых вод. Леса, произрастающие в ложбинах, уменьшают сток и этим защищают провалы от заиления. Кроме того, осадки, проникающие в лесную почву, обогащаются углекислотой, выделяющейся при разложении лесной подстилки, и вследствие этого такая вода лучше растворяет известняки и другие легко растворимые горные породы. Леса в этих случаях способствуют образованию новых провалов.

125. Влияние человека на климат. Климатические условия местности могут изменяться и под влиянием хозяйственной деятельности человека, поскольку она может изменить физические свойства подстилающей поверхности и вследствие этого изменить и местный климат. До Великой Октябрьской социалистической революции заметное влияние на климат в сторону увеличения его континентальности оказала вырубка лесов. Несколько веков тому назад леса занимали более значительные площади, чем в настоящее время. Особенно сильно понизилась площадь лесов под влиянием хозяйственной деятельности человека в лесостепной зоне. Если в конце XVIII и в начале XIX века лесистость в ней определялась в 16,5%, то перед Великой Октябрьской социалистической революцией она снизилась до 11,2%. Это уменьшение заметно отразилось на климатических условиях тех районов, в которых леса раньше произрастали, в частности на температуре воздуха и осадках.

Лес весной и летом задерживал прогревание почвы и воздуха на занимаемых им участках, так как кроны деревьев уменьшали количество солнечной энергии, доходившей до поверхности земли. После вырубки леса почва и воздух стали весной и летом нагреваться быстрее и значительнее. Осенью же почва после вырубки леса стала более интенсивно охлаждаться, так как замедления в отдаче тепла почвой уже не было.

Лес несколько повышает количество осадков. Совершенно ясно, что вырубка леса должна уменьшить количество осадков на территории, которую он раньше занимал.

Вырубка леса вызвала увеличение стока воды и громадное развитие оврагов и сыпучих песков. Большие реки стали в сильной степени засоряться продуктами смыва почвы и размыва грунта, а мелкие речки стали пересыхать. Рост оврагов в обезлесенной местности способствовал понижению уровня грунтовых вод и высушиванию грунта.

Большие изменения в гидроклиматический режим местности внесла и другая хозяйственная деятельность человека — распашка степей. В историческое время и даже совсем недавно, еще

гулятор влажности полей. Лес уменьшает поверхностный сток и выравнивает его в отдельные времена года. Уменьшение стока талой воды в реки не вызывает в лесных районах быстрого подъема воды в реках во время весенних половодий. Весенние разливы рек в лесных районах бывают спокойными, но более продолжительными. Повышенный уровень поддерживается в реках лесной местности и в летнее время. Большое значение имеет при этом правильное размещение лесов по водосборам рек. Особенно большую роль в данном случае играют леса на водоразделах и в прибрежных местностях.

Леса уменьшают также сток ливневых и дождевых вод. Уменьшая сток этих вод, лес не создает условий для выноса продуктов размыва почвы и грунта в реки, обуславливающих обмеление рек вследствие отложения продуктов размыва в руслах их. Этим продуктам выносятся в реки очень много. Так, в Воронежской области в пределах Калачской возвышенности ежегодно смывается 5—10 т плодородной почвы с 1 га, в пределах Средне-Русской возвышенности смыв нередко достигает 20—40 и даже 50—60 т с 1 га.

Вырубка леса в сильной степени изменяет водный режим местности. Она вызывает весной быстрое таяние снега и значительно увеличивает сток, ввиду чего после вырубки леса усиливаются весенние половодья. Но эти половодья обычно бывают непродолжительными. В безлесной местности весной в реки в короткое время поступает большое количество воды, но эта вода также быстро и уходит.

Обезлесение местности вызывает значительное развитие оврагов и сыпучих песков. Большие реки после вырубки леса в сильной степени начинают засоряться продуктами размыва почвы и грунта, а мелкие речки летом пересыхают и заносятся песком. Вода в них летом застаивается только в низких местах — котловинах. Рост оврагов в обезлесенной местности способствует дренированию грунта, что приводит к понижению уровня грунтовых вод и высушиванию почвы. Восстановление лесов в этих местностях и создание дополнительных насаждений на склонах возвышенностей, подверженных размыву в овражистых районах, а также по берегам рек могут ослабить сток вод и значительно уменьшить силу этих разрушительных явлений.

В районах, где имеются стоячие грунтовые воды, залегающие на небольшой глубине, вырубка леса вызывает заболачивание местности и, наоборот, возобновление леса приводит к осушению ее. Поэтому насаждение в таких местах деревьев, быстро растущих и расходующих много воды на испарение, например во влажных субтропиках — эвкалиптов, может понизить уровень грунтовых вод и этим вызвать осушение местности.

Большую роль играют леса в районах, в которых развиты карстовые явления, т. е. впадины или провалы с отвесными или крутыми стенками. Такие провалы часто встречаются в Тульской,

Орловской, Рязанской и других областях. Обычно провалы образуются на дне ложбин. Они играют положительную роль, так как почти полностью поглощают талые и ливневые воды, стекающие по дну ложбин, и этим защищают их от размыва. В ложбинах же располагаются обычно сельскохозяйственные угодья. Поглощая талые и ливневые воды, провалы улучшают питание грунтовых вод. Леса, произрастающие в ложбинах, уменьшают сток и этим защищают провалы от заиления. Кроме того, осадки, проникающие в лесную почву, обогащаются углекислотой, выделяющейся при разложении лесной подстилки, и вследствие этого такая вода лучше растворяет известняки и другие легко растворимые горные породы. Леса в этих случаях способствуют образованию новых провалов.

125. Влияние человека на климат. Климатические условия местности могут изменяться и под влиянием хозяйственной деятельности человека, поскольку она может изменить физические свойства подстилающей поверхности и вследствие этого изменить и местный климат. До Великой Октябрьской социалистической революции заметное влияние на климат в сторону увеличения его континентальности оказала вырубка лесов. Несколько веков тому назад леса занимали более значительные площади, чем в настоящее время. Особенно сильно понизилась площадь лесов под влиянием хозяйственной деятельности человека в лесостепной зоне. Если в конце XVIII и в начале XIX века лесистость в ней определялась в 16,5%, то перед Великой Октябрьской социалистической революцией она снизилась до 11,2%. Это уменьшение заметно отразилось на климатических условиях тех районов, в которых леса раньше произрастали, в частности на температуре воздуха и осадках.

Лес весной и летом задерживал прогревание почвы и воздуха на занимаемых им участках, так как кроны деревьев уменьшали количество солнечной энергии, доходившей до поверхности земли. После вырубки леса почва и воздух стали весной и летом нагреваться быстрее и значительнее. Осенью же почва после вырубки леса стала более интенсивно охлаждаться, так как замедления в отдаче тепла почвой уже не было.

Лес несколько повышает количество осадков. Совершенно ясно, что вырубка леса должна уменьшить количество осадков на территории, которую он раньше занимал.

Вырубка леса вызвала увеличение стока воды и громадное развитие оврагов и сыпучих песков. Большие реки стали в сильной степени засоряться продуктами смыва почвы и размыва грунта, а мелкие речки стали пересыхать. Рост оврагов в обезлесенной местности способствовал понижению уровня грунтовых вод и высушиванию грунта.

Большие изменения в гидроклиматический режим местности внесла и другая хозяйственная деятельность человека — распашка степей. В историческое время и даже совсем недавно, еще

в XVIII веке, степи представляли огромное пространство, покрытое густой травянистой растительностью. В настоящее время от этих девственных степей остались только небольшие участки в виде заповедников. Степи теперь почти целиком распаханы.

Распашка степей не могла не отразиться на их климатических условиях. Уничтожение густого травянистого покрова, который в сильной степени задерживал солнечную энергию, привело к тому, что большая часть этой энергии, а по паре целиком, стала поглощаться непосредственно почвой. Распашка же почвы, вызвавшая изменение ее структуры, в значительной степени изменила термический и водный режимы почвы. Распаханная почва стала иначе поглощать, проводить и отдавать тепло. Иначе она стала поглощать атмосферные осадки и расходовать влагу через испарение. Все это должно было в заметной степени отразиться на климате приземного слоя воздуха в степях.

В июле 1939 г. в Каменной Степи (Воронежская область) были произведены специальные наблюдения над температурой почвы и воздуха на некосимой залежи и на пару; залежь представляла заповедный участок разнотравной степи. Ниже приведены результаты наблюдений за несколько дней:

	7 июля		8 июля		9 июля	
	пар	степь	пар	степь	пар	степь
Температура на поверхности почвы:						
минимальная	6,0	10,4	7,9	9,7	9,8	12,7
максимальная	50,9	31,4	46,1	20,5	52,5	23,2
амплитуда	44,9	21,0	38,2	10,8	42,7	10,5
Средняя температура:						
почвы на глубине 35 см	19,3	14,0	19,0	13,8	18,8	13,7
воздуха на высоте 100 см	—	—	20,4	19,1	22,1	21,4

Эти наблюдения показывают, что распашка степи в заметной степени изменила термический режим почвы и приземного слоя воздуха. На распаханном участке степи температура почвы и воздуха в летнее время выше, чем на степной залежи.

Распашка степей в сильной степени отразилась на толщине снежного покрова. Девственные степи благодаря сухим стеблям растений, остававшимся на зиму, накапливали большое количество снега. На вспаханных участках снег зимой сильно выдувается, толщина снежного покрова уменьшается, а местами почва зимой даже обнажается. Насколько велика роль растительных остатков в деле задержания снега на полях, видно из следующих данных, полученных на некосимой и косимой залежи в Каменной Степи. Толщина снежного покрова 6 марта 1939 г. на некосимой залежи определялась 50 см, запас воды в нем был 177 мм, а на косимом участке толщина снежного покрова за то же время была всего 14 см, а запас воды определялся только 44 мм.

В феврале 1937 г. толщина снежного покрова на зяби в открытой степи была всего 8 см, на некосимой залежи — 67 см. Промерзание почвы в начале февраля 1937 г. на зяби было до глубины 66 см, на некосимой залежи — до 8 см. Эти данные наглядно показывают, какую огромную роль оказала распашка степей на накопление снега зимой и на глубину промерзания почвы.

Распашка степей в прошлом столетии должна была изменить и водный режим почвы. Целинная степь в прошлом почти полностью поглощала талые и дождевые воды. Сток осадков почти отсутствовал. Этому способствовал также и особый микрорельеф степи. Большое количество западин в степи, многочисленные холмики земли, образованные в результате деятельности роющих животных, — все это в сильной степени содействовало уменьшению стока воды и лучшему впитыванию почвой атмосферных осадков. Уничтожение степной растительности вызвало зимой сильное сдувание с полей снега. Почва весной стала получать меньше талой воды вследствие увеличения стока. Увеличился сток и дождевых вод. Этому увеличению стока способствовало и то, что микрорельеф степных пространств был сильно сглажен вследствие распашки. Увеличение стока вызвало рост оврагов.

Вырубка леса и распашка степей в прошлом ухудшили климатические условия и водный режим в лесостепной и степной зонах, причем это ухудшение происходило под влиянием мероприятий, проводившихся стихийно в условиях буржуазного общества. Они сводились к расхищению природных богатств страны. Особенно ярким примером такого расхищения являются США. Там, например, от почвы стремятся получить только наивысший доход и не принимают мер к защите ее от таких вредных явлений, как эрозия. Последняя же стала в США особенно разрушительной вследствие распашки земель, вырубки леса, отсутствия правильных севооборотов и т. д. В настоящее время в США около 20 млн. га пашен уже разрушено эрозией и превратилось в неудобные земли. Так как в США земля представляет частную собственность, то это делает невозможным применение в плановом порядке различных мероприятий по борьбе с эрозией почв и последняя стала захватывать все новые и новые площади. Вследствие этого в районах, охваченных эрозией, сильно ухудшился водный режим местности.

В условиях социалистического общества имеется полная возможность изменять природу, в частности климат, в сторону, более благоприятную для народного хозяйства. Для этой цели в СССР применяют разнообразные методы.

В области вечной мерзлоты в СССР оказывается активное воздействие на термический режим почвы путем вырубки леса. В этой области, как известно, для растений в теплое время года создаются весьма неблагоприятные условия вследствие низких температур почвы, заболоченности и воздухонепроницаемости ее.

Лес в области вечной мерзлоты понижает температуру почвы и способствует меньшему оттаиванию ее сверху в теплое время года вследствие задержания солнечной энергии кронами деревьев. Поэтому вырубка леса в области вечной мерзлоты и последующая распашка почвы являются мерой улучшения термического режима почвы. Благодаря вырубке леса летние температуры на участках, лишенных леса, значительно повышаются. По П. И. Колоскову, в Амурской тайге, при отсутствии заболачивания почвы и при наличии снежного покрова в 20—40 см, вырубка леса способствовала повышению средней годовой температуры почвы на 0,6°, что приводило к постепенному накоплению тепла в ней.

Особенно значительное улучшение термического режима почвы в Амурской тайге, по П. И. Колоскову, наблюдалось при вырубке леса на возвышенностях и на некрутых южных склонах. Раскорчевка их вызывала большое утепление почвы за вегетационный период. При таких условиях заморозки на южных склонах были более редкими. Соседние долины становились также более теплыми, так как в них стекал менее холодный воздух.

В пустынях и полупустынях Средней Азии создают более благоприятные условия для растений посредством полива участков, на которых они произрастают. На орошаемых участках значительная доля поглощенной энергии затрачивается на испарение и транспирацию. Поэтому орошение участков значительно понижает температуру воздуха и дефицит влажности у поверхности земли. По наблюдениям П. И. Колоскова, в Туркмении эти изменения обнаруживаются не только на орошаемых участках, но и за пределами их.

Климатические условия изменяются и при создании больших водоемов. В районе Московского водохранилища теперь имеют место иные условия по сравнению с теми, которые существовали до образования этого водоема. В районе водохранилища понизилась суточная и годовая амплитуда колебания температуры воздуха, повысилась влажность, увеличилась скорость ветра, возникла бризовая циркуляция воздуха. Подобные же изменения стали наблюдаться и в районе Рыбинского водохранилища, площадь которого в 8 раз больше Женевского озера.

Большое влияние на климат оказывает осушка болот. Осушение Колхидской низменности понизило в ней влажность воздуха. Туманы в Колхиде стали возникать реже; сильнее стала прогреваться почва. Осушение болот превратило теперь Колхидскую низменность в местность со здоровым климатом. Кроме того, это мероприятие позволило значительно расширить площадь рисовых полей и субтропических культур.

Огромное значение для улучшения водного режима степей имеет агротехника. При высокой агротехнике водные свойства распаханной степи не изменяются по сравнению с заповедными участками, а на полях Института земледелия черноземной полосы, расположенного в Воронежской области, благодаря прове-

дению комплекса мероприятий по повышению плодородия почвы и урожайности влажность почвы на пару в летнее время стала даже выше, чем на заповедных степных участках.

Высокая агротехника на распаханых участках степей, правильные севообороты, улучшение структуры почвы, снегозадержание и т. д. способствуют накоплению и сбережению почвенной влаги и, следовательно, являются эффективными мероприятиями в борьбе против иссушения степей под влиянием распашки их.

Для улучшения природных условий засушливой зоны СССР применяется также искусственное орошение и посадка лесных полезащитных полос. Искусственное орошение на больших площадях понижает температуру почвы и воздуха и увеличивает влажность воздуха на орошаемых полях. Лесные полезащитные полосы должны привести к улучшению местных климатических условий, так как они способствуют увеличению влажности приземного слоя воздуха, уменьшают сток и увеличивают запас влаги в почве. Кроме того, под влиянием лесных полос уменьшается скорость ветра в приземном слое и увеличивается интенсивность восходящих токов воздуха в более высокие слои, что в свою очередь влияет на некоторое увеличение атмосферных осадков.

Применение высокой агротехники дало возможность получить в истекшем году богатые урожаи с огромных площадей в районах освоения целинных и залежных земель. Дальнейшее освоение их на основе науки, в частности климатологии, представляет крупный резерв увеличения производства зерна.

126. Микроклимат. Климатические условия какого-либо района не остаются однородными на всей его территории. В зависимости от рельефа, экспозиции, почвенно-грунтовых условий, состояния поверхности почвы, характера растительного покрова и т. д. на территории района могут создаваться в отдельных местах особые условия, которые будут отличаться от общих климатических условий данной местности.

Такие условия обычно создаются на небольших площадях и приурочиваются к определенным местам, почему они и носят только местный характер. В отличие от климата большой территории, или макроклимата, *климат, создающийся на небольших площадях под влиянием местных факторов*, носит название, *микроклимата*. Микроклиматические различия резко всего проявляются в ясную, тихую погоду. Однако гололед и туман, а также явления, связанные со снегоотложениями и метелями, сильнее всего проявляются в ветреную погоду.

Большие изменения в физических свойствах воздуха создаются в приземном слое, в котором обитают растения. В этом слое наиболее активно протекает теплообмен между почвой и воздухом. Нижний слой воздуха, соприкасающийся с поверхностью почвы, днем наиболее сильно нагревается, а ночью наиболее значительно охлаждается. Днем в этом слое температура

воздуха с высотой убывает, ночью в ясную погоду возрастает. Ввиду этого суточные колебания температуры воздуха в нижнем слое велики. Они уменьшаются по мере возрастания высоты над поверхностью почвы. Так как в приземном слое высотой до 1—1,5 м скорость ветра мала, то в нем невелико и турбулентное перемешивание воздуха. Все это приводит к застою воздуха в приземном слое и к обогащению его водяным паром. В этом слое содержится больше и углекислоты.

Ослабление турбулентного перемешивания воздуха в приземном слое вызывает в нем образование больших температурных градиентов. Так, в районе Воронежа на пару по ежечасным наблюдениям в июле 1950 г. температура воздуха в околополуденные часы на высоте 25 см была в среднем на 1° выше, чем на высоте 125 см, а в некоторые дни разница доходила до 2—3°. В отдельных случаях в приземном слое воздуха могут наблюдаться падения температуры в околополуденные часы летом на 5—8° и даже более на 1 м поднятия. В летнее время, в дневные часы, в приземном слое воздуха создаются высокие температуры.

По наблюдениям в Омске, днем в течение лета температура на высоте до 30 см на 2—3° выше, чем на высоте 200 см, а количество дней с температурой выше 25° достигает 55—60; на высоте 200 см бывает только 35 таких дней.

Повышенные температуры за теплое время года в приземном слое воздуха вызывают ускорение физиологических процессов в организме растений, произрастающих в этом слое, что способствует более раннему вступлению их в фазу плодоношения.

Такие микроклиматические условия приземного слоя воздуха с успехом используются для устройства стелющихся садов. В этих садах надземные части плодовых деревьев формируются в горизонтальном направлении. Благодаря такой форме они находятся в более благоприятных тепловых условиях. Деревья в данном случае меньше страдают и от засухи, так как в приземном слое воздуха испарение влаги растениями сильно сокращается ввиду ослабления ветра. Кроме того, в зимнее время стелющиеся плодовые деревья сплошь покрываются снегом, который защищает их от действия сильных морозов. Такие стелющиеся сады в широких размерах были созданы в 1930—1931 гг. А. Д. Кизюриным в Омске. В настоящее время они получили большое распространение в Сибири и на Урале, где выращивание плодовых деревьев при обычной культуре встречает затруднения вследствие неблагоприятных климатических условий, в частности суровых зим.

Большое влияние на микроклиматические условия оказывает рельеф и экспозиция склонов. В долинах днем могут наблюдаться более высокие, а ночью более низкие температуры, чем на возвышенностях. В долинах бывают более частыми и значительными заморозки. Ночью в пониженных местах часто образуются роса, иней и туманы. В зависимости от экспозиции склоны возвышен-

ностей, ложбин и балок получают различные количества тепла и света. Наибольшее количество тепла и света получают южные склоны. На этих склонах имеет место значительная освещенность, повышенная температура и пониженная влажность почвы. Западные склоны несколько теплее восточных. Это объясняется тем, что на восточных склонах, освещаемых в первую половину дня, тепло затрачивается на испарение влаги с поверхности почвы. Этот процесс протекает и на западных склонах, но к тому времени, когда на западные склоны начнет поступать солнечная энергия, они будут уже достаточно сухими и ввиду этого на испарение будет затрачиваться меньше солнечной энергии, а следовательно, они будут сильнее нагреваться.

Влияние экспозиции на нагревание склонов может быть настолько значительным, что на северных склонах возвышенностей, балок, ложбин могут наблюдаться черты климата более северных районов, а на южных — черты климата более южных районов. Ввиду этого на южных склонах часто поселяется растительность более южных районов и, наоборот, на северных склонах — растительность более северных районов. Так, на южных склонах балок в степной зоне Воронежской области встречаются растения, типичные для полупустыни (кермек, кохия и др.). Произрастая в южных широтах, в условиях высокой температуры и более интенсивного света, эти южные растения поселились в более северных широтах на южных склонах, на которых они используют в большей мере, с одной стороны, хорошую прогреваемость этих склонов и, с другой, более сильное освещение.

Холмы и возвышенности оказывают большое влияние на скорость ветра. При обтекании воздушным потоком отдельно стоящего холма наибольшие скорости ветра наблюдаются не на вершине его, а по бокам с наветренной стороны, а наименьшие — на наветренной и подветренной сторонах. На последней уменьшение скорости ветра выражено гораздо сильнее и охватывает более значительную площадь, как это видно на рис. 121, на котором приведены участки с различными скоростями ветра вокруг холма конической формы.

Такое распределение скоростей ветра вокруг холма вызывает неравномерное залегание снега на его склонах. На наветренной стороне толщина снежного покрова бывает небольшой вследствие сдувания снега, а в самой верхней части склона, где скорость ветра меньше, она несколько увеличивается. На заветренном склоне толщина снежного покрова бывает значительно больше, особенно в нижней части склона, где скорость ветра наименьшая. Поэтому весной при таянии снега верхняя часть наветренного склона освобождается от снега несколько позднее, чем средняя часть его. На заветренной стороне, наоборот, нижние части склона освобождаются от снега позднее, чем верхние.

Особые микроклиматические условия образуются в поймах рек. Вода, почвенно-грунтовые условия, экспозиция берегов соз-

дают в поймах рек довольно значительные отклонения метеорологических элементов от общего состояния их в данном районе. Наблюдения, произведенные в пойме р. Дона в Воронежской области, показали, что летом в пойме средние суточные температуры воздуха ниже, чем на высоком берегу, примерно на 1°, а относительная влажность воздуха в среднем за сутки выше примерно на 10%.

В Марийской АССР в пойменной и надпойменной террасах рр. Илети и М. Кокшаги, по данным А. К. Денисова, почва поймы до глубины 1,5 м была более теплой зимой и более холодной

летом, чем почва, расположенная вне ее. Разницы в январе и августе доходили до 2°. Повышенная температура пойменной почвы зимой вызывается, с одной стороны, неглубоким залеганием в пойме грунтовых вод, а с другой — большей толщиной снежного покрова вследствие сноса снега в пойму с прилегающих к ней террас. Почва в пойме промерзает на меньшую глубину.

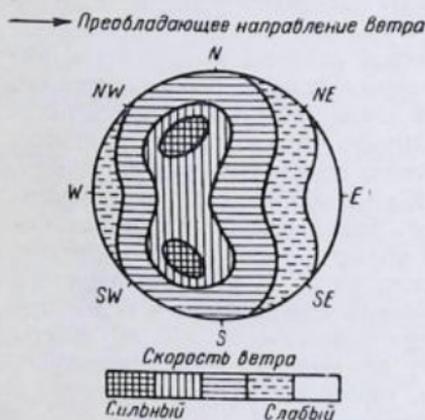


Рис. 121. Распределение скоростей ветра вокруг холма.

Пониженная температура и повышенная влажность почвы и воздуха в поймах степных рек делают микроклиматические условия этих пойм в теплое время года сходными с более северными районами.

В долине р. Воронежа (около г. Воронежа) в сосновом лесу произрастают такие северные растения, как брусника, черника, сфагновый мох. В сфагновых болотах на низменности р. Воронежа встречаются клюква, росянка, плаун. Таким образом, в лесостепной и степной зонах Европейской части СССР на низменных равнинах микроклиматические условия, создающиеся в поймах рек, способствуют продвижению растительности северных районов в степную зону.

Характерные микроклиматические условия создаются в местах, где имеются выходы на дневную поверхность мела. Наблюдения Н. Ф. Комарова, произведенные в районе выхода мела в южной части Средне-Русской возвышенности, дали в летнее время в полуденные часы следующие различия в температурах воздуха над поверхностью темноцветной почвы и мела:

	Темноцветная почва	Мел
Температура воздуха на высоте 10 см	27,0	26,2
Температура почвы на глубине 32 - 36 см	22,2	13,8

Как видно из этих данных, температура мела и воздуха над ним ниже температуры темноцветной почвы и воздуха над ней. Это вызывается большой отражательной способностью мела, которая доходит до 40—45%. Поэтому растения, произрастающие на мелах, получают значительное дополнительное освещение за счет нижнего света. Следует указать, что отраженный белой поверхностью мела свет богат коротковолновыми лучами, оказывающими большое влияние на протекание различных биохимических процессов в организме растений. Мел обладает еще и большой влагоемкостью. Он может удерживать до 22,5% воды от своего веса. Вследствие этого мел имеет высокую влажность. Таким образом, меловой субстрат является влажным и холодным.

Микроклиматические и грунтовые условия, создающиеся на мелах, до некоторой степени приближаются к горным условиям. На мелах Воронежской и Курской областей часто произрастают меловые боры, называемые горными борами (горные сосняки), а также сниженные альпийцы — травянистые растительные группировки, сильно напоминающие горноальпийские луга.

Характерен также микроклимат песков. Термический режим их в сильной степени зависит от цвета, влажности, структуры и т. д. Наблюдения, произведенные 24 сентября 1949 г. в ясную погоду около полудня на серых уплотненных и светлых сыпучих песках Воронежской области, показали следующие различия в температурах. Если температура на поверхности серого мел-светлого мелкозернистого сыпучего песка была 30°, а на глубине 30 см 16°, то на поверхности а на глубине 30 см 11°. Особенностью песков является то, что температура их в верхнем слое очень быстро понижается с глубиной.

Верхний слой песка обычно бывает очень сухим. Такой песок обладает пониженной теплоемкостью и теплопроводностью. Если объемная теплоемкость сухой почвы составляет 0,6 кал/см³ град, то для сухого песка она составляет 0,35 кал/см³ град. Теплопроводность сухой почвы определяется примерно в 0,0003—0,0005 кал/см сек град, а сухого песка — в 0,00026 кал/см сек град.

Сухость верхнего слоя песка не вызывает затраты тепла на испарение воды с его поверхности. Ввиду этого поглощенная песком солнечная энергия расходуется только на нагревание его. Песок при таких условиях значительно прогревается. Этому способствует еще и малая теплопроводность сухого песка, препятствующая уходу тепла из верхнего слоя его в более глубокие слои. Ночью же верхний слой песка значительно охлаждается. Летом в пустынях Средней Азии днем поверхность песка может нагреваться до 80°, ночью же на ней бывают низкие температуры. В Сахаре зимой ночью на поверхности песка температура иногда опускается ниже 0° и на песке образуется иней. Такие большие

колебания температуры песка отражаются и на температуре приземного слоя воздуха.

Пески обладают большой водопроницаемостью. Они полностью поглощают выпадающие осадки. Поверхностный сток воды на песках отсутствует. Проникающая в песок вода мало задерживается в верхнем слое. Значительная часть ее просачивается в глубокие слои песка, где она может задерживаться глинистой или другой малопроницаемой для воды прослойкой. Эта задержанная вода образует так называемую верховодку, которая располагается близко к земной поверхности. Следует также отметить, что, помимо хорошей водопроницаемости, пески имеют пониженную водоподъемную способность, ввиду чего испарение воды с их поверхности сильно ослаблено. Кроме того, пески обладают способностью конденсировать в себе водяной пар. По А. Ф. Лебедеву, в районе Одессы количество влаги в песках, полученной путем конденсации, составило 68 мм за год.

Таким образом, пески обладают благоприятными водными свойствами. Они не только сохраняют получаемую ими в виде осадков влагу, но и способны накапливать ее. Это имеет особенно большое значение в засушливых областях, в которых располагаются большие площади сыпучих песков. Г. Н. Высоцкий считает, что в сухом климате пески создают высшую ценность — запасы пресной воды. Б. А. Келлер указывает, что пески в засушливых областях способствуют продвижению на юг более северных типов растительности и благоприятствуют развитию растительности влаголюбивого характера.

Особый термический режим создается под паром. Приведенные в § 125 данные по Каменной Степи указывают, что днем на поверхности пара наблюдаются более высокие температуры, а ночью — более низкие, чем на залежи, покрытой травой. Почва на пару нагрета сильнее. Вследствие этого и температура воздуха над паром выше, чем над залежью.

В Средней Азии на орошаемых участках создается особый микроклимат, отличающийся от микроклимата пустыни. На этих участках вследствие большой потери тепла на испарение, которое здесь протекает интенсивно, наблюдается пониженная температура почвы и воздуха. По данным С. А. Сапожниковой, на орошаемых участках Средней Азии средняя температура воздуха за июль по сравнению с пустыней понижена на 2,5—3,0°. Следует отметить, что пониженная температура на орошаемых участках наблюдается не только днем, но и ночью, так как благодаря сухости воздуха испарение на этих участках идет с большой интенсивностью не только в дневные часы, но и в ночные. Особенно велики были различия в температурах поверхности почвы. Так, в июле средняя температура поверхности почвы составляла 65°, а на орошаемом участке 35°, т. е. на орошаемом участке температура была ниже на 30°.

На орошаемом участке имеет место повышенная абсолютная

и относительная влажность воздуха. В июле в среднем абсолютная влажность воздуха на орошаемых участках больше, чем в пустыне, на 3,5 мб, а относительная влажность за 13 часов выше в среднем на 8%.

Различия в температурах воздуха между орошаемыми участками и пустыней создают местную циркуляцию воздуха, а именно более холодный воздух с орошаемых участков притекает в пустыню, причем такая циркуляция совершается в течение суток, так как пониженная температура на орошаемых участках образуется не только днем, но и ночью.

В городах также создаются иные микроклиматические условия, чем в поле. Сравнение наблюдений двух станций, из которых одна была расположена в центре г. Воронежа (при Воронежском государственном университете), а другая — за городом (в поле — при Воронежском сельскохозяйственном институте), показали, что средняя месячная температура воздуха за все месяцы года в г. Воронеже выше, чем за городом, причем летом разницы доходят до 0,5°. Относительная влажность воздуха в городе ниже, чем в поле. Осадков в Воронеже выпадает в среднем за год больше на 97 мм, а за теплое время года (май — сентябрь) — на 26 мм. Число дней с осадками больше в городе, чем в его окрестностях, на 14 дней, с туманами — на 30 дней. Заморозки в городе бывают реже, чем в окрестностях. В хорошую погоду образуются слабые воздушные течения, направленные от окрестностей к городу.

В городах имеет место большая запыленность атмосферы, что уменьшает прямую солнечную радиацию и эффективное излучение. По данным Г. А. Любославского, напряжение солнечной радиации в Ленинграде в среднем на 17% меньше, чем в Павловске, расположенном в 25 км к югу от Ленинграда.

Характерные микроклиматические условия создаются на лесных полянах. Они возникают вследствие ослабления перемешивания воздуха на поляне, окруженной со всех сторон опушкой леса. Днем в летнее время на поляне наблюдается застой теплого воздуха, ночью — холодного. Последний образуется не только путем выхолаживания через лучеиспускание, но и вследствие стока холодного воздуха с полога леса, окружающего поляну. Особенно низкие температуры на поляне бывают в случае, если поляна окружена густо облиственной опушкой, затрудняющей приток более теплого воздуха из леса на поляну. Ночью заморозки на полянах могут быть чаще и интенсивнее, чем в поле. Поэтому на лесных полянах имеет место повышенная амплитуда колебаний температуры. Эти резкие различия между микроклиматическими условиями поляны и леса наблюдаются только за теплое время года, в ясную, тихую погоду. В холодное время года они значительно сглаживаются, особенно в лиственном лесу. На малых полянах различия больше, чем на больших. На последних происходит более значительное перемешивание воздуха, и по-

этому микроклиматические условия на этих полянах будут выражены менее резко. Заморозки на этих полянах бывают менее интенсивными.

Особенно резкие микроклиматические различия создаются между затененной и освещенной частями лесных полян. В данном случае наиболее затененной частью является южная сторона поляны, открытая на север, так как большую часть дня ее затеняет опушка леса. Северная же часть поляны, открытая на юг, большую часть дня освещается прямыми солнечными лучами. Ввиду этого северная часть поляны имеет большую прогреваемость почвы и значительную сухость ее. В этой части поляны создаются микроклиматические условия, сходные с открытыми местами более южных районов. В южной, затененной части поляны температура почвы значительно ниже, а влажность выше. Здесь создаются микроклиматические условия, сходные с условиями открытых мест северных районов. Различия между микроклиматическими условиями затененной и освещенной частью полян настолько велики, что они резко отражаются на характере растительного покрова. В северных, освещенных частях полян сосновых насаждений лесостепи Воронежской области создаются такие микроклиматические условия, которые может выносить только степная растительность. Последняя и поселяется в этих частях полян. Для развития же всходов древесных пород они неблагоприятны. Наоборот, в южных, затененных частях полян в насаждениях лесостепной зоны создаются микроклиматические условия, благоприятные для развития растительности, характерной для северных таежных лесов. Они также благоприятны и для развития всходов древесных пород.

Микроклимат лесосек сходен с микроклиматом полян. На характер его в сильной степени влияет величина и направление лесосеки. Чем меньше лесосека, тем слабее будет перемешивание в ней воздуха и тем резче будут проявляться микроклиматические различия. Лесосека, длинная сторона которой совпадает с направлением ветров, проветривается лучше лесосеки, имеющей направление, перпендикулярное ветрам. Поэтому различия в первом случае будут меньше по сравнению со вторым случаем. Заморозки на лесосеках бывают чаще, чем под пологом леса, причем частота и интенсивность их увеличивается по мере удаления от опушки.

Выше были рассмотрены только некоторые типы микроклимата, создающиеся под влиянием местных факторов. Это рассмотрение можно было бы продолжить и далее. Так, можно говорить о микроклимате болота, сада, озера и т. д. Но и вышеприведенных описаний достаточно для того, чтобы показать, что климатические условия на небольших площадях могут значительно отличаться от общих климатических условий данной местности. С этими условиями необходимо считаться при проведении различных мероприятий: при озеленении городов, лесокультурных

работах, при разведении новых растений, переносимых в данную местность из других районов и т. д. Учитывая микроклиматические особенности, можно создавать более благоприятные условия для роста и развития растений. Так, например, изменяя посредством прочисток и прореживаний световой, тепловой и водный режим лесных насаждений, можно изменить в более благоприятную сторону и процесс их роста и развития.

127. Изменения и колебания климата. Окружающая нас природа — географическая среда — не остается постоянной. Она находится в процессе непрерывного изменения и развития. В связи с этим подвергается изменениям и климат, являющийся одним из элементов этой среды, причем изменения его совершаются не особенно, а в тесной связи и взаимодействии с другими элементами географической среды: рельефом, почвенным и растительным покровом, животным миром и т. д. Особенно большие колебания климата происходили в четвертичный период. Неоднократные вторжения ледников за этот период вызывали сильные изменения климатических условий на территории Европы и СССР.

О климатических условиях за отдельные геологические эпохи и периоды можно судить только по косвенным данным: по органическим остаткам (растительным и животным), а также по минеральным отложениям. Около 1920 г. появился новый метод изучения состава растительности за третичный и главным образом за четвертичный период — метод пыльцевого анализа. Пыльца обладает свойством хорошо сохраняться в торфяниках, глинах и т. д. Кроме того, пыльца каждого растения характеризуется определенными внешними признаками, по которым ее можно отличить от пыльцы других растений. Как показали исследования, анализ пыльцы дает возможность на основании достоверного материала выяснить характер растительности и изменения в составе ее не только за четвертичный период, но и за время более древних отложений, в частности третичных. А так как развитие растительности в сильной степени определяется климатическими условиями, то метод пыльцевого анализа дает возможность выяснить характер климатических изменений не только за четвертичный период, но и за предшествующее ему время.

Метод пыльцевого анализа в последнее время получил весьма большое распространение. В СССР он был детально разработан и широко использован В. Н. Сукачевым, В. С. Доктуровским, В. П. Гричук и др.

В третичный период климат был весьма теплым, особенно в раннее третичное время — в палеоцене и эоцене. В это время на Шпицбергене произрастали болотный кипарис, секвойя, магнолия и др.; в Северной Гренландии, кроме этих растений, произрастали еще платан, каштан, виноград. На севере Якутии и на Новосибирских островах в эоценовое время росли тополь, секвойя, сосна и другие растения. В раннее третичное время в юж-

этому микроклиматические условия на этих полянах будут выражены менее резко. Заморозки на этих полянах бывают менее интенсивными.

Особенно резкие микроклиматические различия создаются между затененной и освещенной частями лесных полян. В данном случае наиболее затененной частью является южная сторона поляны, открытая на север, так как большую часть дня ее затеняет опушка леса. Северная же часть поляны, открытая на юг, большую часть дня освещается прямыми солнечными лучами. Ввиду этого северная часть поляны имеет большую прогреваемость почвы и значительную сухость ее. В этой части поляны создаются микроклиматические условия, сходные с открытыми местами более южных районов. В южной, затененной части поляны температура почвы значительно ниже, а влажность выше. Здесь создаются микроклиматические условия, сходные с условиями открытых мест северных районов. Различия между микроклиматическими условиями затененной и освещенной частью полян настолько велики, что они резко отражаются на характере растительного покрова. В северных, освещенных частях полян основных насаждений лесостепи Воронежской области создаются такие микроклиматические условия, которые может выносить только степная растительность. Последняя и поселяется в этих частях полян. Для развития же всходов древесных пород они неблагоприятны. Наоборот, в южных, затененных частях полян в насаждениях лесостепной зоны создаются микроклиматические условия, благоприятные для развития растительности, характерной для северных таежных лесов. Они также благоприятны и для развития всходов древесных пород.

Микроклимат лесосек сходен с микроклиматом полян. На характер его в сильной степени влияет величина и направление лесосеки. Чем меньше лесосека, тем слабее будет перемешивание в ней воздуха и тем резче будут проявляться микроклиматические различия. Лесосека, длинная сторона которой совпадает с направлением ветров, проветривается лучше лесосеки, имеющей направление, перпендикулярное ветрам. Поэтому различия в первом случае будут меньше по сравнению со вторым случаем. Заморозки на лесосеках бывают чаще, чем под пологом леса, причем частота и интенсивность их увеличивается по мере удаления от опушки.

Выше были рассмотрены только некоторые типы микроклимата, создающиеся под влиянием местных факторов. Это рассмотрение можно было бы продолжить и далее. Так, можно говорить о микроклимате болота, сада, озера и т. д. Но и вышеприведенных описаний достаточно для того, чтобы показать, что климатические условия на небольших площадях могут значительно отличаться от общих климатических условий данной местности. С этими условиями необходимо считаться при проведении различных мероприятий: при озеленении городов, лесокультурных

работах, при разведении новых растений, переносимых в данную местность из других районов и т. д. Учитывая микроклиматические особенности, можно создавать более благоприятные условия для роста и развития растений. Так, например, изменяя посредством прочисток и прореживаний световой, тепловой и водный режим лесных насаждений, можно изменить в более благоприятную сторону и процесс их роста и развития.

127. Изменения и колебания климата. Окружающая нас природа — географическая среда — не остается постоянной. Она находится в процессе непрерывного изменения и развития. В связи с этим подвергается изменениям и климат, являющийся одним из элементов этой среды, причем изменения его совершаются не обособленно, а в тесной связи и взаимодействии с другими элементами географической среды: рельефом, почвенным и растительным покровом, животным миром и т. д. Особенно большие колебания климата происходили в четвертичный период. Неоднократные вторжения ледников за этот период вызывали сильные изменения климатических условий на территории Европы и СССР.

О климатических условиях за отдельные геологические эпохи и периоды можно судить только по косвенным данным: по органическим остаткам (растительным и животным), а также по минеральным отложениям. Около 1920 г. появился новый метод изучения состава растительности за третичный и главным образом за четвертичный период — метод пыльцевого анализа. Пыльца обладает свойством хорошо сохраняться в торфяниках, глинах и т. д. Кроме того, пыльца каждого растения характеризуется определенными внешними признаками, по которым ее можно отличить от пыльцы других растений. Как показали исследования, анализ пыльцы дает возможность на основании достоверного материала выяснить характер растительности и изменения в составе ее не только за четвертичный период, но и за время более древних отложений, в частности третичных. А так как развитие растительности в сильной степени определяется климатическими условиями, то метод пыльцевого анализа дает возможность выяснить характер климатических изменений не только за четвертичный период, но и за предшествующее ему время.

Метод пыльцевого анализа в последнее время получил весьма большое распространение. В СССР он был детально разработан и широко использован В. Н. Сукачевым, В. С. Доктуровским, В. П. Гричук и др.

В третичный период климат был весьма теплым, особенно в раннее третичное время — в палеоцене и эоцене. В это время на Шпицбергене произрастали болотный кипарис, секвойя, магнолия и др.; в Северной Гренландии, кроме этих растений, произрастали еще платан, каштан, виноград. На севере Якутии и на Новосибирских островах в эоценовое время росли тополь, секвойя, сосна и другие растения. В раннее третичное время в юж-

ной части СССР — на Украине и на юго-востоке — до Камышина на р. Волге обитала тропическая и субтропическая флора.

Во второй половине третичного периода — в миоцене и плиоцене — климатические условия ухудшились, что вызвало вытеснение тропической флоры растительностью умеренных широт.

Несмотря на ухудшение климатических условий во второй половине третичного периода, климат в конце периода — в плиоцене — был все же более теплым, чем теперь. В окрестностях Воронежа, как показали находки П. А. Никитина, произрастали водный папоротник *Azolla*, обитающий в настоящее время в тропиках, бразения, лианы и др. Затем флора стала постепенно принимать таежный характер. Теплолюбивые растения сменились пихтой, елью, сосной и др. Это явилось следствием понижения температуры. В позднем плиоцене — на границе третичного и четвертичного периода, по данным И. Г. Пидопличко, на территории юга Европейской части СССР произошло окончательное вымирание гиппопотамов, обезьян, страусов и пр.

В четвертичном периоде, как полагают, было несколько оледенений: лихвинское, днепровское и валдайское. Эти оледенения происходили, повидимому, за время общего понижения температуры воздуха, главным образом температуры летних месяцев. Пониженная летняя температура способствовала накоплению твердых осадков в виде льда. Ледниковые периоды отделялись друг от друга более теплыми межледниковыми эпохами.

После отступления последнего валдайского ледника климатические условия начали постепенно улучшаться. Температура воздуха повысилась; возросло количество осадков. Под влиянием улучшения климатических условий стали возникать лесные площади. Центрами распространения леса явились места, служившие за время оледенения убежищем для древесных пород. В этот период господствующее положение в лесах занимала сосна. Дальнейшее улучшение климатических условий вызвало увеличение площади широколиственных лесов в лесостепи и лесной зоне. Этот период получил название климатического оптимума. За это время в Европейской части СССР большое распространение получили дуб, лещина, вяз. При климатическом оптимуме средняя годовая температура была по крайней мере на 3° выше современной. Повышение температуры распространилось и на северные таежные районы. В южной части СССР повышение температуры вызвало установление сухого климата. В современную лесостепь и в северные районы степи за это время проникли некоторые южные растения, которые обитают в этих местах и сейчах в виде реликтов (остатков) флоры того времени. Широколиственные породы проникли в современную таежную зону. На Шпицбергене за время климатического оптимума болотные растения образовали мощные торфяные залежи.

После климатического оптимума температура начала постепенно понижаться и климатические условия стали приближаться

к современным. Однако, это понижение температуры происходило не постепенно. Были периоды, за которые климатические условия изменялись то в сторону похолодания, то в сторону потепления. Так, потепление климата с 1919 г. стало наблюдаться в Арктике. Это потепление выразилось в повышении температуры воды в Баренцовом море и температуры воздуха в полярных странах. Оно затем охватило умеренные широты и горные местности. Потепление проникло и в южное полушарие. Это изменение климата, повидимому, было связано с усилением общей циркуляции атмосферы, обусловленным изменением интенсивности и спектрального состава солнечной радиации, поступающей на поверхность земли.

Существует ряд гипотез, объясняющих коренные изменения климата. По этим гипотезам климаты могут изменяться под влиянием космических, астрономических и геологических факторов. Гипотезы, основанные на действии космических факторов, объясняют изменения климата колебаниями величины солнечной постоянной. Изменения этой величины могут быть вызваны или непосредственным изменением интенсивности солнечного излучения и его спектрального состава в связи с эволюцией солнца, или же тем, что при движении в мировом пространстве солнечная система пересекает участки этого пространства различной прозрачности. При прохождении менее прозрачных участков мирового пространства солнечная постоянная уменьшается и, наоборот, при прохождении более прозрачных увеличивается.

Гипотезы, имеющие в основе астрономические факторы, полагают, что колебания климата могут совершаться под влиянием изменений некоторых астрономических величин, а именно: наклона плоскости эклиптики, или плоскости земной орбиты, к плоскости земного экватора, изменения эксцентриситета земной орбиты и др.

Не отрицая влияния астрономических факторов, А. И. Воейков, однако, считал, что основным фактором, вызвавшим изменения климата в отдельные геологические эпохи и периоды, были изменения в характере подстилающей поверхности — изменения в распределении суши и моря, в очертаниях береговой линии, изменения рельефа, растительного покрова и т. д.

Существует гипотеза, объясняющая колебания климата изменением содержания углекислоты в воздухе. Этот газ хорошо пропускает энергию, излучаемую солнцем, и задерживает длиноволновое излучение земли. Увеличение количества углекислоты в воздухе может вызвать повышение температуры воздуха, уменьшение же количества ее, наоборот, — понижение. Имеются и другие гипотезы, объясняющие колебания климата.

Кроме коренных изменений, климат претерпевает еще изменения, носящие временный характер. Эти изменения совершаются за более короткие периоды и проявляются они в менее резкой степени. Так, могут происходить периодические колебания в ко-

личества осадков и температуры воздуха за несколько десятков лет и менее. Исследование этой периодичности показало, что сухие периоды, с повышенной температурой, чередуются с влажными периодами, с пониженной температурой, причем эти колебания имеют период в 35 лет, т. е. за период в 35 лет происходит смена влажного и холодного периода на сухой и теплый, а затем последний снова сменяется на влажный и холодный. Новые исследования, однако, показали, что колебания климата действительно существуют, но период их строго не выдерживается, как

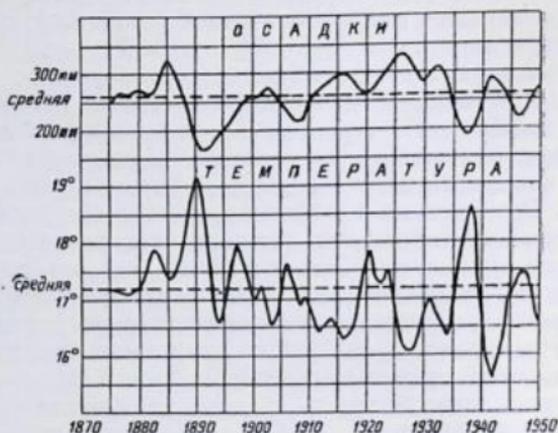


Рис. 122. Сглаженные средние количества осадков и температуры воздуха по Воронежу за период май—сентябрь с 1875 по 1950 г.

это видно из рис. 122, на котором приведены кривые хода осадков и температуры воздуха за период май — сентябрь, вычерченные по сглаженным данным за 1875—1950 гг. по Воронежу. Эти кривые показывают, что периоды колебания климата могут быть более длинными или более короткими. Ввиду этого указанные выше периоды не могут быть использованы для целей предсказания изменений климата под влиянием астрономических, космических, геологических и других факторов.

Большую роль во временных колебаниях климата может играть ультрафиолетовая радиация солнца. Она изменяется в резкой степени, и ее изменения могут оказывать большое воздействие на различные атмосферные явления. Такие резкие изменения интенсивности ультрафиолетовой радиации происходят, в отличие от изменений длинноволновой радиации, даже при небольших колебаниях температуры излучающей поверхности солнца. Если для увеличения в 2 раза интенсивности длинноволновой радиации необходимо повышение температуры излучающей поверхности солнца на 1300° , то для увеличения в 2 раза

интенсивности ультрафиолетовой радиации нужно повышение температуры этой поверхности всего на 88° .

Ультрафиолетовая радиация солнца играет большую роль в образовании слоя озона в высоких слоях атмосферы. Кроме того, при действии на молекулы кислорода и азота она создает условия для образования окиси азота, которая в присутствии кислорода дает двуокись азота, а в присутствии озона — азотный



Рис. 123. Разрез ствола сосны, показывающий солнечный ритм.

ангидрид. Частицы последнего, в силу большой гигроскопичности, являются активными ядрами конденсации водяного пара. Таким образом, благодаря усилению ультрафиолетового излучения возрастает интенсивность конденсации, что ведет к дополнительному выделению тепловой энергии, усиливающей атмосферные процессы.

Существуют также гипотезы, увязывающие временные изменения климата с количеством солнечных пятен. Так, Б. М. Рубашев показал, что арктические массы воздуха наиболее часто встречаются в умеренных широтах в сроки, близкие к срокам наибольшей пятнообразовательной деятельности солнца. При повышенной активности солнечной деятельности усиливается также

и циклоническая активность. М. С. Эйгенсон полагает, что временные изменения климата могут быть связаны с изменением атмосферной циркуляции, интенсивность и тип которой в сильной степени зависят от солнечной активности. С увеличением этой активности интенсивность общей циркуляции атмосферы усиливается, в эпохи же уменьшения она ослабевает. С этими колебаниями интенсивности атмосферной циркуляции связано увеличение или уменьшение выноса теплых масс воздуха из тропических широт в высокие, с которыми в свою очередь связан режим температуры и осадков в умеренных и полярных широтах. Исследования Л. А. Вительса также показали, что с колебаниями солнечной активности связаны крупные колебания атмосферной циркуляции. Последние, со своей стороны, вызывают изменения климата, охватывающие большие территории. В настоящее время П. П. Предтеченским делаются даже попытки составления прогнозов солнечной активности на длительное время вперед для целей прогноза колебания климата.

На связь температуры и осадков с солнечной деятельностью указывают еще изменения толщины годовых колец у деревьев. В годы с благоприятными сочетаниями температуры и осадков годовые кольца бывают толще, с неблагоприятными — тоньше. Как видно из рис. 123, толщина этих колец у сосны меняется приблизительно через каждые 11 лет, т. е. эти изменения как бы повторяют одиннадцатилетнюю цикличность солнечной деятельности.

ГЛАВА XIV

РАСПРЕДЕЛЕНИЕ КЛИМАТИЧЕСКИХ ЭЛЕМЕНТОВ ПО ЗЕМНОЙ ПОВЕРХНОСТИ

128. Температура воздуха. Температура воздуха распределяется на поверхности земного шара неравномерно. На ее распределение влияют следующие основные факторы: 1) географическая широта, от которой зависит количество тепла, поступающего на землю от солнца, а также расход тепла излучением; 2) различия в нагревании и охлаждении суши и воды; 3) воздушные течения, переносящие теплые или холодные массы воздуха; 4) морские течения; 5) высота над уровнем моря. Влияние последнего фактора исключают приведением температуры к уровню моря, полагая, что температура убывает приблизительно на $0,6^\circ$ на каждые 100 м поднятия.

При рассмотрении распределения температуры воздуха на земной поверхности обычно пользуются географической картой, на которой *пункты с равными температурами соединяют линиями, называемыми изотермами*. Карты изотерм земного шара показывают, что температура воздуха, в общем, убывает по мере продвижения в высокие широты, причем это падение проявляется

сильнее зимой, чем летом. Разность температур между экватором и северным полюсом достигает в январе $67,5^{\circ}$, в июле 27° . Над сушей убывание температуры с возрастанием широты идет значительно быстрее, чем над океаном. В том же направлении возрастают и сезонные различия в температуре. Наименьшие колебания температуры в течение года происходят на экваторе.

Материк зимой холоднее, чем океан на той же широте, а поэтому температура над материком зимой ниже, чем над водной поверхностью. Летом, наоборот, суша теплее, чем океан на той же широте, а потому над материками устанавливаются более высокие температуры, чем над океаном. Особенно резко эти различия в температурах над сушей и океаном проявляются в средних и полярных широтах. В северном полушарии зимой в этих широтах изотермы над материками опускаются к югу; над океанами же они поднимаются вверх, к северу. Особенно значительное искривление изотерм обнаруживается в северной части Атлантического океана и у берегов Западной Европы. Это искривление обусловлено влиянием теплого течения Гольфстрим, которое весьма сильно смещает изотермы к северу по направлению своего движения. В летние месяцы наблюдается обратная картина. Изотермы в северном полушарии над континентами поднимаются к северу, у берегов же и над океанами они опускаются вниз, к югу.

Влияние океана на температуру воздуха на материках в сильной степени зависит от характера преобладающих ветров. В западных частях материков, в случае преобладания в них ветров западного направления, влияние океана сказывается в большей степени, чем в восточных частях. В умеренных широтах на западных побережьях средняя годовая температура воздуха вообще выше, чем на восточных.

Самые теплые места в среднем за год располагаются не вдоль экватора, а вдоль параллели 10° с. ш. Это смещение вызывается тем, что вдоль экватора произрастают влажные тропические леса, которые уменьшают нагрев почвы и воздуха. Кроме того, оно вызывается еще и тем, что под экватором суша занимает меньшую площадь, чем океан, который нагревается слабее суши.

В июле самые высокие температуры наблюдаются на материках под $15-40^{\circ}$ с. ш. в зоне пустынь (рис. 124). Здесь средние температуры июля доходят до 35° , а местами в Сахаре — даже до 36° . Самыми холодными местами в июле в северном полушарии являются северный полюс и прилегающие к нему районы. По наблюдениям станции «Северный полюс», средняя температура июля 1937 г. на полюсе была равна 0° . На южном полюсе средняя температура июля, который в южном полушарии является самым холодным месяцем в году, определяется в -42° на уровне моря (без приведения к уровню моря она будет ниже, так как южный полюс расположен на ледяном плато, на высоте около 2800 м).

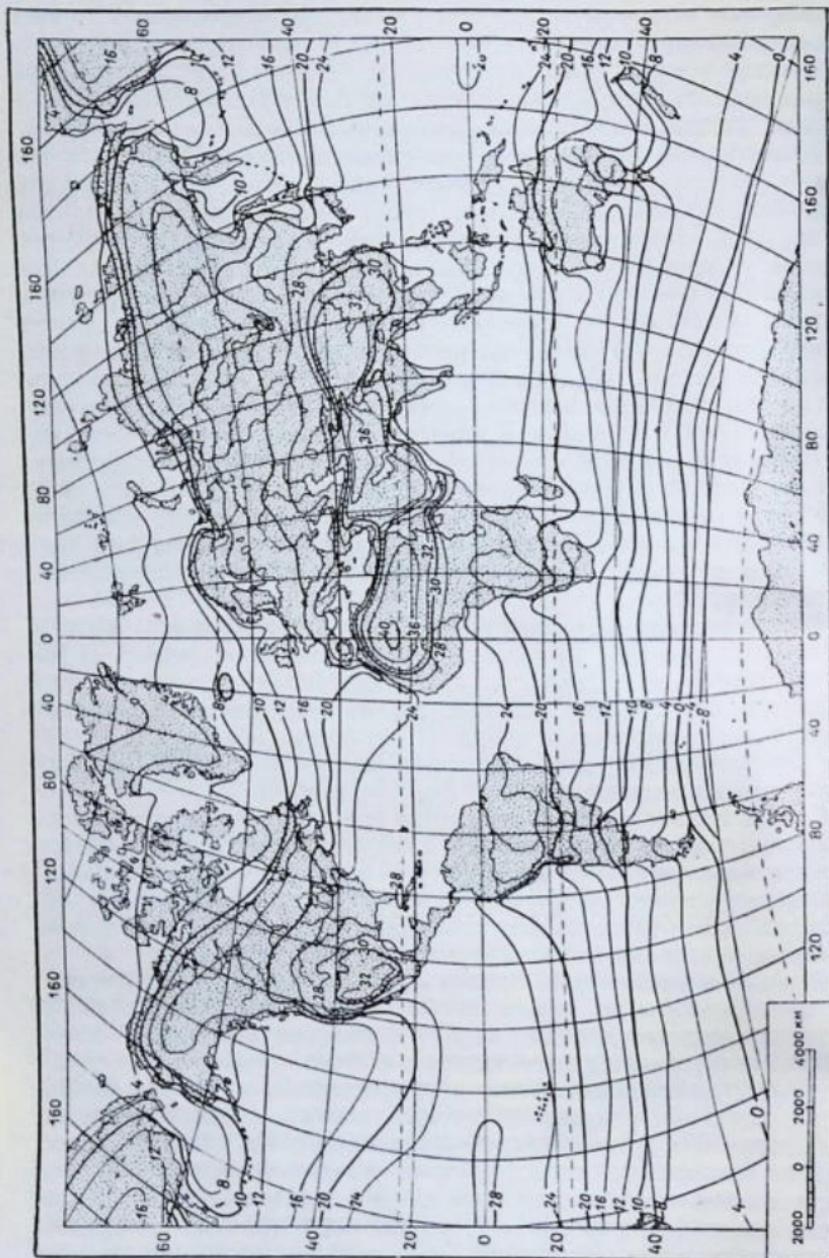


Рис. 124. Карта июльских изотерм.

В январе самые теплые места располагаются в южном полушарии, так как здесь в это время будет разгар лета. В западной части Австралии средняя температура января достигает 32° . Самые низкие температуры в январе обнаруживаются в Северо-Восточной Сибири — в Верхоянске, в районе которого располагается так называемый сибирский полюс холода. Средняя температура января здесь -50° , июля 15° , годовая -16° . Весьма низкая температура наблюдается также в Оймяконе, расположенном в Северо-Восточной Сибири, в верховьях р. Индигирки. Здесь средняя температура января $-55,7^{\circ}$, июля $18,5^{\circ}$. Следует, однако, отметить, что Верхоянск находится в Верхоянской впадине, на высоте 120 м, а Оймякон — в Оймяконской впадине, дно которой лежит на высоте 550—850 м. Очень холодным местом является также центральный район ледяного плато Гренландии. По наблюдениям в 1930—1931 гг., в этом районе на высоте 3030 м средняя температура воздуха за февраль была -47° , за июль -11° , годовая -30° (рис. 125).

В южном полушарии полюс холода располагается в Антарктике, где имеются места со средней годовой температурой -26° .

Карты изотерм показывают, что на поверхности земного шара имеются как области с избытком тепла, так и с недостатком его по сравнению со средними условиями на данной широте. Отклонение средней многолетней температуры данного пункта от средней температуры той широты, на которой он находится, называется *аномалией температуры*. Линии же, соединяющие на карте пункты с одинаковыми величинами аномалий, называются *изаномалами*. Эти изаномалы дают возможность наглядно выделить области как с положительными, так и с отрицательными аномалиями температуры. На рис. 126 и 127 приведены карты изаномал для января и июля по данным Е. С. Рубинштейн. На карте для января видно, что все материки северного полушария находятся в области отрицательных аномалий. Особенно большая область отрицательных аномалий создается в январе в Северо-Восточной Сибири. В центре этой области температура на 24° ниже средней для соответствующей широты. Обширная область положительных аномалий в январе образуется над северной частью Атлантического океана. В июле над материками северного полушария образуются области положительных аномалий.

Самые низкие температуры наблюдаются зимой в Северо-Восточной Сибири. В Верхоянске в 1892 г. была отмечена температура -68° . Самые высокие температуры были отмечены в Африке: в Ливии (58° в тени) и в Сомали (63° в тени). В СССР самые высокие температуры (50° в тени) наблюдались в Термезе (Узбекская ССР) в июле 1912 г. и в Репетеке (Туркменская ССР) в июне 1915 г.

Самое теплое место на поверхности земного шара расположено в Эритрее (Африка). В г. Массауа средняя температура января 26° , июля 35° , годовая $30,2^{\circ}$.

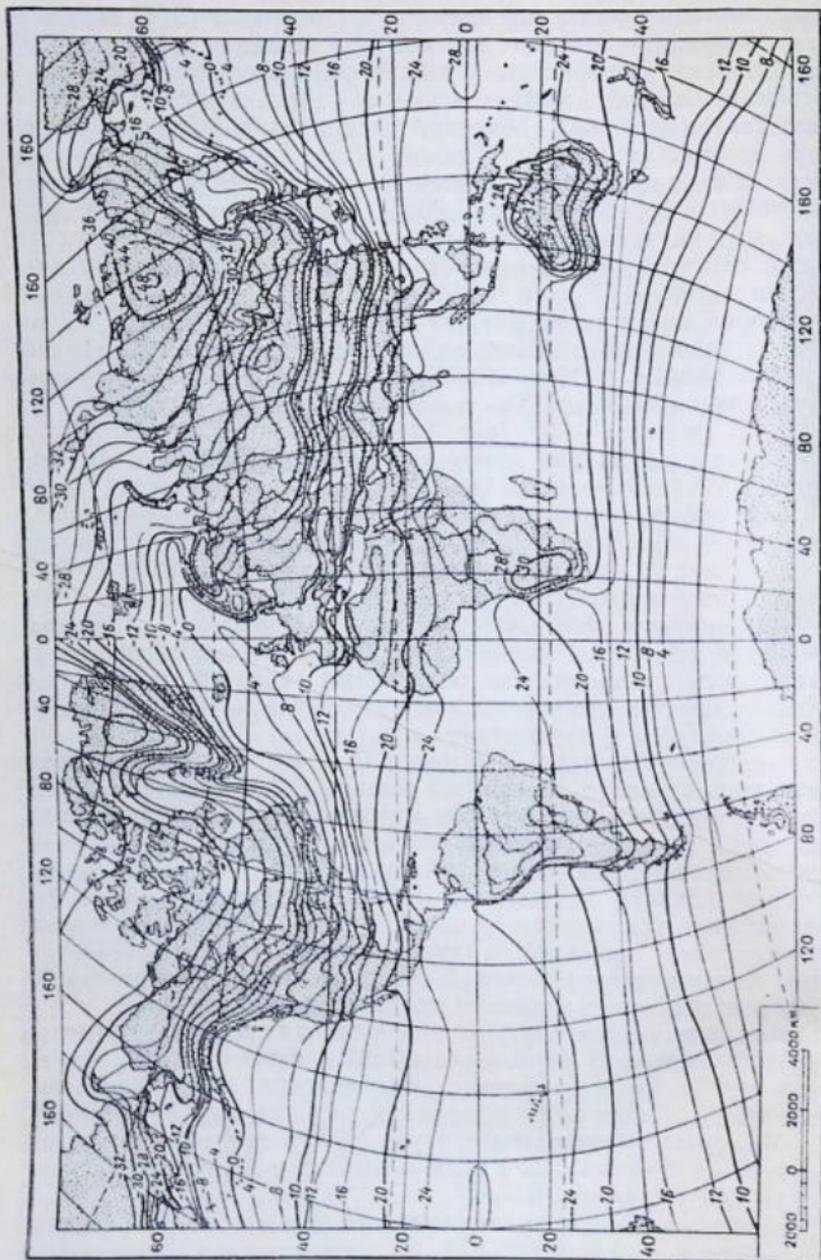


Рис. 125. Карта январских изотерм.

Самая большая годовая амплитуда температуры наблюдается в Верхоянске, где она составляет 65°; самые малые — на неболь-

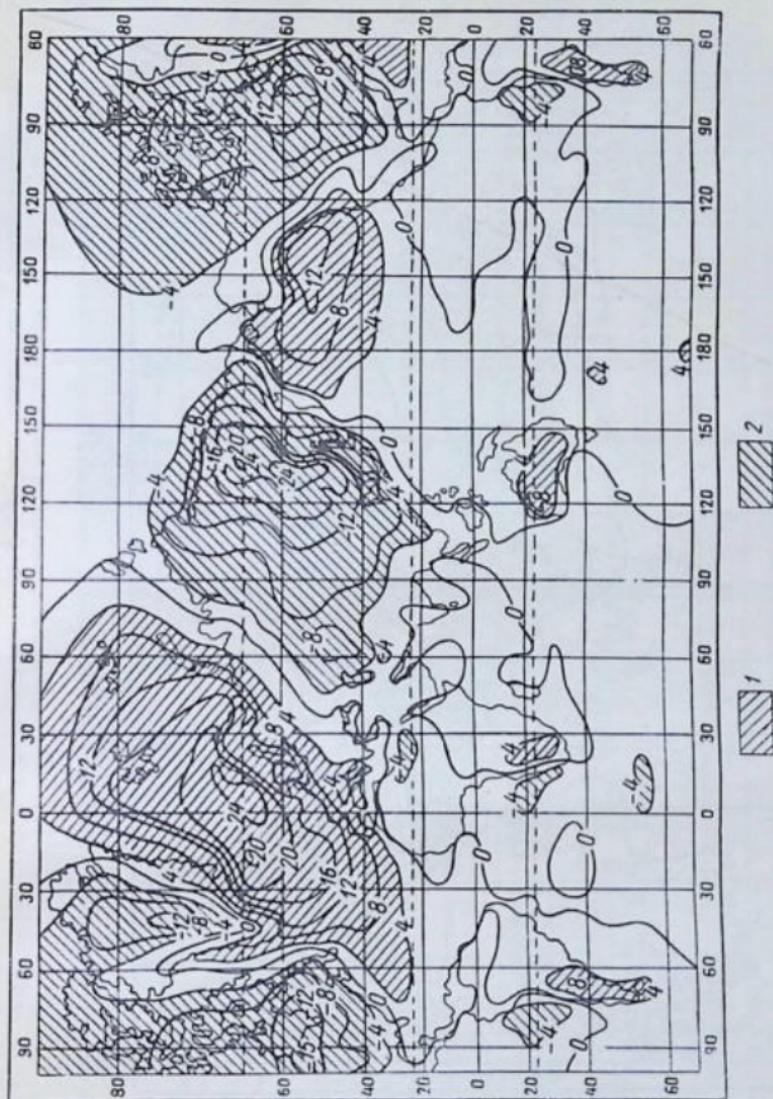


Рис. 126. Изаномалы температуры воздуха в январе.

1 — области с положительными аномалиями температуры, 2 — области с отрицательными аномалиями температуры.

ших островах, расположенных в тропических широтах океана. Так, на некоторых островах Маршалльского архипелага в Тихом океане годовая амплитуда составляет всего 0,4°.

129. Абсолютная и относительная влажность воздуха. Распределение влажности воздуха на земной поверхности зависит от характера поверхности, температуры воздуха, рельефа, характера

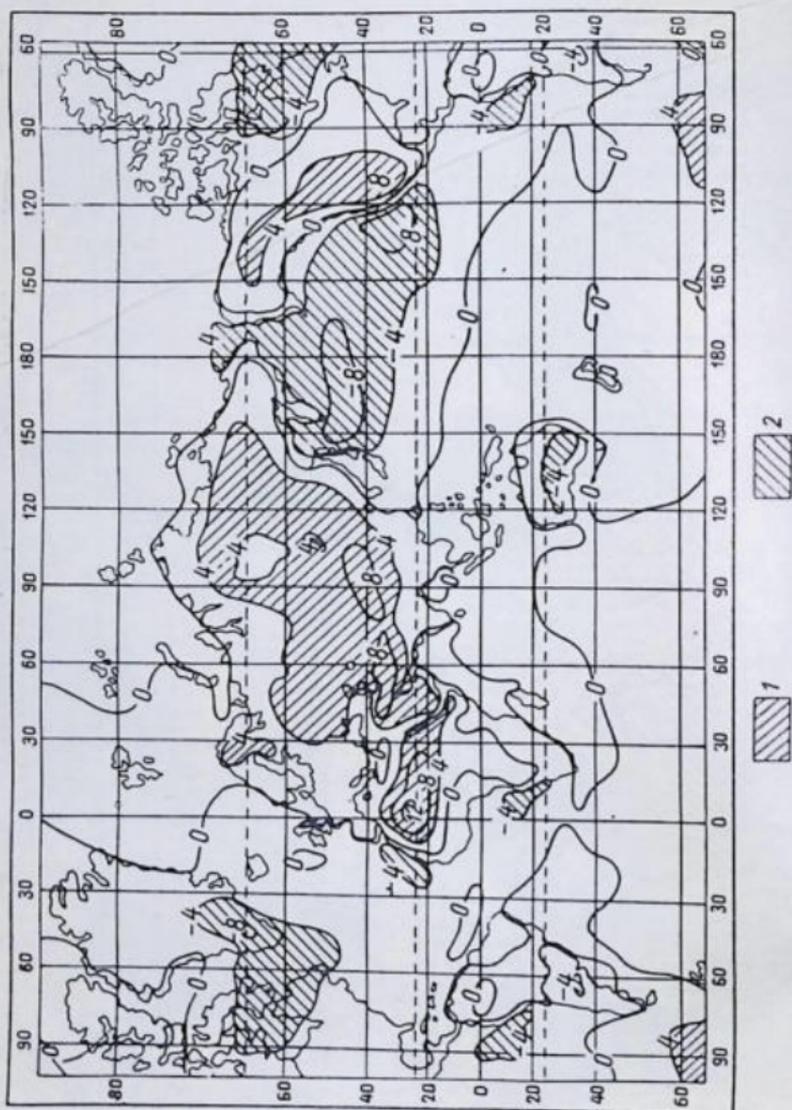


Рис. 127. Изономы температуры воздуха в июле.

1 — области с положительными аномалиями температур, 2 — области с отрицательными аномалиями температур.

растительного покрова и т. д. В общем, распределение абсолютной влажности соответствует распределению температуры воздуха (рис. 128 и 129). Наибольшие значения ее (до 20—22,5 мм)

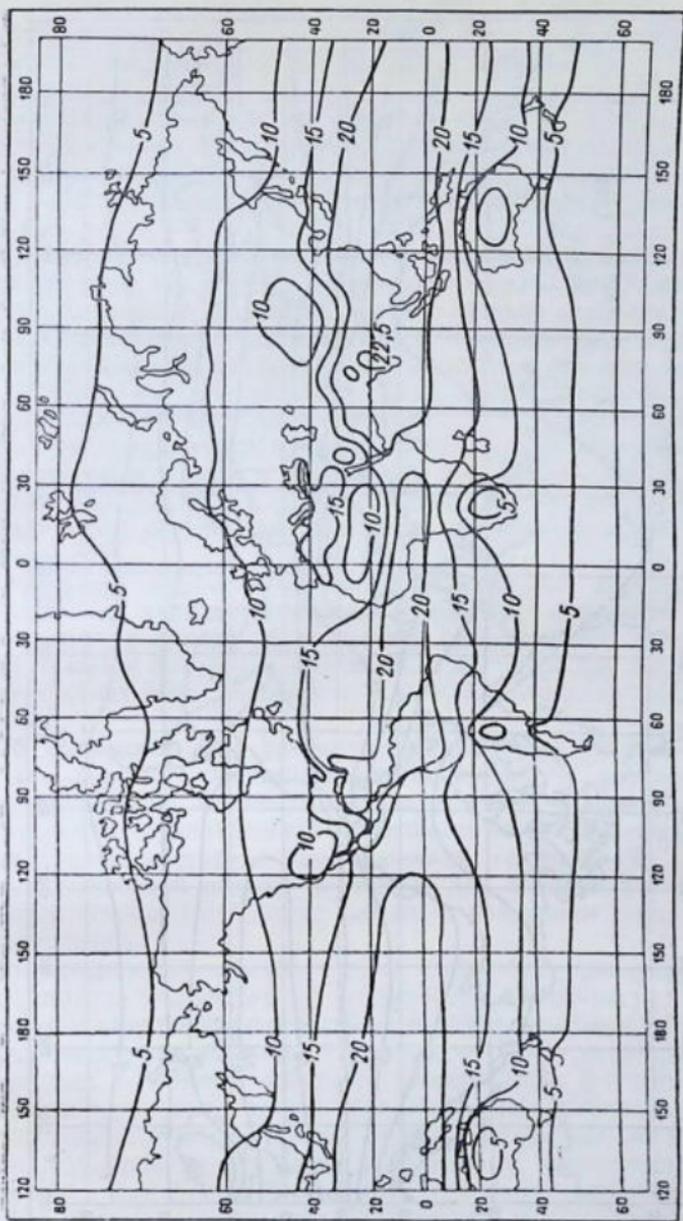


Рис. 128. Распределение средней абсолютной влажности воздуха в июле (миллиметры).

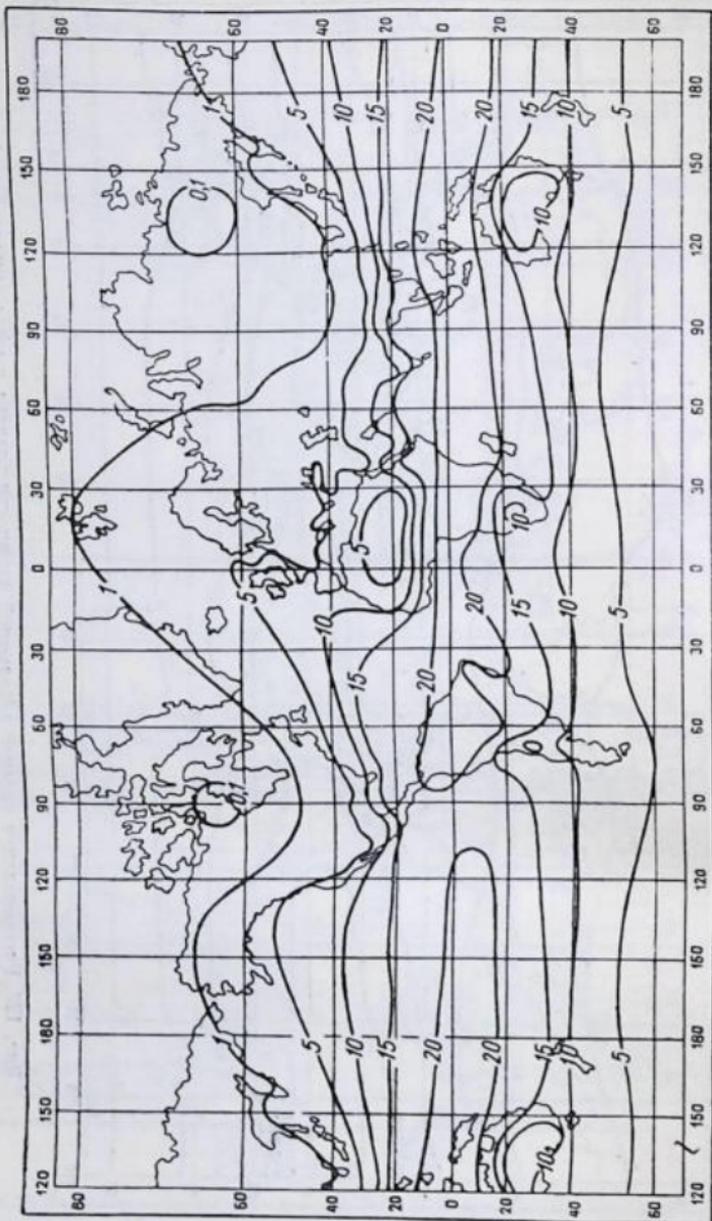


Рис. 129. Распределение средней абсолютной влажности воздуха в яннаре (миллиметры).

отмечаются в местах с влажным тропическим климатом, а в Калькутте во время летнего муссона она доходит до 25 мм. По мере возрастания широты и убывания температуры абсолютная влажность понижается. В центральных районах материков она меньше, чем на берегах.

Наименьшие значения абсолютной влажности наблюдаются зимой в Северо-Восточной Сибири, где она понижается до 0,1 мм, а в районе Верхоянска — до 0,025 мм. При температуре же около -70° абсолютная влажность здесь может снижаться до 0,003 мм.

Относительная влажность воздуха больших значений достигает в условиях влажного тропического климата. В Южной Америке, около устья р. Амазонки, средняя годовая величина относительной влажности 89%. Очень мала относительная влажность в зоне пустынь, где средняя годовая величина ее снижается до 30%. В пустынях Средней Азии были случаи падения относительной влажности воздуха ниже 5%.

По мере продвижения в высокие широты относительная влажность возрастает в связи с понижением температуры. Наибольших значений она достигает в Арктике. В районе Новосибирских островов средняя годовая величина относительной влажности достигает 88%.

В условиях морского климата относительная влажность летом выше, чем в континентальном; зимой же в умеренных широтах больших различий в значениях относительной влажности между сушей и морем не замечается. Над океанами на разных широтах каких-либо различий в величинах относительной влажности нет.

130. Испарение. При рассмотрении испарения следует различать два понятия: *действительное испарение* и *испаряемость*. Испаряемость есть количество влаги, которое могло бы испариться с хорошо увлажненной поверхности почвы при существующих в данной местности климатических условиях. В районах с переувлажненной почвой, а также для водной поверхности величины испаряемости будут близки к величинам действительного испарения.

На поверхности земного шара испарение распределяется соответственно распределению температуры и влажности воздуха. В северном полушарии наибольшие годовые величины испарения наблюдаются не на экваторе, а в тропиках. По мере продвижения от тропиков к полюсам испарение уменьшается. В экваториальной зоне и в высоких широтах средние годовые величины испарения над сушей и морем приблизительно одинаковы, но в тропических и умеренных широтах испарение с поверхности моря больше, чем над сушей. В пустынях при малом испарении чрезвычайно велика испаряемость. Рассчитано, что в Сахаре из открытого сосуда с водой за год мог бы испариться слой воды толщиной в 4000 мм. Ниже приведена таблица годовых величин

испарения (в сантиметрах), полученных М. И. Будыко путем вычисления для различных поясов северного полушария:

	Широта (град.)							
	0—10	10—20	20—30	30—40	40—50	50—60	60—90	0—90
Суша	112	57	37	41	37	23	10	41
Океаны	110	135	130	115	70	60	15	101
Северное полушарие	110	114	95	83	53	39	12	77

Основным источником водяного пара для атмосферы в северном полушарии, по М. И. Будыко, является область примерно от 12 до 40° с. ш., где испарение превышает осадки. Расход этого избытка водяного пара происходит главным образом в приэкваториальной зоне и к северу от 40° с. ш., где осадки превышают испарение.

Так же распределяется испарение по широтам и в южном полушарии. Но так как площадь, занятая океаном в этом полушарии, больше, то средняя годовая величина испарения по всему полушарию составляет слой около 125 см. Для всего земного шара средняя годовая величина испарения определяется примерно в 100 см.

На территории СССР, по Б. Д. Зайкову, распределение испарения с водной поверхности малых водоемов имеет зональный характер. По отдельным зонам величины испарения с водной поверхности таких водоемов колеблются в следующих пределах:

Зона	Тундра	Лесная	Степная	Пустыня и полупустыня
Испарение (мм)	200—350	350—650	650—1000	1 000—1 700

Распределение испарения с поверхности почвы в СССР изучалось Д. И. Кочеринным, П. С. Кузиным и др. Исследования показали, что в северной зоне Европейской части СССР (тундра и северная полоса тайги) испарение составляет менее 250 мм за год. К югу годовые суммы увеличиваются. Так, в районе Москвы испарение доходит почти до 400 мм. На юго-востоке Европейской части СССР и в пустынях Средней Азии испарение, как и в северной полосе СССР, опускается ниже 250 мм за год. Если в тундре это связано с недостатком тепла, то для пустынь малое испарение объясняется постоянной сухостью почвы вследствие недостатка осадков при высокой температуре.

131. Облачность. На поверхности земного шара облачность распределяется весьма неравномерно. В экваториальном поясе облачность в течение года велика. По направлениям к тропикам она уменьшается и наименьшей величины достигает в широтах от 20 до 30°, т. е. в зоне, где большое распространение имеют

пустыни. С дальнейшим возрастанием широты облачность увеличивается и наибольших значений достигает в широтах 70—80° (рис. 130). Далее к полюсам облачность снова уменьшается вследствие уменьшения количества водяного пара. На суше облачность, в общем, меньше, чем над океанами. Наиболее облачные места на земном шаре располагаются в северной части Атлантического океана и в Арктике. В этих местах средняя годовая величина облачности доходит до 81—84%. Велика также средняя годовая облачность на берегах Антарктиды (85—86%). Наименьшая облачность создается в пустынях. Так, в Сахаре местами средняя годовая величина облачности составляет 5%. В СССР наибольшая облачность в среднем за год наблюдается на берегах Белого моря (около 80%). Наименьшая облачность в СССР обнаруживается в Средней Азии. В Термезе на Аму-Дарье средняя годовая величина облачности составляет 15%.

132. Осадки. Представление о среднем распределении осадков на поверхности земного шара дают географические карты, на которых места

с одинаковым количеством осадков (за месяц, год) соединены линиями; такие линии называют *изогиетами* (рис. 131).

Наибольшие количества осадков выпадают в экваториальной зоне — до 1000—2000 мм, а местами до 10 000 мм за год. Значительные количества осадков в этой зоне обусловлены мощными восходящими движениями теплого влажного воздуха. По обе стороны от экваториальной зоны годовые количества осадков уменьшаются и наименьшие количества их (до 250 мм и менее) наблюдаются в субтропических широтах, где располагаются обширные тропические пустыни и степи. В умеренных широтах годовые количества осадков снова возрастают, особенно над западными побережьями материков, где преобладают западные морские ветры, приносящие влажные массы воздуха. На этих побережьях годовые количества осадков возрастают до 1000 мм и более. По мере удаления от западных берегов количества осадков в умеренных широтах уменьшаются и внутри континентов доходят до 250 мм и ниже. В полярных широтах осадков выпадает мало — до 250 мм и ниже. Причиной является низкая температура, вследствие чего испарение здесь невелико и поэтому в воздухе содержится мало водяного пара.

Наибольшее количество осадков на земном шаре выпадает в Индии. Здесь в Черрапунджи, в провинции Ассам, расположен-

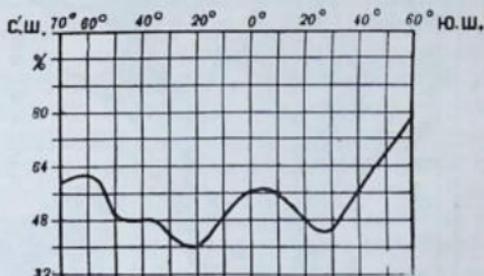


Рис. 130. Распределение облачности по широтам.

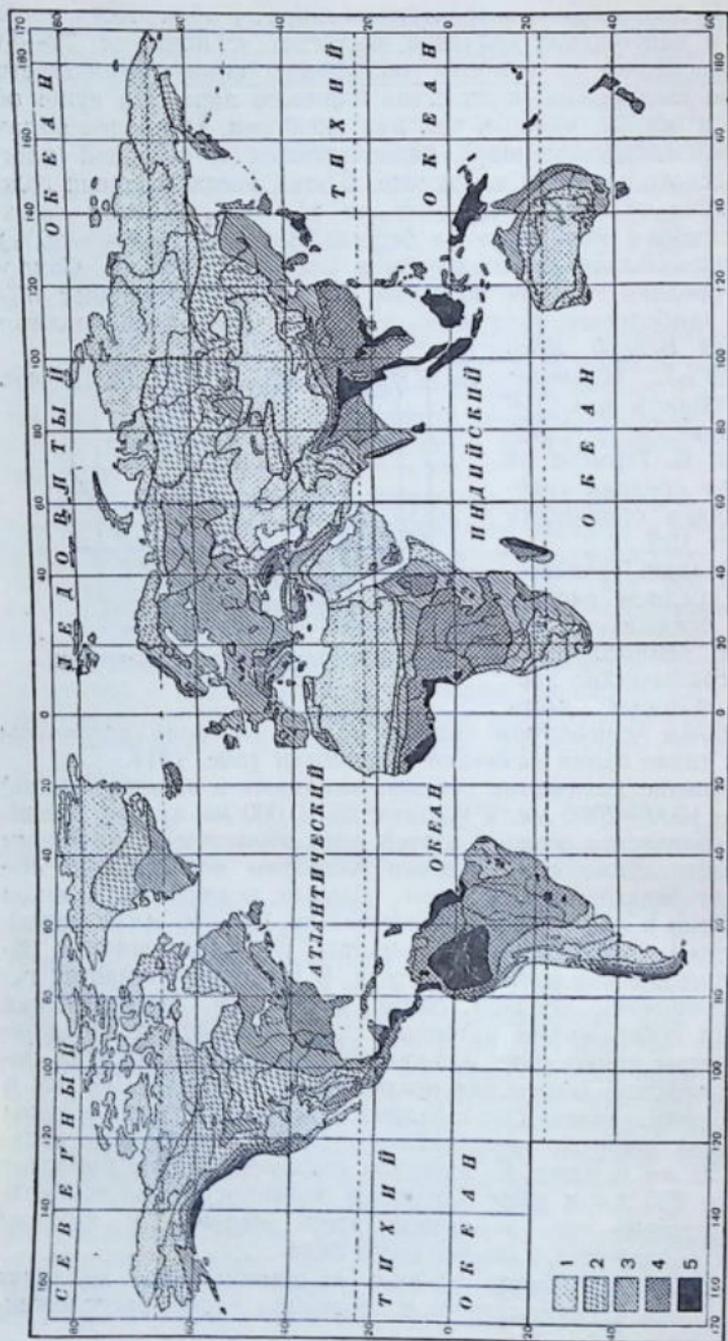


Рис. 131. Карта распределения годовых сумм осадков на поверхности земного шара (миллиметры).

1 — от 0 до 250; 2 — от 250 до 500, 3 — от 500 до 1000, 4 — от 1000 до 2000, 5 — от 2000 и больше.

ной на северо-востоке Индии, на плато гор Хасия (1313 м над уровнем моря) осадков за год выпадает в среднем около 11 000 мм, а в горах Анд годовая сумма осадков была примерно 23 000 мм. На острове Кауан (Кауан) годовая сумма осадков (по измерениям на горе (1738 м над уровнем моря) достигла 11 000 мм. Наивысшие осадки выпадают у подножия горы Камерун (4080 м) — 11 000 мм в год. Наименьшие количества осадков выпадают в пустыне Атакама, в Южной Америке, где в течение десятилетиями бывает только несколько миллиметров осадков.

На распределение осадков в горах большое влияние оказывает направление господствующих ветров. В горах количество осадков увеличивается до определенного предела, а затем уменьшается по мере удаления в сторону теплых влажных ветров, осадки выпадают на подветренных склонах. Так, на Скалистых горах на западных склонах гор осадков выпадает в среднем более 600 мм в год и более, а по другую сторону гор количество осадков падает до 100 мм в год и менее. Значительное влияние на осадки оказывают фронты и воздушные массы. Фронты и воздушные массы являются препятствиями для движения воздушных масс, они для движущихся воздушных масс представляют препятствия. При пересечении фронтов происходит подъем воздушных масс, способствующий выпадению осадков. Поэтому на наветренных склонах осадков выпадает больше, чем на подветренных склонах, например Средне-Русской, Западно-Русской и др. гор.

Большое влияние на осадки оказывают течения в океанах и на побережьях, омываемых теплыми течениями, осадков выпадает много, причем дожди часто сопровождаются грозами. На западных побережьях, омываемых холодными течениями, осадков выпадает мало, но зато чаще образуются туманы. Причиной этого заключается в том, что воздух, находящийся над холодными течениями, содержит повышенное количество водяного пара, так как теплые течения направлены из мест более теплых в места более холодные, то это создает благоприятные условия для конденсации водяного пара, приводящей к тому, что у берегов материков, омываемых теплыми течениями (Гольфстрим, Куросиво, Бразильское, Мозамбикское, Восточно-Австралийское), осадков выпадает много. Наоборот, в воздухе, находящемся над холодными течениями, содержится мало водяного пара, а так как эти течения текут из холодных областей в теплые, то это вызывает нагревание воздуха и удаление водяного пара от состояния насыщения. Ввиду этого на западных берегах материков, омываемых холодными течениями, например на западных берегах Южной Америки (от 2 до 32° ю. ш.) и Южной Африки, осадков выпадает очень мало и эти берега являются настоящими пустынями. Образованию малых количеств осадков в данном случае способствует еще инверсия температуры, создающаяся над холодными морскими течениями, так как она препятствует развитию восходящих токов и образованию облаков.

133. Баланс влаги на поверхности земли. Осадки, выпадающие на поверхность земли, частично испаряются, частично просачиваются в грунт, где они питают грунтовые воды, частично стекают в реки, которые несут влагу в моря и океаны. С поверхности последних влага испаряется и поступает в виде пара в атмосферу, где она переносится воздушными течениями на большие расстояния и затем конденсируется, образуя облака, из которых вновь выпадают осадки. Таким образом, вода в природе все время находится в движении, а между сушей и океаном имеет место постоянный обмен влаги. Такой перенос влаги с океана на сушу в виде пара и возвращение этой воды в океан через реки называется большим влагооборотом. Движущей силой его является солнечная радиация.

По современным данным, баланс влаги на поверхности земли представляется в следующем виде:

	Объем (тыс. км ³)
Приход влаги	
Годовое количество осадков, выпадающее на поверхность океана	411,6
То же, на поверхность суши	99,5
	511,1
Расход влаги	
Годовое испарение с поверхности океана	448,7
То же, с поверхности суши	62,4
	511,1
Сток с суши	37,1

Из приведенных данных видно, что с поверхности океана влаги в течение года испаряется на 37 100 км³ больше, чем выпадает ее в виде осадков. Однако эта разница покрывается стоком воды с суши.

На материках за счет влаги, переносимой с океана, создается особый, так называемый внутриматериковый влагооборот. Сущность этого влагооборота следующая. Влага, приносимая воздушными течениями с океана на материк, частично выпадает на поверхность земли вблизи берегов океана, частично же переносится ветрами далее вглубь материка, причем количество переносимой влаги все более и более уменьшается по мере удаления от берегов океана. Влага, выпавшая на поверхность земли в виде осадков, частично проникает в почву, частично же стекает в реки, которые несут ее в моря и океаны. Влага, проникающая в почву, испаряется с поверхности земли и в виде пара опять поступает в атмосферу; в последней водяной пар переносится воздушными течениями в другие места и затем конденсируется, образуя облака, из которых на землю выпадают осадки.

Исследования К. И. Кашина и Х. П. Погосяна, а также О. А. Дроздова и М. И. Будыко показали, что основную роль

в образовании осадков на суше играет влага, приносимая с океана. Внутренний влагооборот имеет меньшее значение. Однако роль местного испарения в образовании осадков также весьма велика, так как оно поддерживает влажность в воздушных массах на уровне, допускающем образование осадков. В связи с этим проведение мелiorативных мероприятий на пространстве порядка 100 000 км² уже заметно сказывается на осадках.

134. Ветры. Около экватора, где располагается зона пониженного давления, создаются слабые ветры переменных направлений или даже наблюдается полное отсутствие ветра — штиль. Зона штилей характеризуется облачной погодой с обильными осадками и частыми грозами. По обе стороны от зоны штилей, приблизительно до широты 30°, располагаются области пассатов, т. е. области постоянных ветров, дующих с северо-востока в северном полушарии и с юго-востока в южном. Пассаты наиболее резко выражены на океанах, где они характеризуются большой устойчивостью. На материках пассаты отсутствуют и заменяются в этой области муссонами. В области пассатов господствует ясная, сухая погода. Около широты 30° следует полоса затишья, резко выраженная на океанах. В северном полушарии в умеренных широтах преобладающими являются ветры юго-западных и западных направлений, в полярных широтах — восточных и северо-восточных направлений.

ГЛАВА XV

КЛИМАТИЧЕСКИЕ ЗОНЫ ЗЕМНОГО ШАРА

135. Классификация климатов. На поверхности земного шара наблюдается большое разнообразие климатов. Существуют различные классификации, приводящие климаты земного шара в определенную систему и дающие границы распространения отдельных типов климата. Последнее имеет большое практическое значение, так как с климатом тесно связана жизнедеятельность животных и растительных организмов, характер почвенного покрова, а также хозяйственная деятельность человека.

Большое распространение имеет классификация климатов, предложенная Л. С. Бергом. Она построена на географическом принципе. В основе классификации климатов Л. С. Берга лежат ландшафтные зоны тундры, тайги, лиственных лесов и т. д. Климатические зоны, выделяемые Л. С. Бергом, находятся в соответствии с этими ландшафтными зонами.

По классификации Л. С. Берга различают следующие климатические зоны:

- 1) вечного мороза,
- 2) тундры,
- 3) тайги,
- 4) лиственных лесов умеренной зоны,

- 5) муссонного климата умеренных широт,
- 6) степей,
- 7) средиземноморская,
- 8) субтропических лесов,
- 9) внетропических пустынь,
- 10) субтропических пустынь,
- 11) саванн,
- 12) влажного тропического леса.

Климатическая классификация Л. С. Берга очень проста и удобна. Кроме того, она увязывает климатические условия различных зон с их физико-географическими условиями, в частности с почвенным покровом и растительностью. Классификация Л. С. Берга подчеркивает, что между климатом, рельефом, почвенным покровом и растительностью наблюдается самая тесная связь и взаимодействие.

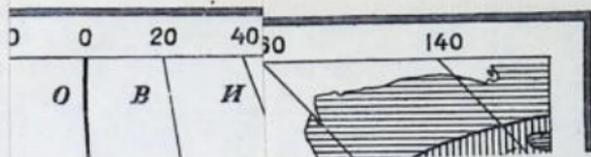
Совокупность всех этих факторов образует в различных областях определенные и характерные ландшафты, в создании которых климат играет большую роль.

Распределение климатических зон земного шара по классификации Л. С. Берга дано на рис. 132.

136. Климат вечного мороза. Этот климат создается в высоких широтах на ледяных плато Гренландии (кроме узкой прибрежной полосы на юго-западе, юге и местами на восточном побережье), Земли Франца-Иосифа, северной части Новой Земли, Северной Земли, Антарктики. Климат данных мест очень суровый. Преобладающей воздушной массой здесь является очень холодный арктический воздух (в Антарктике — антарктический). В Центральной Гренландии средняя температура февраля около -47° , июля около -11° . В центральной части Антарктики, даже в середине лета, могут быть морозы до 45° . Осадков за год выпадает, вероятно, около 200—300 мм.

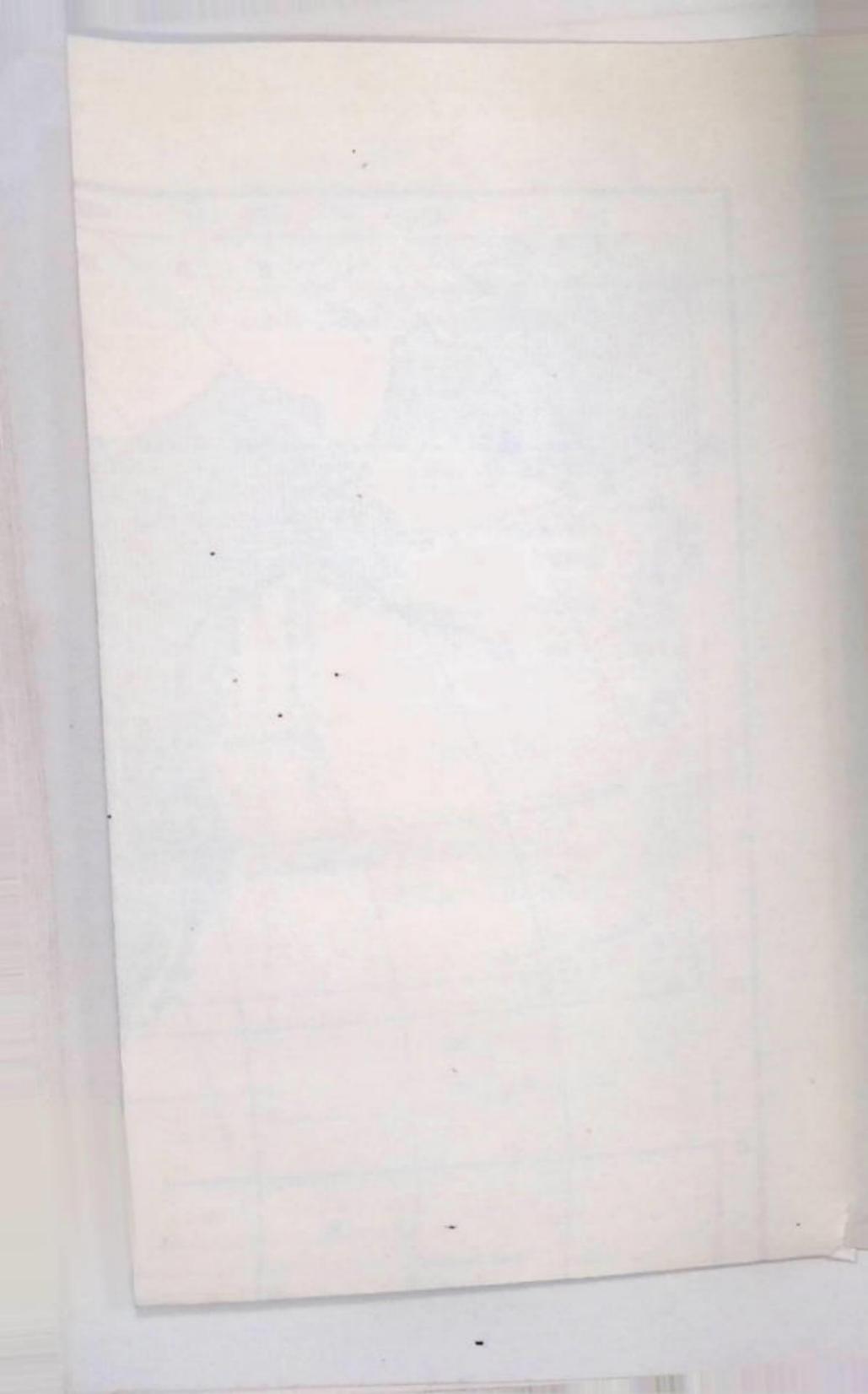
137. Климат тундры. Эта зона занимает крайнюю северную часть материков Северной Америки, Европы, Азии. Климат тундры наблюдается также на многих островах Арктического бассейна. За южную границу тундры принимают северный предел распространения леса, совпадающий с изотермой 10—12° самого теплого месяца в году. Так как в тундре имеют место более низкие температуры, то для леса в тундре нет благоприятных условий. Тундра безлесна. Леса подходят к тундре не сплошными массивами, а в виде разреженных насаждений. Полоса таких насаждений представляет переходную зону между лесом и тундрой и носит название лесотундры.

Климат тундры холодный, с продолжительной суровой зимой и коротким прохладным летом. В зимнее время наблюдаются весьма низкие температуры, достигающие в Сибирской тундре -50 , -55° . Средняя температура самого теплого месяца не превышает 10—12°. Но даже и в летнее время в тундре может выпадать снег, а ночью бывают заморозки с образованием инея.



Б-2-1-1-402

1-10



Однако летом могут быть и теплые дни, с температурой до 25 и даже 30°. Такие дни бывают в тундре при проникновении теплого воздуха с юга.

Процесс испарения в тундре протекает слабо ввиду пониженной температуры. Из общего количества осадков на испарение здесь идет только 20—30% влаги, большая же часть остальной воды уходит в почву. Это приводит к переувлажнению почвы и к скоплению воды на ее поверхности.

Абсолютная влажность воздуха в тундре мала. Относительная же влажность в тундре значительна, так как благодаря низким температурам водяной пар здесь близок к состоянию насыщения. Даже в наиболее теплые летние месяцы (июнь и июль) средние суточные значения относительной влажности в тундре колеблются от 75 до 90%.

Облачность в тундре велика. Наибольшая облачность бывает осенью, наименьшая — весной. В тундре Восточной Сибири наибольшая облачность наблюдается летом, наименьшая — зимой и весной. Облака в тундре представлены преимущественно неплотными формами, ввиду чего они хорошо рассеивают солнечную радиацию. Очень часто в тундре образуются туманы.

Осадков в тундре выпадает мало — 200—300 мм, а местами до 150 мм за год. Наибольшие количества осадков приходятся на август, а местами — на сентябрь, наименьшие — на февраль и март. Осадки в тундре выпадают весьма часто, но интенсивность их незначительна.

Толщина снежного покрова в тундре невелика, так как в зимнее время выпадает мало осадков — около 10—15% годового количества. Снег зимой сильно сдувается ветром.

В тундре имеет большое распространение вечная мерзлота различной мощности. Почва в области вечной мерзлоты оттаивает летом только на глубину 1—2 м.

Вечная мерзлота оказывает большое влияние на тепловой режим почвы, лежащей над мерзлым слоем. Этот мерзлый слой понижает температуру почвы в теплое время года и, кроме того, являясь слоем, плохо проводящим воду, вызывает заболачивание местности. В результате создаются холодные и очень влажные почвы, неблагоприятные для роста и развития растений.

Преобладающими ветрами в тундре в зимнее время являются ветры с суши, летом — с моря. Скорость ветра в тундре благодаря равнинному характеру местности и близости моря весьма значительна. На берегах Карского моря она в среднем за год достигает 7—8 м/сек. Особенно сильными бывают ветры зимой.

Условия освещения в тундре носят особенный характер. В теплое время года здесь при небольшой высоте солнца над горизонтом наблюдается весьма значительная продолжительность освещения. Благодаря большой облачности и частым туманам основным видом лучистой энергии является рассеянная радиация. Последняя в тундре может достигать значительных величин бла-

годаря неплотным облакам, хорошо рассеивающим свет. Следует также отметить, что свет в тундре более богат ультрафиолетовыми лучами, чем в умеренных широтах. Так как рассеянная радиация в полярной зоне поступает в летнее время в течение непрерывного полярного дня, то суточные суммы рассеянной радиации в тундре получаются значительными.

Вегетационный период в тундре длится всего 2—3 месяца. За этот период растения получают вполне достаточное количество света и влаги. Но в тундре растения испытывают недостаток тепла. Этот недостаток задерживает жизненные процессы и замедляет рост растений.

138. Климат тайги. Эта климатическая зона в северном полушарии занимает огромное пространство. В Северной Америке она захватывает обширные области в Аляске, Канаде и на полуострове Лабрадор. Южная граница тайги идет в Северной Америке вдоль параллели в 50° с. ш. В Евразии зона климата тайги встречается на Скандинавском полуострове, кроме южной его части, в Финляндии, Европейской части СССР, в которой южная граница тайги идет по линии Ленинград — Горький — Свердловск, в Западной Сибири, кроме южных ее районов, Восточной Сибири, за исключением среднего Амура и Уссурийского края, на Камчатке и Сахалине, кроме южной части его. В южном полушарии этот тип климата на равнинах не встречается.

Климатические условия тайги благоприятны для растительности. В этой зоне летом наблюдается умеренная температура, значительная влажность воздуха, достаточное количество осадков; вегетационный период здесь более длинный, чем в тундре. Все эти условия способствуют росту и развитию лесных насаждений.

Тайга представляет густой хвойный лес, состоящий из ели, пихты и кедра с участием сосны. В тайге Восточной Сибири распространена даурская лиственница. В тайге имеется также и примесь лиственных пород: березы, осины, ольхи, тополя.

Климат тайги создается главным образом под воздействием морского и континентального воздуха умеренных широт. Большое влияние на климат оказывает также арктический воздух, вторжения которого в тайгу происходят довольно часто, особенно в холодное время года. В летнее время в тайгу может проникать с юга и континентальный тропический воздух. На берегах Охотского моря имеет место муссонная циркуляция воздуха.

Климат тайги характеризуется большой континентальностью. В тайге Евразии эта континентальность увеличивается с запада на восток. Зимы в тайге суровые. В тайге Северной Америки средние температуры января местами определяются в -28° , -30° и ниже, а абсолютные минимумы достигают -45° , -50° . Еще суровее зимы в тайге Восточной Сибири. В Верхоянске средняя температура января достигает -50° , а абсолютные минимумы -65° , -68° .

Лето в тайге сравнительно теплое. Средняя температура июля вообще выше 10—12°; в южной части зоны она доходит до 18—20°. В летние месяцы в отдельные дни температуры доходят до 30—35°, а местами — до 38°.

Осадков в тайге выпадает до 300—600 мм за год. Наибольшее количество их выпадает летом. Толщина снежного покрова в тайге Северной Америки, Европы и Западной Сибири достаточная для защиты почвы от глубокого промерзания, а растений от вымерзания, но в Восточной Сибири она мала. Здесь большое распространение имеет вечная мерзлота.

Почвенный покров в тайге представлен главным образом подзолистыми почвами. Большие пространства в тайге занимают болотные почвы.

В зоне тайги возделывают рожь, овес, ячмень, лен. В Якутской АССР высевается ячмень, яровая рожь, яровая пшеница, разводят картофель.

139. Климат лиственных лесов умеренной зоны. Этот климат распространен в Северной Америке южнее параллели 50° и восточнее меридиана 100°, за исключением юго-восточных штатов, в Великобритании, Ирландии, южной части Скандинавского полуострова, в Западной Европе, за исключением средиземноморских стран, в СССР — в Прибалтийских республиках, Белорусской ССР, в центральной полосе Европейской части СССР, южных районах Западной Сибири. В южном полушарии климат лиственных лесов встречается в Южной Америке — в нижнем течении р. Параны и по течению р. Уругвай, на юго-восточном побережье Австралии, Новой Зеландии. В зону лиственных лесов Л. С. Берг включает и лесостепь, т. е. переходную зону между лесом и степью.

Климатические условия зоны лиственных лесов создаются главным образом под влиянием морского и континентального воздуха умеренных широт; последний формируется из трансформирующегося морского и арктического воздуха.

Климат зоны лиственных лесов более благоприятен для растений, чем климат тайги. Лето здесь более теплое, зима мягкая. Температура самого теплого месяца не выше 22°.

В тех районах зоны, где преобладающей воздушной массой является морской воздух, например в Западной Европе, имеет место очень мягкая зима с интенсивной циклонической деятельностью. В этих районах средняя температура самого холодного месяца выше или немного ниже 0°. Годовая амплитуда определяется в 15—25°. Осадки распределяются в течение года более или менее равномерно; годовая сумма их выражается в 500—600 мм. В горных местностях на склонах, обращенных в сторону теплых влажных ветров, годовая сумма осадков возрастает до 1000, а местами даже до 2000 мм.

Особенно мягкая зима наблюдается на юге Ирландии, в юго-западной части Англии—Бретани, юго-восточной части Австралии,

Новой Зеландии. Температура самого холодного месяца в году здесь доходит до 7°. Но лето в этих местах прохладное.

В тех районах зоны лиственных лесов, где преобладающей воздушной массой является континентальный воздух, например в Восточной Европе, Сибири и т. д., зима холодная, годовая амплитуда температуры велика. Осадки в этих районах распределяются в течение года неравномерно. Наибольшее количество их выпадает в летние месяцы. Осадков выпадает за год до 500—600 мм, но местами в зависимости от рельефа годовая сумма их доходит до 1000 мм и более.

Снежный покров устанавливается по всей территории, но в местах с теплыми зимами он неустойчив.

Климат весьма благоприятствует произрастанию лиственных лесов. В Западной Европе он благоприятствует произрастанию бука, в Восточной Европе — дуба.

Почвы в зоне лиственных лесов подзолистые. В южных районах зоны — в лесостепи — встречаются лесные суглинки и черноземы.

В зоне лиственных лесов климатические условия позволяют разводить рожь, пшеницу, овес, ячмень, лен, картофель, а в южных районах — просо, коноплю и другие культуры.

140. Климат степей. Зона степей характеризуется засушливым климатом. Осадков в большей части степной зоны выпадает не более 450 мм за год, и только местами это количество доходит до 500—550 мм. Испарение весьма значительно. Лето в степях жаркое, сухое.

Осадки в летнее время выпадают преимущественно в виде ливней. Максимальные количества осадков приходятся на летние месяцы.

Степи делятся на две категории: степи умеренных широт, с прохладной или холодной зимой, и степи субтропических и тропических широт, с теплой зимой. К первой категории относятся степи южной полосы Европейской части СССР (Азово-Черноморские степи), степи Среднего Поволжья, Северного Кавказа, Северного Казахстана, Забайкалья, Монголии, западных штатов Северной Америки, примыкающих с востока к Скалистым горам. Степи с теплой зимой расположены в тропических и субтропических широтах, по периферии пустынь.

Преобладающей воздушной массой в степной зоне является континентальный воздух умеренных широт, трансформирующийся в летнее время в континентальный тропический воздух. Последний является вообще преобладающей воздушной массой в субтропических и тропических степях. Этот воздух сух и сильно прогрет. Ввиду этого в степях в летнее время часто возникают очень высокие температуры, низкие значения относительной влажности воздуха, частые засухи и суховеи.

В степях умеренных широт средняя температура самого теплого месяца в году достигает 24°, годовая сумма осадков —

200—450 мм. Зимой устанавливается снежный покров со средней толщиной около 20—30 см.

Почвы степной зоны представлены черноземами. В южных районах степей умеренных широт встречаются каштановые почвы.

В степной зоне разводят озимую и яровую пшеницу, просо, кукурузу, подсолнечник, неполивной хлопчатник, сахарную свеклу и другие культуры.

141. Средиземноморский климат. Этот климат имеет место в странах, расположенных на берегах Средиземного моря, на Южном берегу Крыма, Черноморском побережье Кавказа — от Новороссийска до Туапсе, на Тихоокеанском побережье штата Калифорния (США), на побережье Чили — к югу от Сант-Яго, на южном побережье Австралии.

Климат теплый, с достаточным количеством осадков. Зима мягкая, влажная, без устойчивого снежного покрова. Лето жаркое, сухое.

Осадки выпадают главным образом зимой, когда в этих странах развивается циклоническая деятельность. Годовое количество осадков в сильной степени зависит от рельефа и колеблется от 300 до 1000 мм и более.

Средняя температура самого холодного месяца в году выше 0°, самого теплого 22—28°.

Растительность представлена лесами и кустарниками с примесью жестколистных вечнозеленых деревьев и кустарников.

В Месопотамии, в центральной части Турции и южной части Ирана имеется разновидность этого климата с очень жарким, сухим летом. Средняя температура июля в этих местах доходит до 28—30°. Растительность — кустарниковая степь.

На Калифорнийском и Чилийском (южнее Сант-Яго) побережьях, а также в Африке — в районе мыса Доброй Надежды имеется другая разновидность средиземноморского климата. В этих местах наблюдается прохладное лето со средней температурой самого теплого месяца от 14 до 22°. Но зимы здесь очень теплые. Годовая амплитуда мала. Осадков выпадает достаточное количество, причем максимум их, как и в средиземноморских странах, приходится на зимние месяцы. Пониженная температура лета в этих местах вызывается холодными течениями: Калифорнийским, Перуанским и Бенгуэльским.

В условиях средиземноморского климата разводят пшеницу, кукурузу, табак, овощи, местами рис и хлопчатник; выращивают также масличное дерево, виноград, инжир, цитрусовые, гранат и другие культуры.

142. Муссонный климат умеренных широт. Данный тип климата охватывает среднее течение р. Амура, Уссурийский край, Маньчжурию, южную часть Сахалина, северную половину Японии, Корею, Северный Китай. В летнее время в этих местах создается летний муссон в виде южного и юго-восточного ветра,

приносящего влажные массы воздуха с океана. Это приводит к тому, что за теплое время года в данных местах выпадает большое количество осадков. Зимой муссон представляет северный и северо-западный поток континентального воздуха. Этот воздух очень холодный. Он приходит из Сибири, где в зимнее время формируется обширная область высокого давления. Притекающий зимой континентальный воздух содержит мало водяного пара; поэтому зимы бывают обычно с ясной, сухой погодой. Средние температуры января доходят до -20° . Снежный покров имеет ничтожную толщину. Лето теплое, влажное. Средняя температура июля определяется $20-25^{\circ}$. Годовая сумма осадков достигает $600-1000$ мм и выше.

В южных районах области климат более теплый. Так, в Пекине средняя температура января возрастает до $-4,5^{\circ}$, июля — до $26,5^{\circ}$.

143. Климат влажного субтропического леса. Эта климатическая зона охватывает побережье Мексиканского залива, юго-восточные штаты США, в Южной Америке — Боливию, Парагвай и юго-восточную часть Бразилии; встречается также на плоскогорьях Африки, на юго-восточном побережье Черного моря, на южном берегу Каспийского моря, в северной части Индии, Южном Китае, южной половине Японии, южной части Кореи и на северо-восточном берегу Австралии.

Климат характеризуется теплой зимой. Средняя температура самого холодного месяца не ниже 2° . Лето жаркое, сырое. Годовая сумма осадков превышает 1000 мм. Максимум осадков приходится преимущественно на летние месяцы.

Растительность представлена лесами из широколиственных пород. В лесах имеется большая примесь из вечнозеленых растений; встречаются лианы.

В условиях влажного субтропического леса разводят кукурузу, табак, хлопчатник, инжир, гранат, айву, чай, цитрусовые.

144. Климат внетропических пустынь. В данную зону входят Терско-Кумская и Астраханская полупустыни, среднеазиатские пустыни и полупустыни, пустыни Северной Америки, расположенные по среднему течению р. Колорадо, пустыня в Восточной Патагонии — в Южной Америке.

Климат характеризуется большой сухостью и весьма значительным испарением. Осадков за год выпадает менее $250-300$ мм. Лето жаркое, сухое, с малой облачностью, но зимы в пустынях прохладные или холодные. В пустынях Средней Азии средняя температура января колеблется от -10° в северной части до 3° в южной. Летом максимальные температуры могут достигать в тени 45° и выше.

Почвы — светлокаштановые и сероземы; много солончаков; большое распространение имеют пески.

Растительность пустынь представлена полынью, солянками, кустарником-саксаулом.

Из культурных: пшеницу, рис, кукурузу, хлопчатник, сахарный тростник, ячмень, овес, горох и др. Особую разновидность представляет климат здесь от 21 до 14 градуса Цельсия — от 6 до 15 градуса Цельсия и сильными ветрами. Климат субтропический (Сахара и Намибия), пустыни в них (Северная Америка).

Австралия. Влажность воздуха в пустынях выше 18%. Летом в пустынях весьма жарко, температура в нижнем течении рек достигает максимума днем, а ночью опускается до 0 градуса Цельсия. Амплитуды значительны. Осадки выпадают очень мало. Осадков в пустынях могут не быть годами. Очень высокие температуры создаются для растений в них отсутствием влаги. Растительность в них отсутствует только в оазисах Сахары. В оазисах Сахары — Канарским и Бенгуэльским — температура снижается значительно. Амплитуды температуры здесь также мало, но относительная влажность велика, особенно летом. Часто во влажном тропическом поясе.

виты бризы благодаря резкой разнице температур между морем и сушей.

Сухой климат с частыми туманами создается также на побережье Перу и Северного Чили (Южная Америка), омываемом холодным Перуанским течением.

146. Климат саванн. Саванна — это тропическая лесостепь. В состав растительного покрова саванн входят и деревья, но они располагаются в них в виде редкостоя и сомкнутого полога не образуют. Деревья обычно сбрасывают листья в сухое время года, но есть и вечнозеленые породы. В начале дождливого периода в саваннах развивается мощный травянистый покров.

Саванны занимают огромные пространства в тропической части Африки и Южной Америки; они встречаются также на побережье Центральной Америки, в западной части Мадагаскара, в Индостане — от 22° с. ш. до южной окраины полуострова, на острове Цейлон, в центральной части Бирмы, Индо-Китае, в северной части Австралии, на Гавайских островах.

Климат характеризуется сезонной сменой воздушных масс. В летнее время в саваннах преобладает влажный воздух, приходящий с экватора, в зимнее время — сухой континентальный тропический воздух, приносимый пассатами. Ввиду этого в летнее время в зоне саванн наблюдается влажная погода с обильными осадками, зимой — засушливая погода. Суточные амплитуды температуры летом малы, зимой они значительно увеличиваются. Средняя температура самого теплого месяца в году 25—30° и выше, самого холодного не ниже 15—18°. Амплитуда годовых колебаний температуры доходит до 12°. Годовая сумма осадков достигает 1000 мм; на склонах гор, обращенных в сторону влажных ветров, осадков выпадает до 2000 мм и более.

Из деревьев, произрастающих в саванне, наиболее характерным является баобаб, ствол которого имеет очень большую толщину. В сухой период баобаб сбрасывает листву. Из культурных растений возделываются кофе, бананы, сахарный тростник, хлопчатник, рис.

147. Климат влажного тропического леса. Этот климат встречается в экваториальной Африке, в Южной Америке — по течению р. Амазонки, на юго-восточном побережье Бразилии, местами в Центральной Америке, на Больших Антильских островах, восточном побережье Мадагаскара, юго-западном побережье Индии, западном побережье Индо-Китая, полуострове Малакка, на островах Большого Зондского Архипелага, Филиппинских островах, Новой Гвинее.

Климат весьма теплый, влажный. Средняя температура самого холодного месяца выше 18°. Ночные минимумы температуры обычно не опускаются ниже 16°. Средняя годовая температура колеблется от 24 до 30°. Годовая амплитуда температуры очень мала — от 1 до 6°. В годовом ходе температуры заметны два максимума и два минимума. Максимумы температуры свя-

заны с зенитным положением солнца в полдень около эпох весеннего и осеннего равноденствий, минимумы же приходятся на время около эпох зимнего и летнего солнцестояний. Следует еще отметить, что на годовой ход температуры воздуха в данной зоне оказывает влияние значительная облачность, а также осадки. Последние в зоне влажного тропического леса выпадают в большом количестве — до 2500 мм за год и более. В годовом ходе осадков выделяется два дождливых периода, приходящихся на время около эпох равноденствий, но засушливого периода здесь нет. Осадки носят ливневый характер. Выпадают они обычно во вторую половину дня и сопровождаются сильными грозами.

Обилие света как прямого, так и рассеянного вследствие высокого положения солнца, высокая температура, поддерживающаяся непрерывно в течение года, большая влажность воздуха и обильные осадки делают климат тропического леса весьма благоприятным для растений. Растительность этой климатической зоны представлена вечнозелеными лесами, в которых деревья перевиты лианами. В условиях данного климата произрастают пальмы — саговая, кокосовая и др., бананы, ананасы, дерево какао, кофейное дерево, хинное дерево, ряд каучуконосов и другие.

ГЛАВА XVI КЛИМАТ СССР

148. Общий обзор. Советский Союз занимает территорию, равную одной шестой части населенной суши земного шара. Эта территория располагается в основном в умеренном поясе, за исключением северной окраины и островов морей Полярного бассейна, которые заходят за полярный круг. Крайняя южная окраина СССР — Закавказье и южные районы Средней Азии — входят в субтропическую зону.

Вследствие значительной разности в широте, между северными и южными районами создаются большие разницы в величинах прихода и расхода солнечной энергии, что приводит к образованию больших различий в характере климатов этих районов. Большое значение имеет и различная удаленность тех или иных районов СССР от берегов Атлантического океана. От этой удаленности зависит степень континентальности климата этих районов.

Большое значение в образовании климатов на территории СССР имеет подстилающая поверхность, от которой зависят физические свойства формирующихся над ней воздушных масс. Ввиду огромной протяженности территории как по широте, так и по долготе эта поверхность характеризуется большой неоднородностью, что также отражается на процессе формирования климатов. И, наконец, огромное влияние на процесс климатообразования оказывают и особенности атмосферной циркуляции.

Все это приводит к тому, что на территории СССР под влиянием различных физико-географических условий создается громадное разнообразие климатов — от холодного арктического климата на северной окраине СССР до субтропического климата в Закавказье и на южной окраине Средней Азии.

На территории СССР создаются весьма благоприятные условия для трансформации воздушных масс, приходящих со стороны Арктики и Атлантического океана, и формирования континентального воздуха умеренных широт, который для значительной части территории СССР является преобладающей воздушной массой в течение всего года.

В зимнее время континентальный воздух в СССР сильно охлажден. Его охлаждению способствует еще снежный покров, занимающий зимой большую часть территории. На степень охлаждения континентального воздуха в зимнее время влияет и облачность, от которой зависит количество тепла, теряемого землей и воздушными массами через излучение. Особенно сильно выхолаживается континентальный воздух в Сибири, где зимой устанавливается обширная область высокого давления с ясной, сухой погодой. В Восточной Сибири он в нижнем слое бывает холоднее даже арктического воздуха.

В теплое время года континентальный воздух в СССР значительно прогревается, особенно в степной полосе и Средней Азии, где образуется большая сухость и малая облачность. В этих местах летом создаются благоприятные условия для трансформации континентального воздуха в сухой и нагретый воздух тропического типа. Вторжения такого воздуха в более высокие широты в виде суховеев вызывают жаркую, сухую погоду. Особенно часто возникают суховеи на юго-востоке Европейской части СССР.

Западная часть СССР находится во все времена года под сильным воздействием Атлантического океана, со стороны которого приходят массы морского воздуха. Летом этот воздух на территории СССР прогревается, удаляется от состояния насыщения и трансформируется в континентальный воздух сначала медленно, а затем, по мере продвижения на восток, быстрее. В зимнее время он может проникать далеко на восток, так как большая облачность и отсутствие термической конвекции в это время замедляют его охлаждение и трансформацию. Наибольшее воздействие атлантического воздуха сказывается в западных районах СССР; поэтому в этих районах зимой наблюдаются более высокие температуры, пониженные годовые амплитуды температуры и более значительные количества осадков. По мере удаления на восток, ввиду более интенсивной трансформации атлантического воздуха в континентальный умеренный, годовые амплитуды увеличиваются, количество осадков уменьшается.

Нередко на территорию СССР вторгаются со стороны Арктики массы арктического воздуха. Наиболее частые вторжения

его происходят в середине зимы. Арктический воздух может достигать южных окраин СССР. Вторжения его поздней весной и ранней осенью вызывают заморозки, вредящие растительности. В восточных районах Европейской части СССР, а также в Сибири вторжения арктического воздуха более частые, чем в западных районах. Поэтому в восточных районах СССР зимы бывают холодными. По мере продвижения на запад и юго-запад температуры зимних месяцев повышаются.

Частые вторжения арктического воздуха, наблюдаемые в восточных районах Европейской части СССР, а также в Сибири, повышают континентальность климата в этих районах. Трансформация арктического воздуха дает более сухой континентальный умеренный воздух, чем трансформация атлантического воздуха.

Морской тропический воздух с субтропических широт Атлантического океана встречается только в приморских южных районах, например на побережье Черного моря, в юго-западных районах УССР, Молдавской ССР.

На Дальнем Востоке создается муссонная циркуляция воздуха. Зимой этот край захватывается зимним муссоном, приносящим холодные массы континентального воздуха из Северо-Восточной Сибири. Летом на Дальнем Востоке образуется летний муссон, приносящий влажные массы морского воздуха с юга и юго-востока. В Приморье летом может проникать и тихоокеанский тропический воздух.

Циклоническая деятельность на территории СССР развивается на арктическом фронте, а также на фронте умеренных широт. Арктический фронт представляет поверхность раздела между арктическим воздухом и воздухом умеренных широт, фронт же умеренных широт представляет поверхность раздела между умеренными и тропическими массами воздуха. Среднее положение арктического фронта зимой — северное побережье материка Евразии, а в Северо-Восточной Сибири — северное побережье Охотского моря. Временами он смещается в более низкие широты и достигает южных районов Европейской части СССР и Средней Азии. Холодный арктический воздух, проникая в южные районы, вызывает там значительные понижения температуры. В летнее время арктический фронт смещается к северу и располагается в глубоких районах Арктики. Временами он продвигается на юг и захватывает не только северные, но и центральные районы Европейской и Азиатской части СССР, вызывая в этих районах прохладную погоду.

В зимнее время циклоны фронта умеренных широт приходят в Европейскую часть СССР с запада — со стороны Атлантики, где они развиваются на атлантическом фронте умеренных широт, а также с юга или юго-запада — со стороны Средиземного моря, где они развиваются на средиземноморской ветви этого фронта. Однако циклоны фронта умеренных широт приходят в Европеей-

скую часть СССР уже в окклюдированном состоянии. В летнее время фронты умеренных широт создаются в Европейской части СССР и на Дальнем Востоке — в южной части Приморья. В теплое время года южные районы Сибири могут захватываться циклонами азиатского фронта, проходящего в Монголии.

В Средней Азии циклоническая деятельность развивается только в холодное время года и весной. Она связана с иранской ветвью фронта умеренных широт. Наибольшего развития циклоническая деятельность в Средней Азии достигает в марте — апреле.

149. Солнечная радиация на территории СССР. Рассмотрим сначала распределение общего количества тепла, получаемого поверхностью земли на территории Европейской части СССР и Средней Азии в виде так называемой суммарной радиации, т. е. в виде прямой и рассеянной солнечной радиации, взятых вместе.

Приведем данные солнечной радиации по сезонам и за год (в ккал) для отдельных пунктов Союза ССР:

Пункты	Радиация	Зима	Весна	Лето	Осень	Год
Бухта Тихая	прямая	0	7	8	1	16
	рассеянная	0	15	23	1	39
	суммарная	0	22	31	2	55
Павловск (под Ленинградом)	прямая	1	15	23	4	43
	рассеянная	2	11	15	5	33
	суммарная	3	26	38	9	76
Воронеж	прямая	3	18	24	8	53
	рассеянная	4	16	18	8	46
	суммарная	7	34	42	16	99
Ташкент	прямая	7	25	49	20	101
	рассеянная	6	12	9	8	35
	суммарная	13	37	58	28	136

Эти данные показывают, что в холодное время года рассеянная радиация или преобладает над прямой, или примерно равна ей. В теплое время года, особенно в летние месяцы, значительное преобладание получает прямая радиация. Исключение составляет только Арктика, где рассеянная радиация благодаря большой, но негустой облачности преобладает и летом. В этих местах за теплое время года, особенно за летние месяцы, величины рассеянной радиации значительно превышают таковые для более южных районов. Приведенные данные показывают также, что величины прямой и суммарной радиации повышаются по мере продвижения на юг. Общее распределение суммарной радиации за год на Европейской части СССР (в ккал/см²) приведено на рис. 133 (по данным Т. Г. Берлянд).

Для получения значений поглощенной радиации нужно умножить величины суммарной радиации на значения поглощательной способности поверхности, т. е. на разность между 100% и величиной альбедо. На рис. 134 приведены величины (в ккал/см²)

поглощенной радиации за год на Европейской части СССР (по данным Т. Г. Берлянд). Они изменяются от 40 $\text{ккал}/\text{см}^2 \text{ год}$ на северной окраине до 85 $\text{ккал}/\text{см}^2 \text{ год}$ в южных районах степной полосы.

Большое практическое значение имеет определение радиационного баланса поверхности, т. е. разности между приходящей к земле и уходящей от нее радиации вследствие отражения и излучения. На рис. 135 показан радиационный баланс за год (в $\text{ккал}/\text{см}^2$) на Европейской части СССР (по данным Т. Г. Берлянд). Как видно из рисунка, за год радиационный баланс положителен на всей Европейской части СССР. Величина его колеблется от 5—10 $\text{ккал}/\text{см}^2$ на севере до 40—45 $\text{ккал}/\text{см}^2$ на юге.

150. Распределение климатических элементов на территории СССР.

В зимнее время почти вся территория СССР находится под влиянием области высокого давления (рис. 136). Пониженное давление зимой в СССР создается только в северо-западных районах Европейской части СССР и на Камчатке. Область высокого давления зарождается еще в сентябре над Центральной Азией и,

постепенно усиливаясь, достигает наибольшего развития в январе. На территории СССР она дает два выступа, или отрога. Первый из них направлен на запад, в Европейскую часть СССР, второй — на северо-восток Сибири. Ось западного отрога высокого давления в среднем проходит под 50° с. ш., а восточного — через Якутию и Чукотский полуостров. Эти оси отрогов высокого давления определяют в зимнее время направление ветров. В Европейской части СССР, Западной Сибири и в северной части Средней Азии, к северу от оси отрога, в зимнее время преобладающими являются ветры юго-западных направлений, а к югу от оси — ветры северо-восточных, восточных и юго-восточных направлений. В Восточной Сибири севернее оси отрога возникают ветры

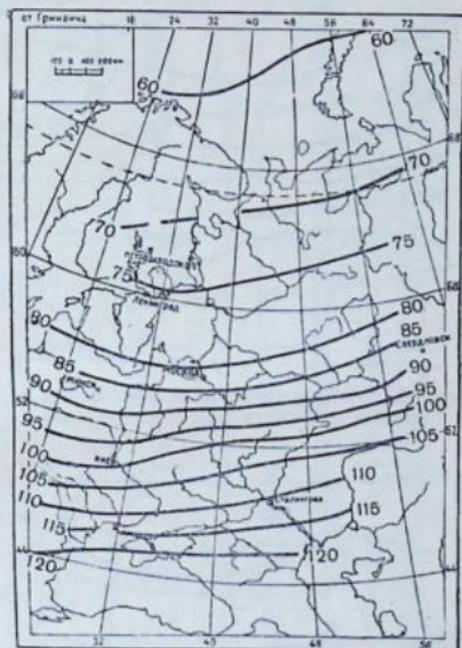


Рис. 133. Карта годового распределения суммарной радиации на Европейской части СССР ($\text{ккал}/\text{см}^2$).

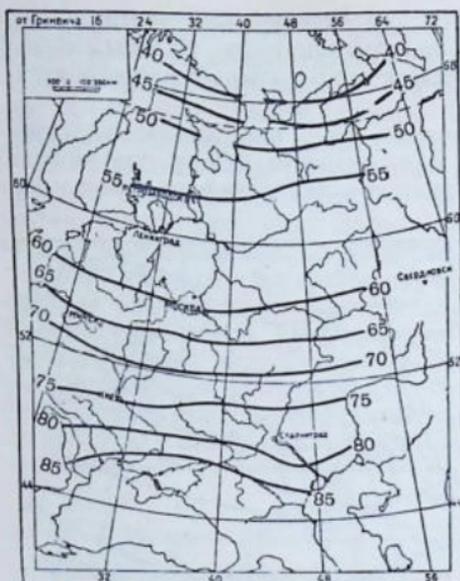


Рис. 134. Поглощенная радиация за год на Европейской части СССР (ккал/см²).

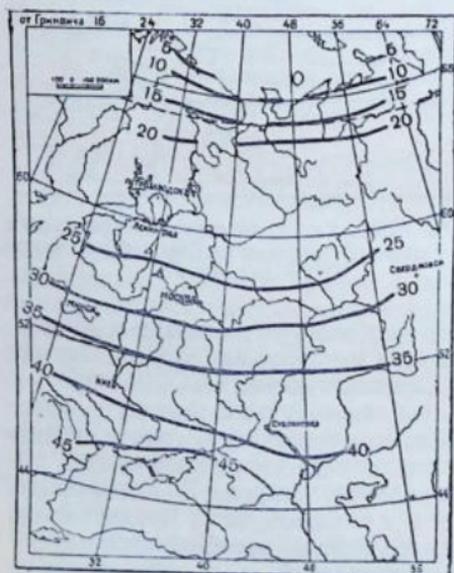


Рис. 135. Радиационный баланс за год на Европейской части СССР (ккал/см²).

южных и юго-западных направлений, а южнее оси — северных направлений.

В летнее время на территории СССР располагается область пониженного давления (рис. 137). Центральная часть этой области находится к югу от Средней Азии — в Иране и Западной Индии. Ввиду этого в летнее время в Европейской части СССР и Западной Сибири преобладают ветры северо-западных и западных направлений, а в Средней Азии и в Восточной Сибири — северных направлений.

На побережье Японского и Охотского морей, а также в Приамурье, на Сахалине и Камчатке наблюдаются резко выраженные ветры муссонного характера. В менее резкой степени такие ветры имеют место на побережье морей Полярного бассейна, а также на берегах Черного и Каспийского морей. В этих местах в холодное время года ветры дуют преимущественно с суши на море, в теплое — с моря на сушу.

Наибольшая скорость ветра на территории СССР приходится на зимние месяцы, наименьшая — на летние. Это объясняется, с одной стороны, тем, что летом барические градиенты значительно меньше, чем зимой, а с другой — уменьшением трения воздуха при наличии

снежного покрова. Скорость ветра по мере удаления от берегов морей убывает, и наименьшие скорости наблюдаются в центральных районах. Так, средняя скорость ветра за январь на берегах:

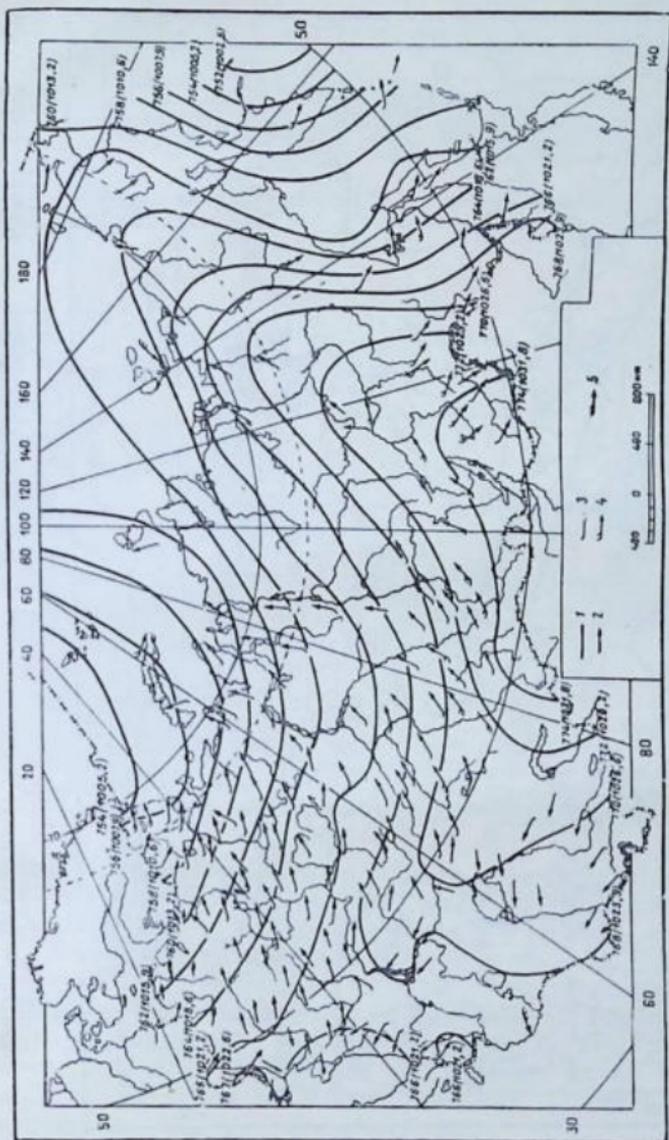


Рис. 136. Давление воздуха и ветры в СССР в январе.

1 - изобары (в миллиметрах ртутного столба, в скобках — значение их в миллибарах). Повторяемость ветров в пределах четверти горизонта (в процентах): 2 — от 25 до 40 всех случаев наблюдения; 3 — от 40 до 60; 4 — от 60 до 80; 5 — более 80.

Баренцова и Карского морей определяется в 7 м/сек, на берегах Черного и Каспийского морей — в 5 м/сек, в центральных же районах Европейской части СССР и Западной Сибири она сни-

жается до 4 м/сек. Очень мала скорость ветра зимой в Восточной Сибири. В январе она снижается здесь в среднем до 3 м/сек. В июле средняя скорость ветра на берегах Баренцова и Карского

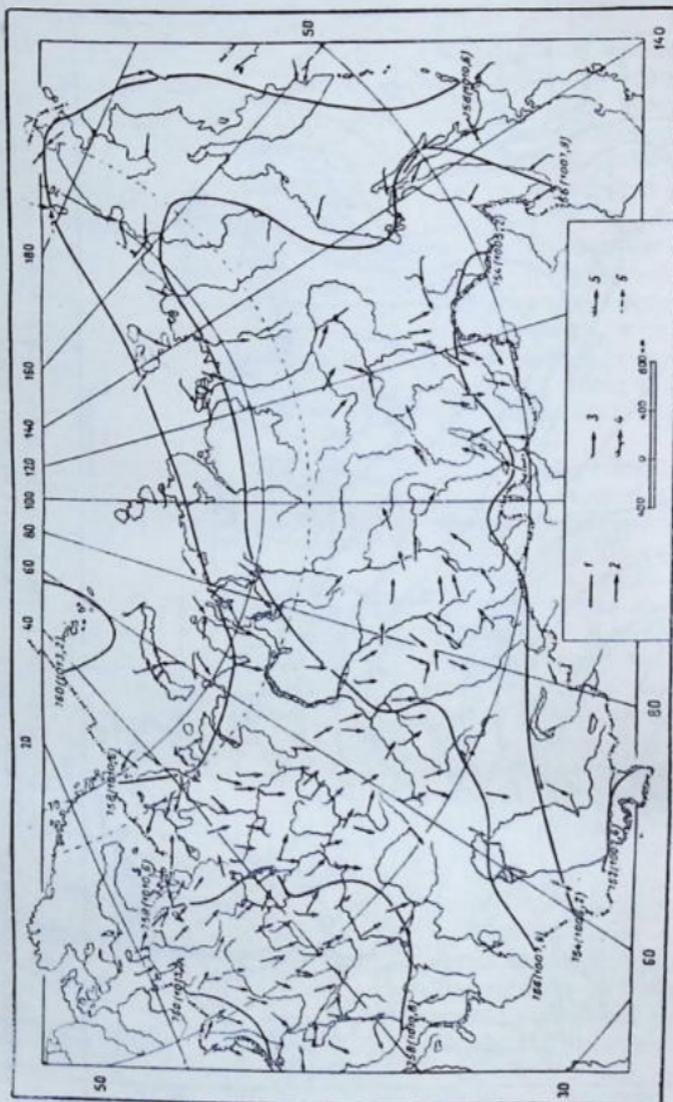


Рис. 137. Давление воздуха и ветры в СССР в июле.

1 — изобары (в миллиметрах ртутного столба, в столбах — значение их в миллибарах). Повторяемость ветров в пределах четверти горизонта (в процентах); 2 — от 20 до 40) всех случаев наблюдения; 3 — от 40 до 60; 4 — от 60 до 80; 5 — более 80; 6 — повторяемость депрессии (стрелка указывает среднюю четверть).

морей уменьшается до 5—6 м/сек, в центральных районах Европейской части СССР и в Сибири — до 3 м/сек.

Следует, однако, отметить, что скорость ветра в сильной

в районе Одессы достигают -2° . На южном берегу Крыма, на северо-восточном побережье Черного моря и в Закавказье средняя температура января выше 0° . На южном берегу Крыма она равна 4° , в районе Батуми 6° и Гагр 7° .

С февраля, а на берегах морей и океанов с марта температура воздуха повышается, этот рост ее идет до июля — августа. Июль на территории СССР, за исключением побережий, является самым теплым месяцем в году. Наиболее холодный июль — на берегах морей Полярного бассейна. В Европейской части СССР

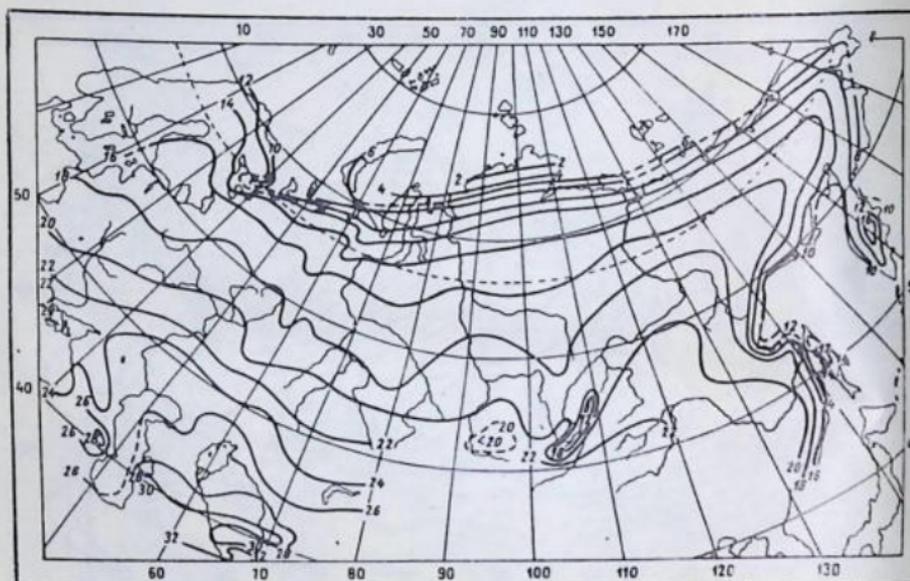


Рис. 139. Средние температуры июля в СССР.

в этих местах средняя температура июля равна 10° , в Сибири $4-6^{\circ}$, а в северной части полуострова Таймыр она доходит даже до 2° . По мере продвижения на юг средние месячные температуры июля растут. В низовьях Волги они доходят до 25° , на юге Средней Азии — до $30-32^{\circ}$ (рис. 139).

Годовая амплитуда температуры, т. е. разность в температурах самого теплого и холодного месяца в году, на территории СССР увеличивается с запада на восток. На западной окраине Европейской части СССР она равна $23-25^{\circ}$, в Западной Сибири $40-45^{\circ}$, в Восточной Сибири $45-55^{\circ}$, а в районе Верхоянска $60-65^{\circ}$. На берегу Охотского моря годовая амплитуда снижается до $30-35^{\circ}$, в районе Владивостока — до $28-30^{\circ}$. На южном берегу Крыма и Черноморском побережье Кавказа годовые амплитуды равны $18-20^{\circ}$ (рис. 140).

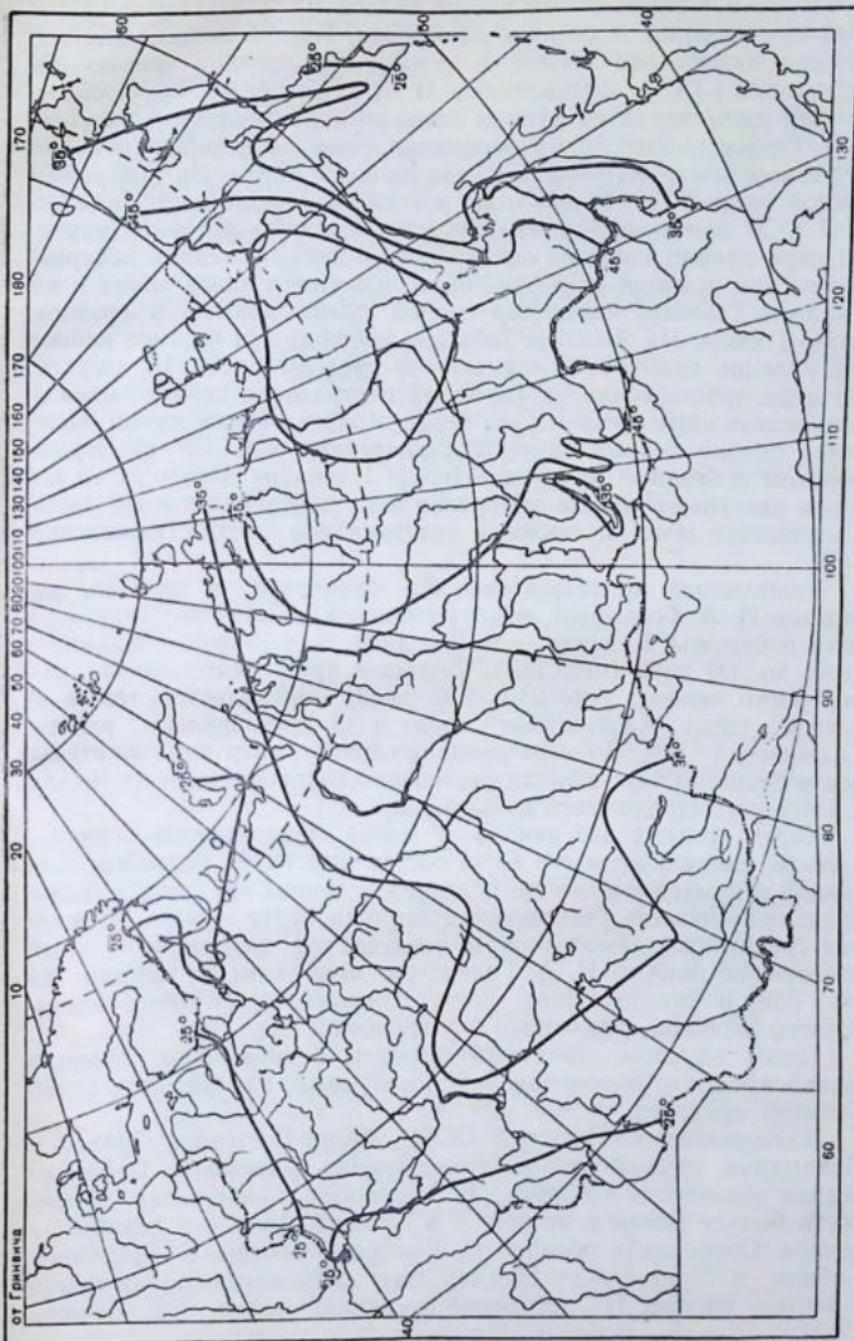


Рис. 140. Средние годовые амплитуды температуры воздуха в СССР.

Большой материальный ущерб сельскому хозяйству в СССР приносят весенние и осенние заморозки. Карты средних дат последних заморозков весной и первых заморозков осенью на территории СССР, составленные И. А. Гольцберг, показывают, что эти даты характеризуются большими различиями (рис. 141, 142). Самое раннее время окончания заморозков наблюдается на Черноморском побережье Кавказа около 1 марта. На побережье южной части Каспийского моря и в юго-западной части Таджикской ССР заморозки прекращаются в среднем к 15—20 марта. По мере продвижения на север средняя дата последних заморозков весной приходится на все более и более позднее время и на Ямале и Таймыре заморозки весной прекращаются в среднем около 1 июля. На Ямале и Таймыре наблюдается и самое раннее наступление заморозков осенью — в среднем около 15 августа. По мере продвижения на юг время наступления первых осенних заморозков приходится на все более и более поздние сроки. Наиболее поздно первые заморозки наступают в СССР на Черноморском побережье Кавказа — около 1 декабря. Около этого же срока наступают первые заморозки и на побережье южной части Каспийского моря, а также в юго-западной части Таджикской ССР.

Наибольшая продолжительность безморозного периода, по данным И. А. Гольцберг, обнаруживается в СССР на Черноморском побережье Кавказа — до 270 дней, а в районе Батуми — даже до 300 дней (рис. 143). Большая продолжительность безморозного периода (до 240—270 дней) наблюдается также в южной части Каспийского моря и в юго-западном районе Таджикской ССР. По мере продвижения на север продолжительность безморозного периода постепенно сокращается и на Ямале и Таймыре доходит всего до 45 дней.

Карты средних дат начала и конца безморозного периода, а также длительности его были составлены И. А. Гольцберг для ровной открытой местности. В других условиях эти даты, а также продолжительность безморозного периода будут иными. Изменения средних дат заморозков в воздухе под влиянием местных условий, по данным И. А. Гольцберг, приведены в таблице на стр. 338, в которой знак плюс означает увеличение безморозного периода, знак минус — уменьшение его.

Таким образом, продолжительность безморозного периода в зависимости от положения местности может изменяться в очень больших пределах.

Наибольшая облачность в СССР, кроме Восточной Сибири и Приамурья, приходится на период ноябрь — февраль. Особенно велика облачность в ноябре. В Закавказье наибольшая облачность бывает зимой и весной, а в Средней Азии — в декабре — январе. Очень мала облачность в зимние месяцы в Восточной Сибири и Приамурье. Наименьшая облачность наблюдается в июле — августе. На побережье полярных морей она, однако,

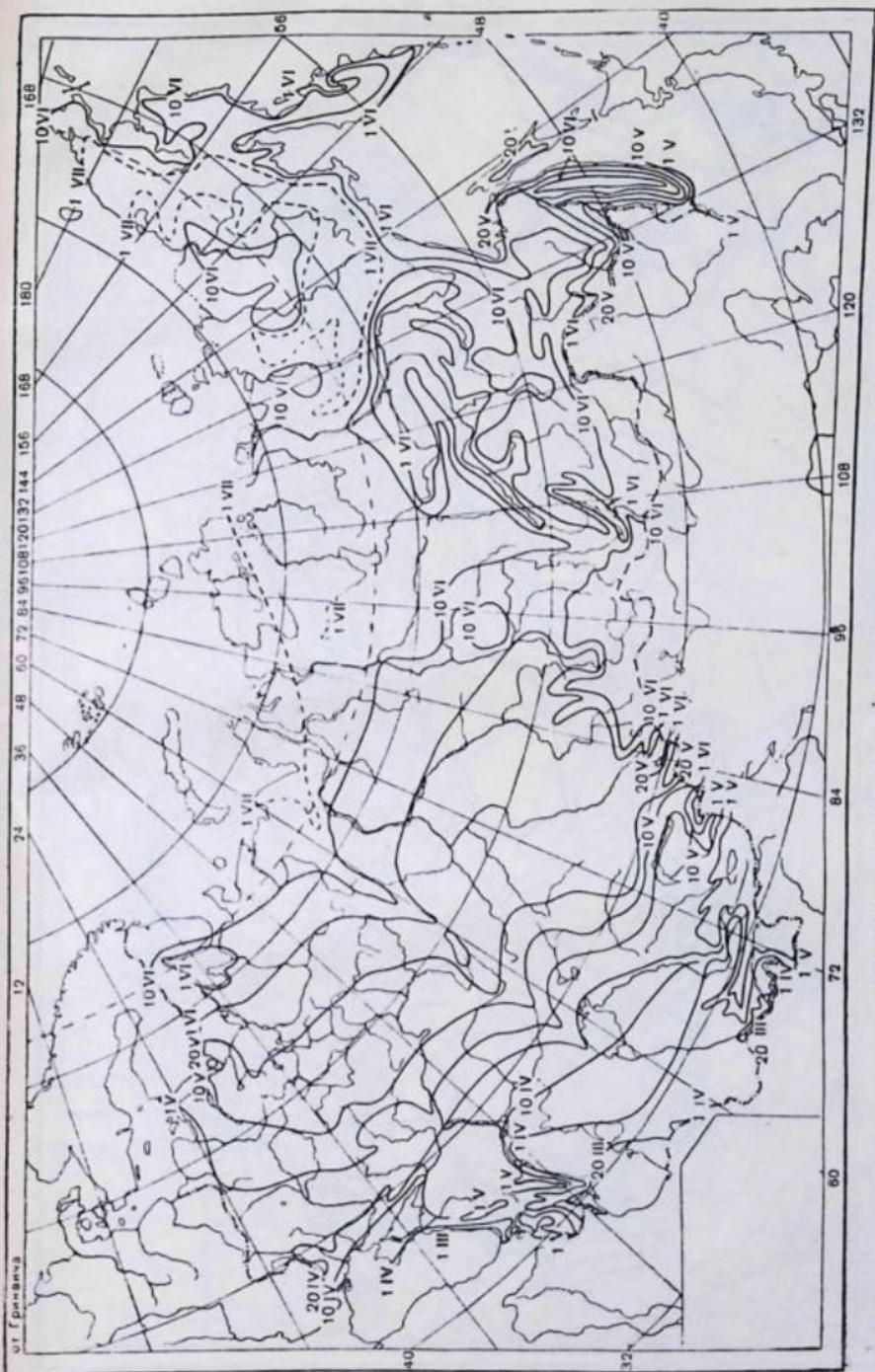


Рис. 141. Средние даты начала безморозного периода.

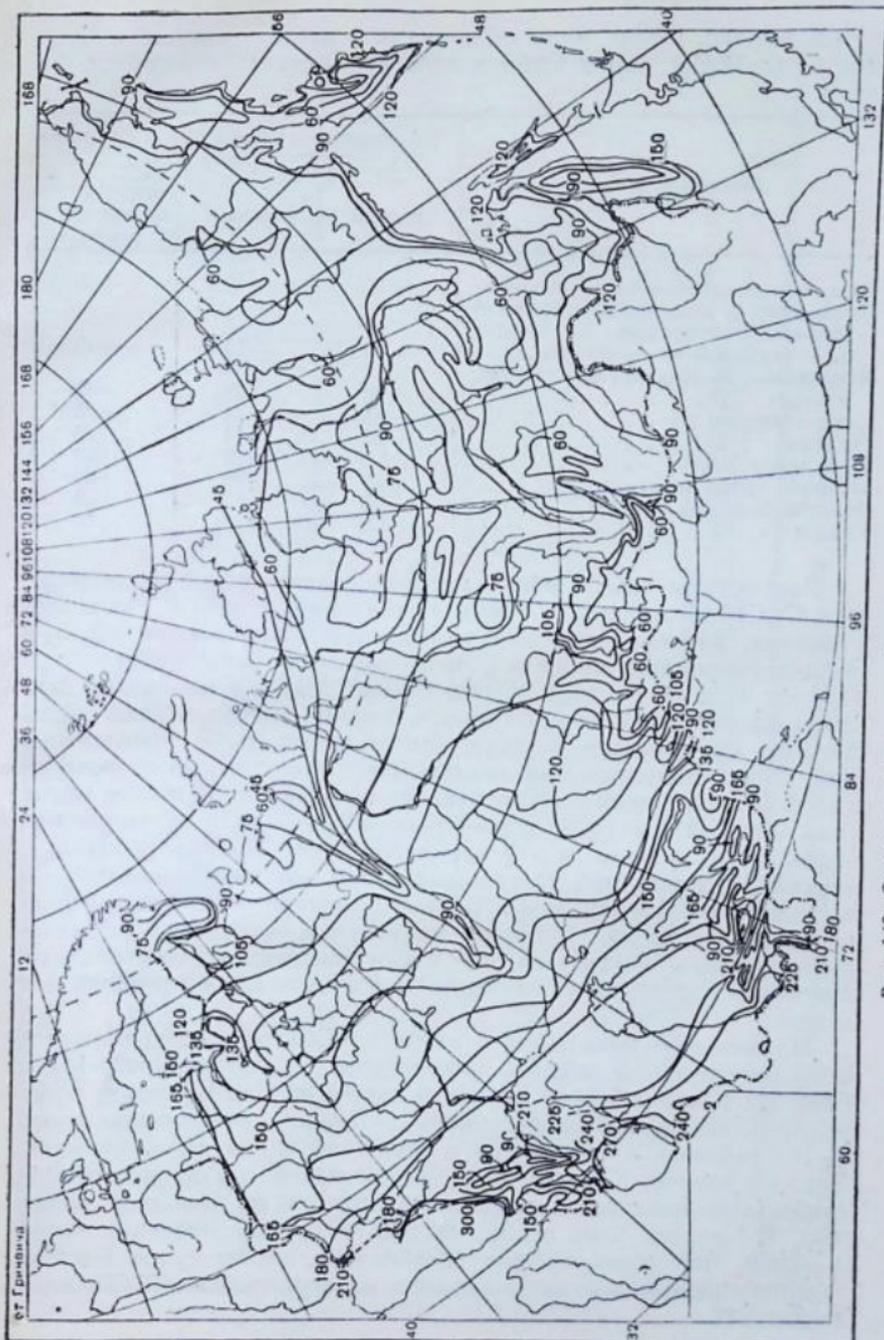


Рис. 143. Средняя длительность безморозного периода в днях.

летом высока. Очень мала облачность в июле — августе в Средней Азии. В Восточной Сибири в летние месяцы облачность велика.

Местоположение	Изменение средних дат заморозков (дни)		
	весной	осенью	длительность безморозного периода
Вершины и верхние части склонов .	+10	+10	+20
Понижения в холмистой местности (долины, котловины, ложбины и т. д. глубиной от 50 до 100 м) . .	-5	-10	-15
Котловины и замкнутые долины в горах	-18	-22	-40
Сырые низины	-11	-14	-25
Поляны	-11	-14	-25
Побережье моря	+8	+12	+20
Острова среди моря	+10	+25	+35
Долины больших рек	+5	+10	+15
Города	+5	+10	+15

Рассмотрим теперь общее распределение осадков на территории СССР. В холодное время года влага в СССР поступает с океана, причем в переносе ее большую роль играет морской воздух умеренных широт и отчасти морской тропический воздух. Приход этих масс зимой обычно бывает связан с циклонами, при прохождении которых выпадают и осадки. Зимние осадки, выпадающие из морского воздуха, имеют фронтальное происхождение. Они образуются при скольжении теплого морского воздуха над более холодным континентальным воздухом. В теплое время года морской воздух не играет уже большой роли в выпадении осадков, так как он за это время является холодной воздушной массой. Подтекая под прогретый над континентом воздух, он вытесняет его кверху, что и служит причиной образования осадков в летнее время. В теплое время года осадки у нас выпадают главным образом за счет влаги континентального воздуха, принесенной с морей и полученной в процессе трансформации над сушей.

Наименьшие количества осадков в СССР выпадают в зимние и первые весенние месяцы, наибольшие — в летние (рис. 144 и 145). На Южном берегу Крыма, а также на Черноморском побережье Кавказа, от Новороссийска до Туапсе, наибольшие количества осадков наблюдаются в холодное время года, наименьшие — в теплое. В Закавказье, на большей части территории, наибольшие количества осадков приходятся на холодное время года. В Средней Азии осадки выпадают преимущественно зимой и весной. Лето здесь жаркое, безоблачное, весьма сухое. Распределение годовых количеств осадков на территории СССР дано на рис. 146.

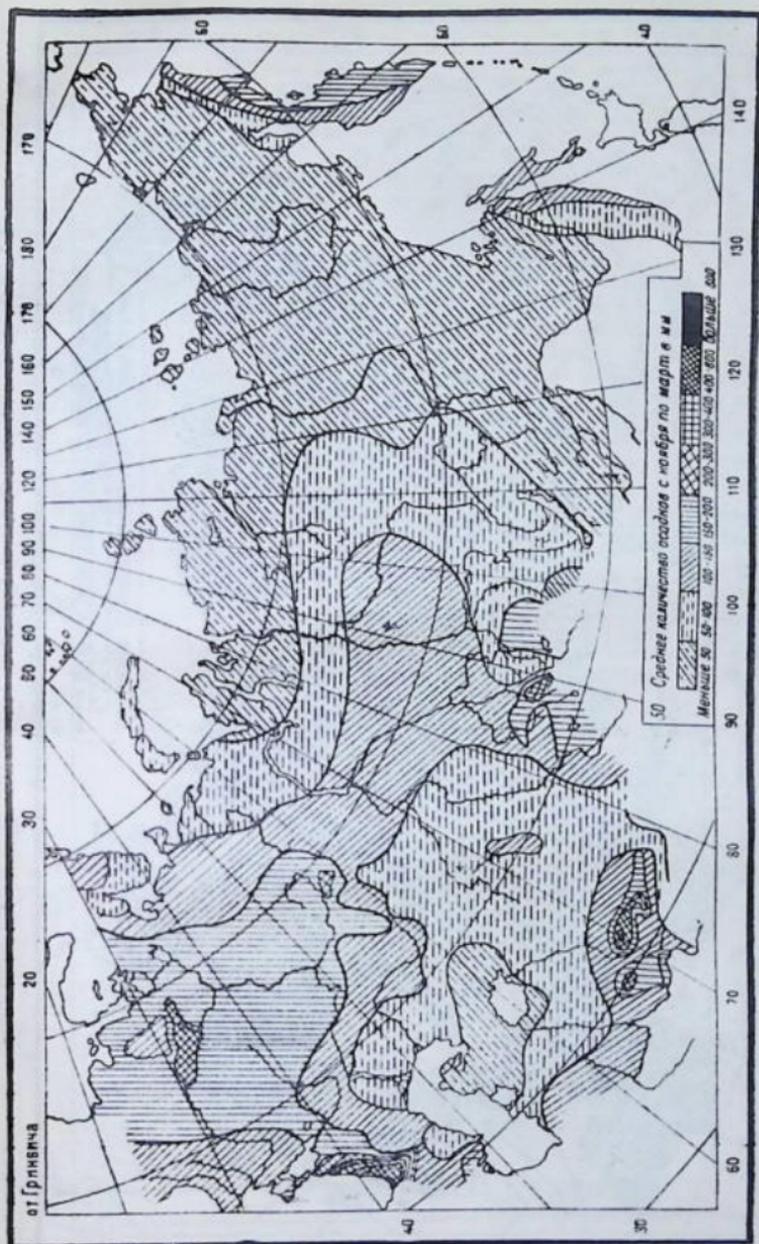


Рис. 144. Средние количества атмосферных осадков за зимний сезон в СССР.

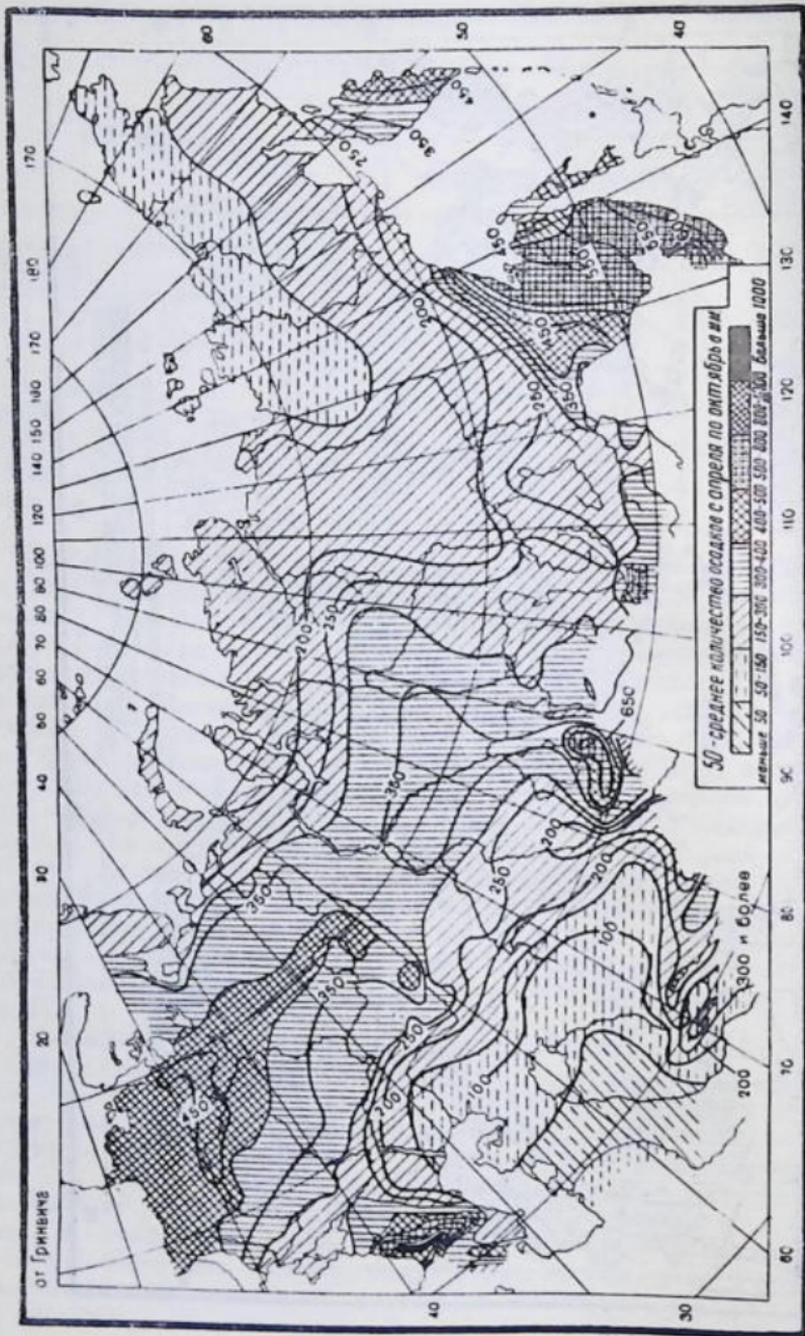


Рис. 145. Средние количества атмосферных осадков за летний сезон в СССР.

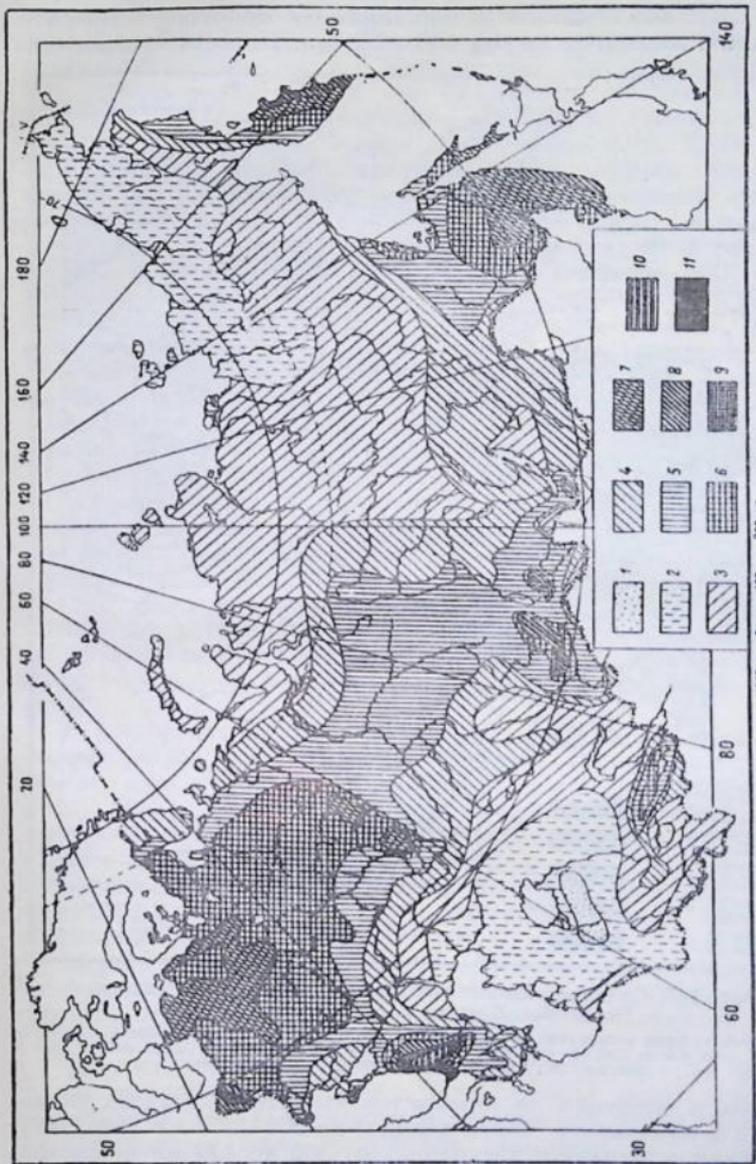


Рис. 146. Средние годовые количества атмосферных осадков в СССР (миллиметры).

1 — меньше 100; 2 — от 100 до 200; 3 — от 200 до 300; 4 — от 300 до 400; 5 — от 400 до 500; 6 — от 500 до 600; 7 — от 600 до 700; 8 — от 700 до 1000; 9 — от 1000 до 1500; 10 — от 1500 до 2000; 11 — больше 2000.

Наибольшие годовые количества осадков на Европейской части СССР наблюдаются в бассейнах рр. Березины и Припяти, где осадков выпадает за год 650—700 мм. По мере продвижения

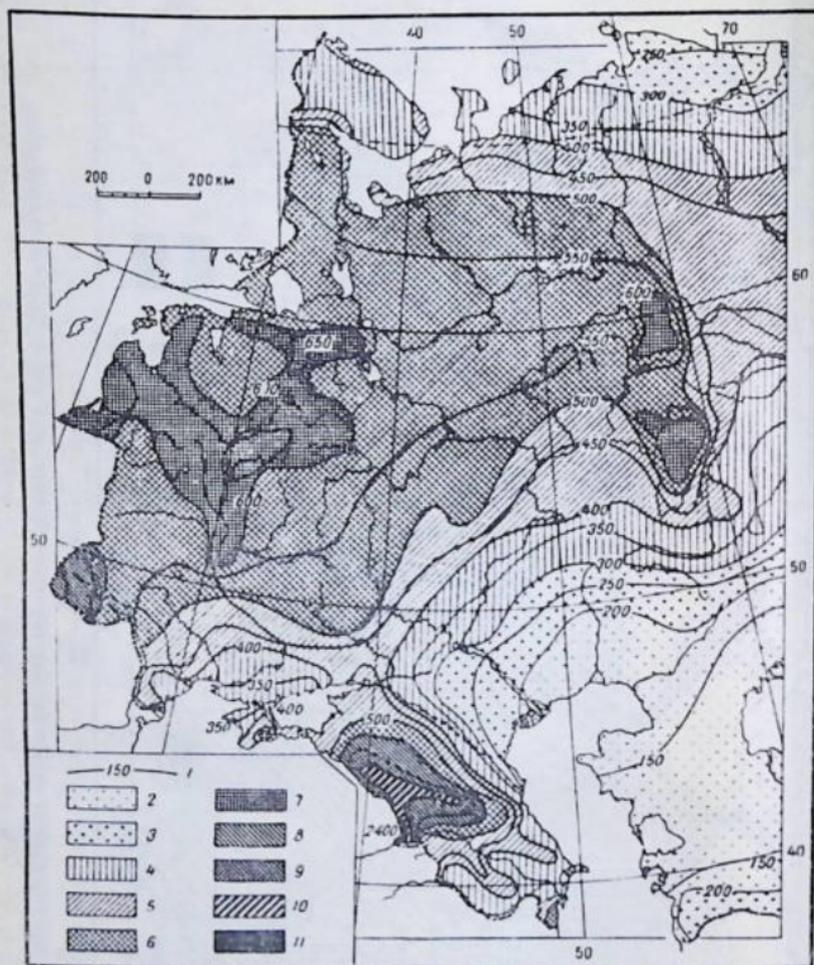


Рис. 147. Средние годовые количества атмосферных осадков в Европейской части СССР (миллиметры).

1 — среднее годовое количество осадков; 2 — от 100 до 200; 3 — от 200 до 300; 4 — от 300 до 400; 5 — от 400 до 500; 6 — от 500 до 600; 7 — от 600 до 700; 8 — от 700 до 1000; 9 — от 1000 до 1500; 10 — от 1500 до 2000; 11 — больше 2000.

на восток и особенно на юго-восток количество осадков уменьшается и в низовьях р. Волги доходит до 200—250 мм (рис. 147). Мало осадков выпадает в тундре — от 300 до 400 мм в европейской тундре и менее 250—300 мм в азиатской. Пониженные количества осадков приходится и на степную зону СССР — от 500

до 350 мм. В Западной Сибири, в центральных районах ее, осадков выпадает до 500 мм в год. В Прибайкалье эта сумма уменьшается до 350—400 мм. В Средней Азии годовые суммы осадков вообще меньше 250 мм, а в центральных частях, в районе нижнего течения р. Аму-Дарьи, они снижаются до 100 мм и ниже (Турткуль — 80 мм). Наименьшее количество осадков в СССР выпадает на Восточном Памире, в котловине озера Кара-Куль, — до 27 мм в год. Такое малое количество осадков объясняется тем, что эта котловина окружена высокими горными хребтами, которые препятствуют проникновению сюда влаги, осаждающая ее на своих наружных склонах. Много осадков выпадает в горах. Так, в Среднем Урале годовая сумма осадков достигает 600—700 мм, в горах Алтая — до 1500 мм, в горах Крыма — до 1000 мм, в горах Кавказа — до 1500 мм и более. На горе Ачишхо, расположенной в Сочинском районе, годовая сумма осадков определяется в 2630 мм (по наблюдениям за 6 лет). Наибольшие годовые количества осадков в СССР наблюдаются на Черноморском побережье Кавказа: в Сочи — до 1410 мм, Батуми — до 2500 мм, в районе Ленкорани — до 1250 мм, на побережье Камчатки — до 700—800 мм и на побережье Японского моря — до 700 мм.

Осадки, выпадающие на поверхность земли, используются почвой и растениями не в полной мере, так как часть осадков испаряется с поверхности почвы, часть их стекает. Поэтому количество осадков без учета расхода влаги через испарение и сток не дает представления об обеспеченности влагой местности. Обычно эта обеспеченность влагой выражается отношением количества осадков за определенный период времени к количеству воды, израсходованному за тот же период через сток и испарение.

В местностях, где приход влаги в почву в виде осадков превышает расход ее через сток и испарение, грунтовые воды стоят высоко, имеются большие площади болот и заболоченных земель. Для улучшения почвенно-грунтовых условий в этих местностях применяются осушение земель. Зона, в которой приход влаги в почву в виде осадков превышает расход ее через сток и испарение, называется зоной избыточного увлажнения. В СССР она захватывает область тундры, тайги, лиственных лесов и субтропических влажных лесов.

Зона, в которой приход влаги в почву в виде осадков лишь немного отличается от расхода влаги через сток и испарение, называется зоной неустойчивого увлажнения. Эта зона на территории СССР охватывает лесостепь.

Зона же, в которой расход влаги через возможное испарение и сток превышает приход ее в виде осадков, называется зоной недостаточного увлажнения, или засушливой зоной. Такая зона характеризуется низким стоянием грунтовых вод и сухостью почвы. Для обеспечения растений водой в этой местности применяют искусственное дождевание и орошение. На территории

СССР зона недостаточного увлажнения охватывает степи, полупустыни и пустыни.

В холодное время года осадки в СССР выпадают в виде снега. Количество осадков в виде снега на большей части территории СССР составляет 25—30% годовой суммы осадков. На севере количество осадков в виде снега составляет 30—35% всех годовых осадков, а в южных районах это количество снижается до 15% и ниже (Херсон — 11%, Ташкент — 12%). В Восточной Сибири количество осадков в виде снега составляет местами всего только 4% всех годовых осадков.

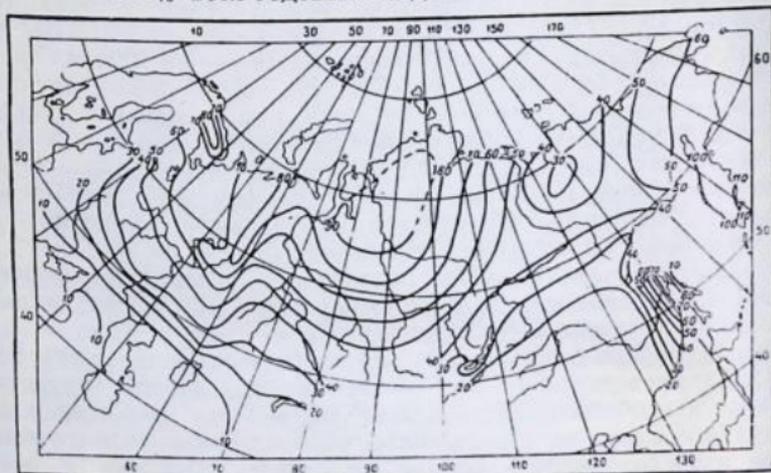


Рис. 148. Высота снежного покрова на территории СССР (сантиметры).

Зимой под влиянием снегопадов на территории СССР образуется снежный покров той или иной мощности. Наибольшая высота снежного покрова создается на западных склонах Северного Урала и в его западных предгорьях (до 90 см и более), в северных районах Западной Сибири (до 80—90 см и более), на Камчатке, Сахалине и в низовьях р. Амура. В степной полосе, на Северном Кавказе, а также в полупустынях и пустынях Средней Азии высота снежного покрова снижается до 10 см. Также мала высота снежного покрова в степной части Забайкалья (рис. 148 и 149).

Наибольшая толщина снежного покрова наблюдается в северных районах в конце марта и даже в начале апреля, в средней полосе в начале марта или в конце февраля, а на юге в начале февраля или даже в январе.

Число дней со снежным покровом уменьшается с севера на юг (рис. 150). На крайнем северо-востоке Европейской части СССР снег держится в году в среднем около 220 дней, в центральных областях — 120—140 дней, в районе Одессы, в Крыму и

на Черноморском побережье Кавказа — 10—20 дней и меньше (рис. 151). Однако устойчивый, постоянный снежный покров в

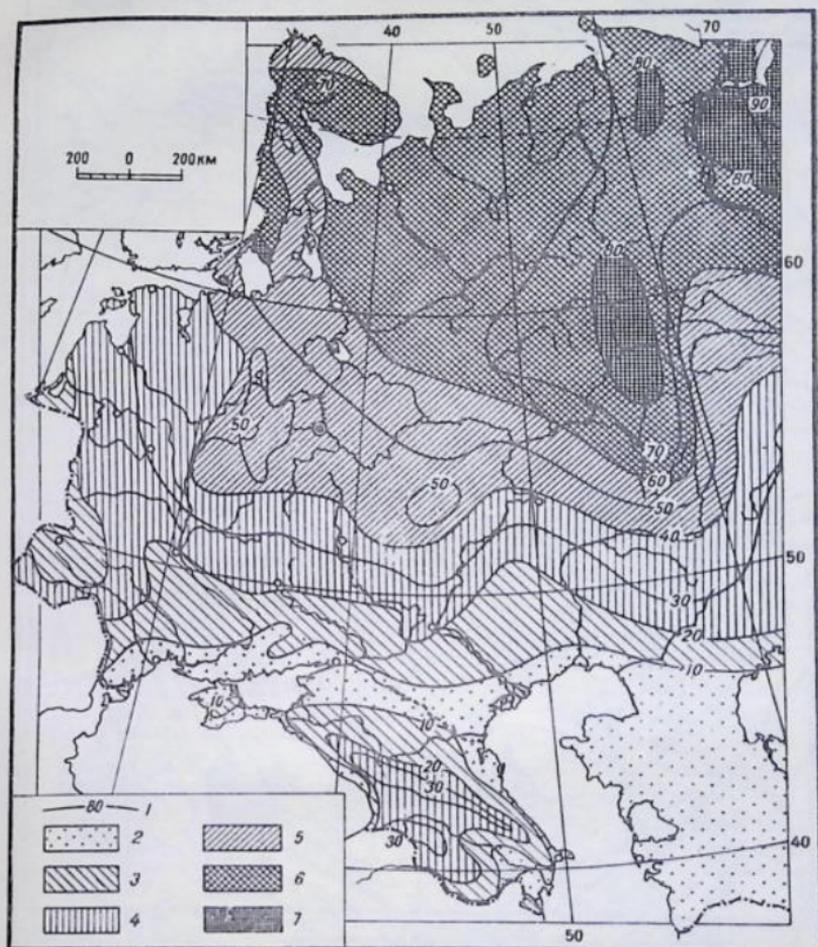


Рис. 149. Высота снежного покрова на Европейской части СССР (сантиметры).

1 — средняя многолетняя высота снежного покрова; 2 — ниже 10; 3 — от 10 до 20; 4 — от 20 до 40; 5 — от 40 до 60; 6 — от 60 до 80; 7 — от 80 до 100.

Крым, на Черноморском побережье Кавказа, в Талышской и Колхидской низменностях отсутствует. В Сибири, на крайнем севере, снежный покров держится около 260 дней.

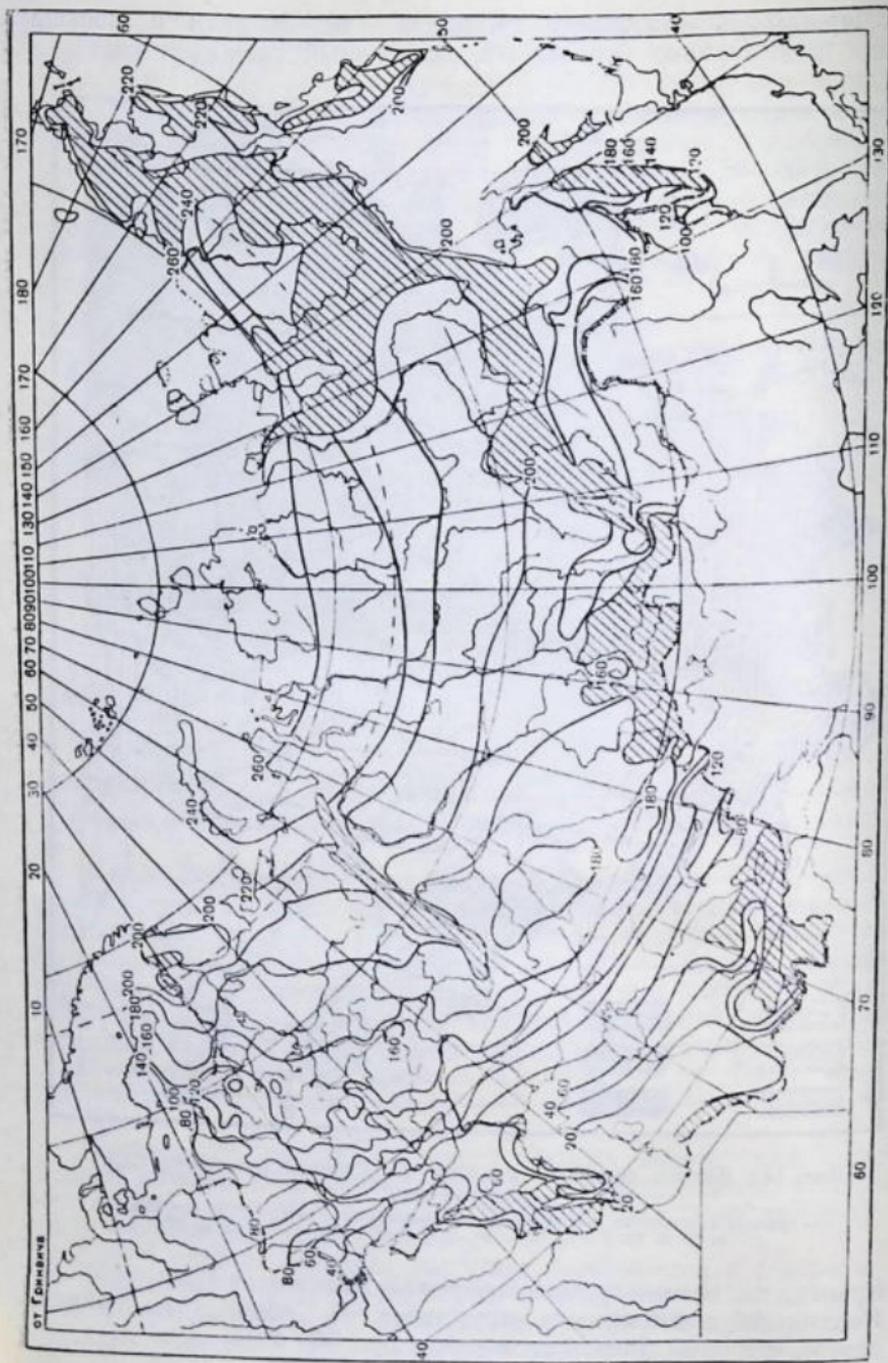


Рис. 150. Продолжительность снежного покрова (дни).

Продолжительность периода снеготаяния весной на севере Европейской части СССР составляет в среднем 18—20 дней, в средней полосе—12—18 дней, а в южной полосе—10—

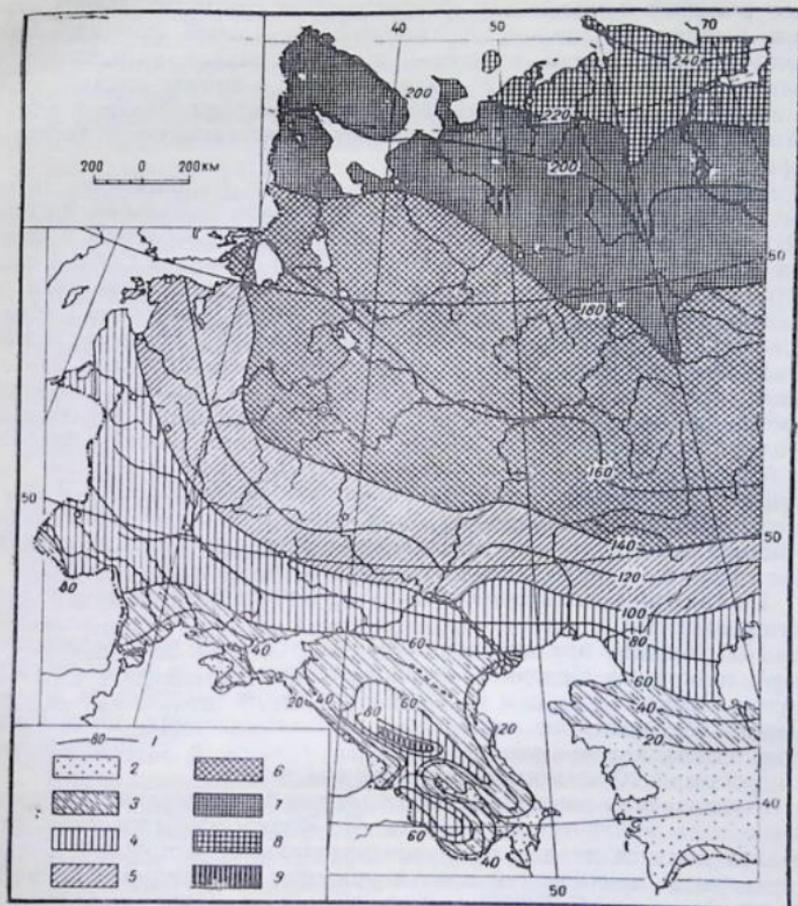


Рис. 151. Длительность снежного покрова на Европейской части СССР. 1 — число дней в году со снежным покровом; 2 — меньше 20; 3 — от 20 до 60; 4 — от 60 до 100; 5 — от 100 до 140; 6 — от 140 до 180; 7 — от 180 до 220; 8 — от 220 до 260; 9 — область вечных снегов.

12 дней. В зависимости от местных условий, а также от характера погоды за время снеготаяния эти периоды, однако, могут или удлиняться, или укорачиваться.

151. Климатические зоны на территории СССР. По условиям атмосферной циркуляции на территории СССР можно выделить

три климатические зоны: арктическую, средних широт и субтропическую. Арктическая зона является зоной формирования арктического воздуха, средних широт — зоной переноса воздушных масс с морей и океанов и формирования континентального воздуха умеренных широт, субтропическая — зоной формирования тропического воздуха в летнее время и теплой разновидности континентального воздуха средних широт в зимнее время.

Арктическая зона охватывает моря и острова Полярного бассейна, а также тундру, т. е. полосу, прилегающую к берегам морей этого бассейна.

Зона климата средних широт занимает Европейскую часть СССР, Западную Сибирь, Восточную Сибирь и Дальний Восток. В эту зону входят лесотундра, лесная область, лесостепь и степная полоса. В Европейской части СССР и Западной Сибири преобладающее значение имеет перенос воздуха с Атлантики и трансформация его в континентальный воздух. Восточная Сибирь является областью переноса и трансформации арктического воздуха. Эта область занимает территорию между Енисеем на западе и Становым и Колымским хребтами на востоке. Дальний Восток находится под воздействием Тихого океана. В эту область входят побережья Берингова и Охотского морей, бассейн р. Амура, Сахалин, Камчатка и Курильские острова.

Субтропическая зона располагается в Закавказье и в южных пустынных районах Средней Азии. Между субтропической зоной Средней Азии и зоной климатов средних широт имеется переходная область, охватывающая полупустыню.

Рассмотрим климатические зоны Советского Союза каждую в отдельности.

152. Климат арктической зоны. Арктическая зона охватывает моря и острова Северного полярного бассейна, а на континенте полосу, прилегающую к берегам морей этого бассейна, за исключением Мурманского побережья. Южная граница арктической зоны совпадает с южной границей тундры и приблизительно с изотермой 10° самого теплого месяца в году.

Арктическая зона является областью формирования в течение всего года арктического воздуха. По физическим свойствам этот воздух делится на два типа: континентальный и морской. Континентальный арктический воздух приходит на материк с ледяных полей Арктики. В Европу он проникает с севера и северо-востока, со стороны Баренцова и Карского морей, а в Азию — со стороны морей Лаптевых и Восточно-Сибирского.

Арктический континентальный воздух характерен низкой температурой в приземном слое и ростом ее до высоты 1,5—2 км. Морской арктический воздух приходит на материк из района Гренландии и Шпицбергена. Прежде чем достигнуть материка, он проходит путь над поверхностью Атлантического океана, свободной от льда. За время прохождения этого пути нижние слои арктического воздуха прогреваются и увлажняются.

В течение длинной полярной ночи радиация в Арктике поступает только из верхних слоев тропосферы при испускании тепла воздушными массами, приходящими из умеренных широт. Однако эта радиация совершенно недостаточна для покрытия большого расхода тепла, теряемого земной поверхностью излучением в течение длинной полярной ночи. Вследствие этого воздух в Арктике зимой сильно охлаждается.

В летнее время в Арктике имеет место длинный полярный день. Земная поверхность за это время получает большое количество радиации, главным образом рассеянной. Благодаря этому снег и лед в Арктике начинают таять. На процесс таяния затрачивается большое количество тепловой энергии, ввиду чего температура воздуха летом в Арктике все время близка к 0° . Так, по наблюдениям станции «Северный полюс», средняя температура за июль 1937 г. оказалась равной $0,1^{\circ}$, максимальная $2,2^{\circ}$, а минимальная была $-2,3^{\circ}$. Давление воздуха над Арктикой летом несколько понижается.

В летнее время во всей зоне на арктическом фронте развивается циклоническая деятельность. В зимнее время она протекает только в западной и восточной окраинах Советской Арктики.

Климатические условия Советской Арктики изменяются с запада на восток. Самой теплой частью ее является район Баренцева моря. В этом районе очень часто проходят циклоны, с которыми связан перенос теплого атлантического воздуха на восток и северо-восток — к Карскому морю. Наиболее частое прохождение циклонов бывает здесь зимой.

В марте — апреле циклоническая деятельность в Арктике ослабевает, область же высокого давления усиливается. В связи с этим в западном районе Арктики устанавливается холодная, солнечная погода. Наиболее холодным месяцем в году в этом районе является март. Летом в западном районе Советской Арктики вновь начинает развиваться циклоническая деятельность.

В западный район Советской Арктики входят: Земля Франца-Иосифа, Новая Земля и узкая прибрежная полоса тундры от полуострова Канин до полуострова Таймыр.

На Земле Франца-Иосифа, которая представляет архипелаг, в Бухте Тихой самым холодным месяцем является март, средняя температура которого $-22,5^{\circ}$. Следует, однако, указать, что здесь средние месячные температуры за период декабрь — март мало различаются между собой.

В зимние месяцы на Земле Франца-Иосифа часто бывают оттепели, во время которых иногда выпадает дождь. Такие потепления среди зимы вызываются вторжением морского воздуха со стороны Атлантического океана. Зимой часто дуют сильные ветры.

Самым теплым месяцем в году на Земле Франца-Иосифа является июль. Средняя температура его $1,3^{\circ}$. В отдельные дни

температура летом может доходить до 10° . Облачность велика, особенно в конце лета и осенью. Летом часто бывают туманы. Годовые количества осадков не достигают 150 мм, но эти величины малонадежны, так как осадки в Арктике сильно выдуваются из дождемера. Повидимому, их выпадает все же несколько больше.

С климатом Земли Франца-Иосифа сходен климат северной части Новой Земли. Здесь также самым холодным месяцем в году является март. Средняя температура его равна $-21,5^{\circ}$. Однако средние месячные температуры зимних месяцев мало отличаются друг от друга. Самым теплым месяцем будет август, средняя температура его 2° . В южной части Новой Земли климат теплее. В проливе Маточкин Шар средняя температура января $-20,5^{\circ}$, февраля и марта -19° , июля и августа $5,5^{\circ}$.

На континенте климатические условия западной части Советской Арктики более благоприятны, чем восточной. В низовьях р. Печоры (Нарьян-Мар) средняя температура января повышается до -18° , июля — до 12° , годовая сумма осадков достигает 360 мм.

По мере продвижения на восток климатические условия арктической зоны постепенно изменяются. Циклоническая деятельность ослабевает, особенно зимой, увеличивается частота и длительность вторжений арктического воздуха, возрастает мощность вечной мерзлоты. Последняя появляется на полуострове Канин. Мощность ее в районе Воркуты достигает 130 м, в районе Нордвика — 600 м.

Суровые климатические условия создаются в азиатской части Арктики — в полосе тундры от устья р. Енисея до р. Колымы, а также на островах Новосибирских, Врангеля и Северной Земле. В зимнее время здесь устанавливается высокое давление, в связи с чем зимы в азиатской части Арктики отличаются весьма холодной, ясной и тихой погодой. Средняя температура января в низовьях р. Лены достигает $-38, -40^{\circ}$, а в отдельные дни бывают морозы до -55° и ниже. Осадков зимой выпадает очень мало, толщина снежного покрова незначительна — около 30 см. Лето короткое и прохладное. Однако в низовьях р. Лены температура воздуха иногда поднимается до 25° и выше. Летом часто бывают туманы.

В летние месяцы в азиатской части Арктики развивается циклоническая деятельность на арктическом фронте, в связи с чем наблюдается частое выпадение осадков в виде дождя или снега.

Годовая сумма осадков составляет около 200 мм, а в дельте р. Лены она снижается до 100 мм.

Наиболее благоприятные климатические условия в азиатской части Арктики создаются в полосе тундры от устья р. Енисея до р. Колымы. В этой части тундры имеют место пониженная облачность и относительная влажность воздуха, что приводит

к увеличению притока солнечной радиации и к нарастанию тепла. Ввиду этого северная граница леса идет здесь дальше на север.

Климат Северной Земли, Новосибирских островов и острова Врангеля суровый. Северная Земля представляет архипелаг. Значительная площадь островов этого архипелага покрыта ледником. Здесь, так же как и в западной Арктике, самым холодным месяцем является март; средняя температура его около -28° . Самый теплый месяц июль; средняя температура его около $1-2^{\circ}$. Наименьшая облачность приходится на декабрь и март, наибольшая — на сентябрь. Преобладающими в среднем за год являются ветры юго-восточного направления.

На Новосибирских островах и острове Врангеля зима весьма холодная, с малооблачной погодой. Средняя температура самых холодных месяцев (января и февраля) около -30° . Лето пасмурное, сырое, холодное, с частыми туманами; временами выпадает снег. Средняя температура самых теплых месяцев (июля и августа) около $1-3^{\circ}$. Иногда на острова с юга проникает летом теплый континентальный воздух. В этих случаях температура может повышаться до 10° и выше.

За р. Колымой в арктической зоне начинает сказываться влияние Берингова и Чукотского морей. В летнее время с этих морей на континент часто вторгаются холодные массы воздуха. Эти вторжения создают летом в восточной части Советской Арктики облачную, холодную погоду. Максимальные температуры летом не поднимаются здесь выше 20° . В зимнее время Чукотское море и Чукотский полуостров попадают под влияние воздушных течений алеутского минимума. Со стороны Алеутских островов в этот район Арктики приходят влажные массы морского воздуха, вызывающие пасмурную погоду, благодаря которой в сильной степени уменьшается потеря тепла земной поверхностью через излучение. Зимы в восточном секторе Советской Арктики суровы, но они все же теплее, чем к западу от Колымы.

Острова Арктики в значительной части покрыты ледниками. Лучшие условия для развития растений в арктической зоне создаются только в тундре, расположенной в основном на континенте, вдоль берегов полярных морей. Вегетационный период в тундре короткий — около 2—3 месяцев. Начинается он поздно, так как до его наступления много тепла уходит на таяние снега, на оттаивание верхнего слоя почвы и на испарение излишков воды. В течение вегетационного периода растения получают мало тепла ввиду низкого положения солнца над горизонтом. Этот недостаток тепла усугубляется в тундре еще вечной мерзлотой, которая охлаждает верхний слой почвы, оттаивающий летом на небольшую глубину. Кроме того, он в теплое время года содержит много воды, так как лежащий ниже мерзлый грунт препятствует просачиванию ее в глубокие слои. При таких условиях питательные вещества, в первую очередь азот, поступают в растения с большим трудом, и ввиду этого они плохо растут.

Большой вред растениям в тундре причиняют сильные ветры. Они иссушают растения, понижают температуру листьев, вызывают механические повреждения. Особенно опасны эти ветры в самом начале вегетационного периода, когда пробуждающиеся надземные части растений начинают испарять влагу, а корни их находятся еще в мерзлой почве. Поэтому растения в тундре находят более благоприятные условия для своего роста и развития в защищенных от ветра местах: в долинах рек или на склонах.

Прямая солнечная радиация в тундре отстает на второй план благодаря значительной облачности. Большое значение в тундре приобретает рассеянная радиация. Следует также отметить, что в тундре ввиду большой прозрачности воздуха имеет место значительная ультрафиолетовая радиация; интенсивность ее в тундре даже больше, чем в средних широтах. Благодаря большой продолжительности дня растения тундры за вегетационный период получают достаточное количество света. Кроме того, коэффициент использования солнечной энергии на рассеянном свете гораздо больше, чем при прямом солнечном освещении. Все это дает растениям тундры возможность создавать значительную органическую массу в условиях длинного дня короткого и прохладного полярного лета.

В настоящее время на Крайнем Севере посевы занимают большую площадь. Так, заново создано земледелие в ряде северных районов Якутской АССР, Игарке, Таймырском и Ямало-Ненецком национальных округах и др. В этих районах выращивается картофель, капуста белокочанная и цветная, брюква, репа, морковь и другие овощные культуры. Скороспелые овощи успешно выращиваются даже на побережье Ледовитого океана (например, бухта Тикси).

Для леса в тундре создаются неблагоприятные условия вследствие недостатка тепла, избытка влаги, сильных ветров и высокой относительной влажности воздуха летом. Поэтому тундра безлесна. Растительность в тундре главным образом травянистая. Большое распространение в тундре имеют болота.

153. Европейская часть СССР. Климатические условия Европейской части СССР в сильной степени определяются воздействием со стороны Атлантического океана. В зимнее время на этой территории преобладают ветры южных и юго-западных направлений, с которыми связан приток теплого атлантического воздуха. Действие этих ветров сильнее всего сказывается в западных и северо-западных районах. Ввиду этого изотермы в зимнее время в Европейской части СССР идут с северо-северо-запада на юг-юго-восток (рис. 152).

С атлантическим воздухом, приходящим в Европейскую часть СССР, связаны и зимние осадки. Этот воздух приходит с Атлантики вместе с циклонами, идущими преимущественно с запада на восток. Поэтому в средней полосе, и отчасти в северной, осадков выпадает достаточное количество, особенно в запад-

ных районах. В южные и юго-восточные степные районы Европейской части СССР циклоны приходят реже. Эти районы зимой находятся в области более высокого давления. Преобладающими зимой в степной полосе являются ветры восточных и юго-восточ-

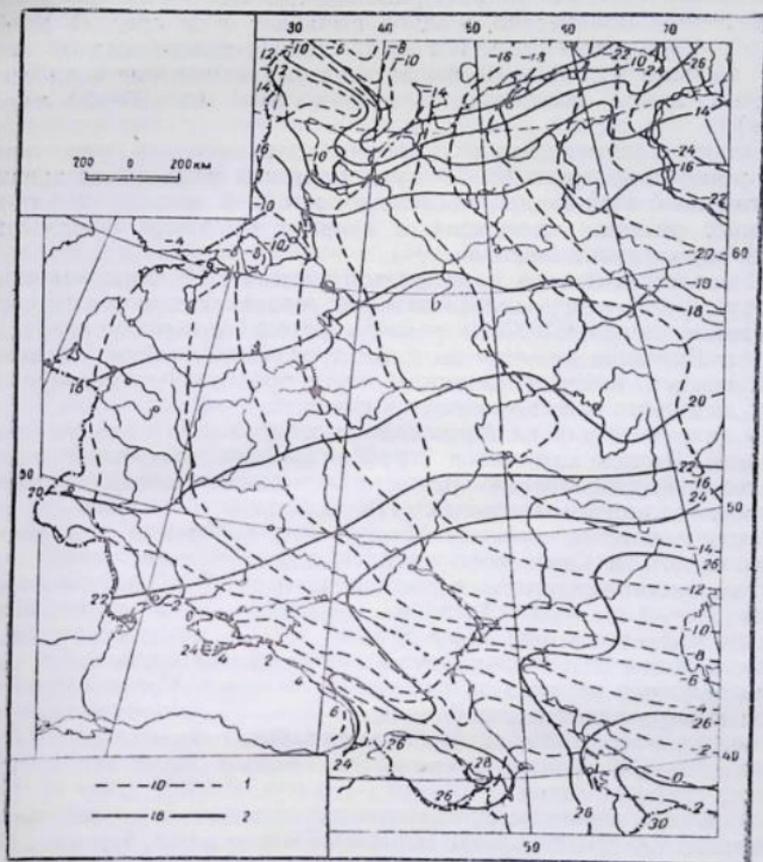


Рис. 152. Изотермы января (1) и июля (2) на Европейской части СССР.

ных направлений. Ввиду этого в степной полосе зимой меньше и облачность и количество осадков.

В летнее время в Европейской части СССР средние месячные температуры воздуха несколько повышаются по мере продвижения на восток. Июльские изотермы на этой территории идут с западо-юго-запада на восток-северо-восток. Это вызывается тем,

что летом в западных районах имеет место влияние атлантического, относительно холодного воздуха, в восточных — более теплого континентального.

Наибольшие количества осадков в летнее время наблюдаются в западных и юго-западных районах (до 80—90 мм за июль). Достаточное количество осадков выпадает и в средней полосе (до 60—70 мм за июль). В южной степной полосе осадков выпадает меньше (до 60—40 мм за июль). Наименьшие количества осадков летом выпадают на юго-востоке (до 20—30 мм за июль).

Такое распределение осадков вызывается тем, что летом в Европейской части СССР пути циклонов направлены преимущественно с юго-запада на северо-восток. В южных и юго-восточных районах, лежащих в стороне от этого направления, осадков выпадает меньше.

В северной полосе Европейской части СССР, захватывающей лесотундру и тайгу, климатические условия создаются под воздействием атлантического и континентального воздуха средних широт. Большое влияние на климат оказывает также и арктический воздух, который довольно часто проникает в северную полосу, особенно в ее восточную половину.

В зимнее время на Мурманском побережье и в районе Онежского и Ладожского озер преобладающей воздушной массой является атлантический воздух, в остальных районах северной полосы — континентальный. Преобладающее влияние теплого атлантического воздуха на Мурманском побережье и в районе Ладожского и Онежского озер приводит к тому, что в этих местах создаются умеренно холодные зимы. Температура января здесь от -8 до -10° . Толщина снежного покрова на юге Карелии достигает в конце зимы 50—60 см. В восточных же районах зоны, в Коми АССР, ввиду частых вхождений арктического континентального воздуха зимы весьма холодные. Средние температуры января здесь снижаются до -15 , -19° , а в отдельные дни на северо-востоке Коми АССР могут быть морозы до -50° и даже до -55° . Толщина снежного покрова достигает местами 80 см.

В летнее время различия между западными и восточными районами северной полосы выражены менее резко, так как летом вся эта полоса является областью прогревания приходящих на ее территорию воздушных масс, с последующей трансформацией их в континентальный воздух. Иногда летом в эту полосу проникает и тропический воздух, вызывающий здесь повышение температуры до 30° .

Самым теплым месяцем в году в северной полосе является июль, средняя температура которого изменяется от 10 — 12° в лесотундре, занимающей северную часть полосы, до 15 — 17° в южной части ее, в которой располагается тайга. Заморозки в северной полосе могут наблюдаться в течение всего лета. Годовая

сумма осадков колеблется от 400 мм в лесотундре Кольского полуострова до 550—600 мм в Карелии и до 500 мм в Коми АССР.

Несмотря на сравнительно невысокие годовые суммы осадков, в северной полосе Европейской части СССР все же создается переувлажнение почвы, так как количество солнечного тепла, поступающего здесь на поверхность земли, меньше, чем его необходимо для испарения осадков, выпадающих за год.

Климатические условия северной полосы позволяют заниматься земледелием на всей ее территории. В таежной зоне с успехом выращивают овощные, кормовые и зерновые культуры, а в южных районах возделывают и лен. Даже на Кольском полуострове в местах, где длина безморозного периода определяется в 75 дней и более, возможно выращивание скороспелых овощных и кормовых культур, а также и картофеля, а в местности, расположенной в нижнем течении р. Печоры, возможно выращивание в защищенных от ветра местах не только овощных и кормовых культур, но и скороспелых яровых зерновых.

Средняя полоса Европейской части СССР захватывает зону таежно-широколиственных лесов и лесостепь, т. е. переходную зону от лесной зоны к степной. В западных районах средней полосы зимой преобладает перенос атлантического воздуха, в восточных — континентального воздуха из юго-восточных районов Европейской части СССР. Летом средняя полоса является областью формирования континентального воздуха. Арктический воздух зимой появляется в этой полосе реже, чем в северной.

Климат средней полосы теплый. Осадков выпадает достаточное количество, особенно в западных районах, где часто проходят циклоны. Такие условия являются благоприятными для произрастания широколиственных древесных пород и кустарников: дуба, клена остролистного, ясеня, граба (на западе) и др. Эти породы входят в состав еловых и сосновых лесов в виде примеси, а иногда они образуют и чистые насаждения (дуб, граб, липа).

Климатические условия в средней полосе изменяются с запада на восток. В Прибалтийских республиках и Белорусской ССР благодаря частым вхождениям атлантического воздуха климат более мягкий, чем в восточных районах средней полосы. В западных районах средняя температура января колеблется от $-4,5$ до -8° , июля — от 17 до 19° . Годовая сумма осадков равна 550—600 мм, а в бассейне рр. Припяти и Березины она достигает даже до 650—700 мм.

В центральных районах средней полосы, захватывающей Калининскую, Московскую и северную часть Тульской области, климатические условия создаются под влиянием континентального воздуха умеренных широт, который является здесь преобладающей воздушной массой, особенно в теплое время года. Большую повторяемость имеет и морской воздух умеренных широт, особенно зимой. В зимнее время вторжения этого воздуха вызывают снегопады и повышения температуры, доходящие време-

нами до оттепелей. Часто бывают вторжения и арктического воздуха, вызывающие зимой сильные морозы, весной заморозки, летом прохладную погоду. При таких вторжениях зимой в некоторые годы могут наблюдаться понижения температуры до -40 , -45° и даже ниже. Средние январские температуры около -10 , -11° , июльские около $17-18^{\circ}$. Осадки распределяются неравномерно. На их распределение в сильной степени влияет рельеф. Наибольшее количество осадков выпадает в районах, занимаемых отрогами Валдайской возвышенности. Здесь годовая сумма осадков достигает 600 мм, а местами и выше. В остальных районах годовая сумма осадков $550-600$ мм, а в северной части Тульской области $500-550$ мм.

В восточных районах средней полосы лето хотя и остается таким же теплым, как и в западных, но зимы значительно холоднее. Средняя температура января снижается до -17 , -19° ; количество осадков уменьшается до $450-500$ мм за год. Таким образом, по сравнению с западными районами климат восточных районов характеризуется значительной континентальностью.

В средней полосе Европейской части СССР климатические условия благоприятны для выращивания ряда сельскохозяйственных культур. В Прибалтийских республиках они обеспечивают возделывание ряда зерновых и овощных культур, картофеля, льна-долгунца, а также трав, в Белорусской ССР — возделывание технических культур: сахарной свеклы, конопли и т. п.

В центральных и восточных районах полосы с успехом выращивают овощные, технические, зерновые и кормовые культуры, а также имеется возможность для дальнейшего развития плодово-ягодных культур.

Более теплыми районами средней полосы являются южные районы, занимаемые лесостепью. Северная граница лесостепи в СССР совпадает приблизительно с изотермой июля в $19-20^{\circ}$. Летние температуры во всех частях лесостепи изменяются мало. Средняя температура июля как в западных районах лесостепи, так и в восточных колеблется в пределах от 19 до 21° . Что же касается января, то средняя температура его изменяется в широких пределах — от -5 , -6° в Западной Украине до -14 , -16° в Заволжье.

Безморозный период в западных и центральных районах лесостепи определяется в 160 дней. В Заволжье он снижается до 130 дней. Годовая сумма осадков в западных районах лесостепи составляет $500-600$ мм, в Заволжье она сокращается до $350-500$ мм.

Характерные климатические условия в лесостепной зоне создаются в центрально-черноземной полосе Европейской части СССР — в Курской, Орловской и Воронежской областях. На климатический режим этих областей значительное влияние оказывает Средне-Русская возвышенность. На западных и юго-западных склонах ее по сравнению с восточными температура воз-

духа за теплое время года на 1° ниже. Весьма заметно и увеличение осадков на этих склонах.

За теплое время года здесь относительная влажность воздуха имеет два минимума, приходящихся на май и август, местами на июль, причем главный минимум наблюдается в мае. Часто бывают суховеи. В некоторые годы они губительно действуют на растения.

Отрицательное влияние на развитие растительности в центрально-черноземной полосе Европейской части СССР оказывают весенние заморозки при возвратах холодов после теплого периода. Они приносят большой вред растениям, в частности древесным и кустарниковым породам. Особенно чувствителен к заморозкам дуб, который является главной лесообразующей породой в лесостепи. Такие возвраты холодов наблюдаются здесь весной довольно часто. Температура воздуха может достигать в мае при возвратах холодов до -7 , -9° . Заморозки в некоторые годы могут наблюдаться и в первой декаде июня.

Климатические условия лесостепной зоны позволяют возделывать значительное разнообразие зерновых, овощных, технических, кормовых, бахчевых и плодово-ягодных культур. Однако в некоторые зимы посевы озимой пшеницы в лесостепной зоне страдают от вредных метеорологических условий (ледяной корки, вымерзания и др.), приводящих или к изреживанию, или даже к гибели озимых культур. В восточных районах зоны значительный вред овощным и бахчевым культурам причиняют поздние весенние и ранние осенние заморозки. В лесостепной зоне, особенно в восточной части ее, в некоторые годы урожай сельскохозяйственных культур сильно снижается под влиянием засух и суховеев.

Климатические условия южной степной полосы Европейской части СССР характеризуются умеренной континентальностью. В зимнее время в этой полосе формируется холодный континентальный воздух. Иногда зимой сюда приходит и арктический воздух. В летнее время происходит сильное прогревание континентального умеренного воздуха и трансформация его в тропический. В степной полосе часто наблюдаются засухи и суховеи.

Наиболее благоприятные условия создаются в западных районах степной полосы. Зимы здесь теплые, температура января около -3 , -6° . Средняя температура июля $21-23^{\circ}$. Безморозный период определяется в 180 дней. Годовая сумма осадков равна $400-450$ мм. По мере продвижения на восток климат становится более континентальным. В заволжских степях температура января понижается до -14 , -16° , годовая сумма осадков уменьшается до $300-350$ мм. Средняя температура июля остается почти без изменений. Безморозный период сокращается до $150-160$ дней.

Наиболее засушливые условия в степной полосе создаются в крайних южных районах, захватывающих южную сухую степь.

Последняя занимает северную часть Крыма и узкую полосу на северном побережье Черного моря и северо-западном берегу Азовского моря. Южные степи встречаются также по течению р. Дона, ниже устья рр. Хопра и Медведицы, а также в Поволжье (ниже Камышина) и в Заволжье. Южные сухие степи характеризуются более высокой температурой июля, низкой относительной влажностью и малым количеством осадков. Средняя температура июля в сухих степях 23—24°. Годовая сумма осадков 300—350 мм.

Весьма резко климатические условия степной полосы проявляются в восточной части ее — в районах, прилегающих к Цимлянскому водохранилищу. Климат здесь образуется под большим воздействием континентального воздуха, сильно охлажденного зимой и значительно прогретого в теплое время года. Большое прогревание этого воздуха до значительных высот в летние месяцы создает здесь благоприятные условия для трансформации его в воздух тропического типа. Поэтому климатические условия района Цимлянского водохранилища характеризуются большой континентальностью.

Средняя температура января в районе водохранилища —8, —10°, июля около 24°. В отдельные годы морозы зимой могут доходить до —35°, а максимальные температуры летом — до 40° и выше. Промерзание почвы в районе Цимлянского водохранилища определяется глубиной в среднем 40 см. Однако в некоторые годы с суровыми зимами глубина промерзания почвы может достигать 70—100 см.

Годовая сумма осадков около 350 мм. Наибольшие количества осадков приходятся на июнь и июль. Осадки характеризуются весьма большой изменчивостью. За отдельные месяцы летнего времени в некоторые годы может наблюдаться почти полное бездождье, в другие же годы месячные суммы осадков могут превышать нормальные количества их в 2—3 раза. Летние осадки выпадают главным образом в виде ливней.

Годовая величина испаряемости с водной поверхности в районе водохранилища определяется в 750—850 мм. Эта величина превышает более чем в 2 раза годовую величину осадков, выпадающих в этом районе. Испарение же с поверхности почвы здесь сильно понижено, так как в почве не имеется достаточного количества влаги. Годовая величина испарения с поверхности почвы определяется в районе водохранилища в 350—300 мм.

Ввиду большой засушливости климата, в районе Цимлянского водохранилища за вегетационный период создаются неблагоприятные условия водоснабжения растений.

Толщина снежного покрова достигает в среднем 20 см. Такая толщина в некоторые суровые зимы бывает недостаточной для защиты растений от морозов.

В теплое время года часто дуют суховеи. Общее количество дней с суховеями определяется в 50—55. С интенсивными сухо-

веями насчитывается 8—11 дней. Суховеями в районе водохранилища являются преимущественно ветры юго-восточного и восточного направлений.

Еще более засушливые условия создаются в Нижнем Поволжье, располагающемся на крайнем востоке степной зоны Европейской части СССР, в непосредственной близости к пустыням. Здесь имеет место жаркое, сухое лето и холодная, малоснежная зима с сильными буранами. Осадков выпадает мало. В северных частях Нижнего Поволжья годовая сумма их определяется в 350 мм. По мере продвижения на юг количество их уменьшается, и в низовьях Волги годовая сумма их снижается до 200 мм.

На западных склонах Приволжской возвышенности и Ергеней осадков выпадает больше, чем к востоку от них. Наибольшие количества осадков выпадают в летние месяцы, но они плохо смачивают почву, так как почти целиком испаряются. Испарение весьма велико, ввиду чего летом почва сильно высыхает, реки сильно мелеют, а некоторые из них пересыхают.

Климатические условия степной зоны дают возможность возделывать зерновые, масличные, прядильные, овощные, бахчевые и плодово-ягодные культуры. Однако в центральных районах степной зоны озимые культуры в малоснежные зимы страдают от сильных морозов. В восточных районах условия возделывания сельскохозяйственных растений еще менее благоприятны вследствие понижения зимних температур, уменьшения мощности снежного покрова и учащения засух и суховеев. В этих районах озимые культуры зимой часто страдают от морозов, а в теплое время года — от засух и суховеев. Однако и в этих районах возможно возделывание таких требовательных к теплу культур, как кукуруза, просо, бахчевые. Выращиваемая в условиях климата сухих степей озимая и яровая пшеница дает высококачественное зерно.

Особые климатические условия наблюдаются на Южном берегу Крыма. Они создаются под влиянием гор, защищающих этот берег от воздействия холодного континентального и арктического воздуха, а также под влиянием теплого, глубокого, незамерзающего моря, которое повышает зимние температуры и понижает летние, а также сокращает морозный период.

Черное море, имеющее в зимнее время более теплую поверхность, чем окружающая его суша, способствует усилению циклонической деятельности, развивающейся зимой на средиземноморском фронте.

В летнее же время относительно холодная поверхность моря способствует большему развитию отрога азорского антициклона, захватывающего в это время Западную Европу и Средиземное море. Черное море усиливает атмосферные процессы, развивающиеся в средиземноморской области, благодаря чему Южный берег Крыма попадает под их влияние. Ввиду

этого на Южном берегу Крыма создается особый тип климата, который можно отнести к субтропическому (средиземноморскому) типу.

Зима на Южном берегу Крыма очень мягкая. Средняя температура января в Ялте $3,7^{\circ}$, в Мисхоре $4,4^{\circ}$. Морозов ниже -15° в Ялте не наблюдается. Летом здесь преобладает сухая, солнечная погода. Суточные амплитуды температуры малы и в среднем не превышают 8° . Средняя температура июля и августа в Ялте около 24° , в Мисхоре около 25° . Осень в Ялте солнечная, сухая. Она заметно теплее весны. Распределение осадков на Южном берегу Крыма носит средиземноморский характер. Наибольшее количество их выпадает в холодное время года, когда над Черным морем часто проходят циклоны. Минимум осадков приходится на август. Годовая сумма осадков в Ялте около 600 мм.

В крымских горах зима холодная, лето прохладное. На Ай-Петри (высота 1180 м) средняя температура января понижена до $-4,2^{\circ}$, июля — до $15,7^{\circ}$; образуются часто туманы. Годовая сумма осадков на Ай-Петри около 1000 мм.

Растительность Южного берега Крыма представлена многими средиземноморскими растениями. Здесь произрастает кипарис, лавр, магнолия и др., из плодовых деревьев — оливковое дерево, миндаль, гранат, грецкий орех и др. Однако в некоторые зимы эти растения страдают от морозов. Если принять количество морозов, наблюдавшихся в 7 часов утра, за 100%, то, по данным П. А. Буцкогo, в Ялте количество морозов от 0 до -2° составляет 53%, от -2 до -5° — 34%, от -5 до -10° — 10% и от -10 до -15° — 3%. Таким образом, в подавляющем количестве случаев в Ялте наблюдаются морозы до -5° . Морозы до -15° наблюдались на Южном берегу Крыма только в редкие годы. Эти морозы приносят очень большой вред субтропическим культурам.

Климат Урала носит черты горного климата. Эта горная страна характерна незначительной шириной и низкогорностью. Ширина ее колеблется от 50 до 250 км, а средние высоты гор — от 365 до 465 м над уровнем моря. Только отдельные вершины достигают высоты 1500 м и более. Однако Урал имеет весьма большую меридиональную протяженность. Он тянется от берегов Ледовитого океана до Прикаспийской низменности.

Северная часть Урала занята тундрой, средняя — тайгой, южная — лесостепью и степью. Следует, однако, отметить, что большая расчлененность горного рельефа создает на Урале значительное разнообразие природных условий.

Уральские горы задерживают массы воздуха, приходящие с Атлантического океана. Эти массы осаждают влагу на западных склонах хребта. В Зауралье они приходят уже более или менее высушенными. Поэтому на западных склонах гор осадков выпадает больше, чем на восточных, особенно в холодное время

года. Больше на западных склонах Урала и толщина снежного покрова.

Климат Урала характеризуется большой континентальностью. Зима на Урале холодная и продолжительная, лето короткое, теплое. Особенно резко выражена континентальность климата в Зауралье. Здесь осадков за год выпадает примерно на 150 мм меньше, чем в Предуралье, годовые амплитуды температуры больше. Такая значительная континентальность климата вызывается, с одной стороны, тем, что Урал препятствует проникновению атлантического воздуха в Зауралье и, с другой стороны, тем, что в Зауралье часто дуют ветры северо-восточного направления, приносящие холодные и сухие массы воздуха.

Наиболее влажными районами Урала являются районы Кизела и Златоуста, в которых осадков выпадает в год до 600—700 мм. Наиболее же сухим районом Урала будет южный степной район, где осадков выпадает недостаточное количество — до 300—350 мм в год.

В горных котловинах Урала часто создаются инверсии температуры, т. е. явления повышения температуры с высотой. Особенно часто они образуются зимой в Южном Урале. В некоторые зимы здесь бывают морозы до -50° . На водоразделах же понижений температур зимой ниже -45° обычно не наблюдается.

Наиболее суровые климатические условия создаются в северной части Урала. Зима здесь длится 7—8 месяцев. Безморозный период короткий — около 50 дней. Годовая сумма осадков невелика. В горно-таежной части Урала климат менее суровый. Средняя температура июля здесь от 12 до 17° . Осадков выпадает достаточное количество. Безморозный период в зависимости от рельефа колеблется от 70 до 110 дней. Еще более благоприятный климат создается в южноуральской лесостепи. В этой части Урала средняя температура января около -16° , июля около $18-20^{\circ}$, безморозный период длится в зависимости от рельефа от 100 до 140 дней. Крайняя южная часть Урала характеризуется большой засушливостью. Зима здесь холодная, со средней температурой января около -15° , часто бывают метели. Лето жаркое, со средней температурой июля $20-22^{\circ}$. Годовая сумма осадков колеблется от 300 до 350 мм. Безморозный период в этой части Урала колеблется от 140 до 160 дней.

154. Западная Сибирь. Климат Западной Сибири создается под воздействием Атлантического океана и азиатского материка, причем влияние Атлантического океана возрастает по мере продвижения на север, почему и континентальность климата уменьшается в том же направлении.

Атлантический воздух зимой поступает в Западную Сибирь при вхождении циклонов арктического фронта, которые проникают сюда со стороны Баренцова моря. Наиболее часто перенос этого воздуха происходит не у поверхности земли, а в более

высоких слоях. Главные пути циклонов проходят по северным районам Западной Сибири, ввиду чего в этих районах создается большая облачность, сильные ветры и обильные снегопады, под влиянием которых образуется мощный снежный покров. В тылу проходящих циклонов распространяется холодный арктический воздух. Он легко проникает не только в южные районы Западной Сибири, но и в Казахстан, так как Западная Сибирь представляет обширную равнину, которая не имеет препятствий для его задержания.

Приходящий зимой в Западную Сибирь атлантический воздух охлаждается и переходит в континентальный воздух. Эта трансформация быстрее происходит в южных районах, наиболее удаленных от основных путей циклонов.

В летнее время арктический воздух, поступающий на территорию Западной Сибири, прогревается и трансформируется в континентальный воздух. Этот процесс формирования континентального воздуха является основным процессом в Западной Сибири в летнее время.

Наиболее холодным районом Западной Сибири является северный, захватывающий тундру и лесотундру. Климат тундры весьма суровый. Он относится к типу климата арктической зоны. Климатические условия лесотундры более благоприятны. Здесь наблюдается менее суровая зима и более теплое лето. Средняя температура января изменяется от -24 до -30° , июля — от $12,5$ до 16° . Годовая сумма осадков определяется в 300 мм. Толщина снежного покрова достигает $80-90$ см. Район характеризуется весьма неустойчивой погодой зимой, с сильными ветрами, большой облачностью и частыми осадками.

В центральных районах Западной Сибири, занимаемых тайгой, лето теплое, но более короткое, чем в области тайги Европейской части СССР. Средняя температура июля колеблется в этих районах в пределах от $15,5$ до 18° . Зимы здесь суровые. Средняя температура января изменяется от -18 до -27° . При вторжении арктического воздуха и выхолаживании его могут при ясной, тихой погоде наблюдаться морозы до -55° . Однако в зимнее время в Западную Сибирь иногда вторгается и атлантический воздух, вызывающий резкие потепления, доходящие до оттепелей. Циклоническая деятельность развивается зимой активно. Часто наблюдаются снегопады и метели. Толщина снежного покрова достигает $60-70$ см. Годовая сумма осадков около 450 мм.

Западносибирская тайга представляет темнохвойный лес, сложенный кедром, елью, пихтой. В составе древостоев в большинстве случаев преобладает кедр.

В таежной зоне Западной Сибири возможны в северных районах культуры овощных, картофеля и скороспелых сортов ячменя, овса и озимой ржи; в южных районах имеются условия для выращивания ранних сортов пшеницы.

Южные районы Западной Сибири, приблизительно до 50° с. ш.,

заняты лесостепью и степью. Преобладающей воздушной массой здесь является континентальный воздух умеренных широт. Летом он значительно прогревается и частично трансформируется в тропический.

Климатические условия лесостепной и степной зон Западной Сибири характеризуются большой континентальностью. Зимы здесь продолжительные, холодные, с сильными ветрами и метелями. Они примерно на 10° холоднее по сравнению с зимами на тех же широтах в Европейской части СССР. Морозы достигают -50° , а местами в некоторые годы даже -55° . Толщина снежного покрова около 30—40 см. Почва промерзает на большую глубину. Весна также холодная, сухая, с преобладанием ясной и ветреной погоды с частыми возвратами холодов. Под влиянием ветра весной в открытых местах идет интенсивное испарение с поверхности снежного покрова, что приводит в некоторые годы к раннему сходу его. Это вызывает иногда вымерзание зимующих культур. Почва при таких условиях получает весной мало воды. Прогревается она медленно, ввиду чего растения весной голодают из-за нехватки в почве усвояемых веществ, так как при пониженной температуре почвы жизнедеятельность микроорганизмов в ней проявляется в недостаточной степени. В конце весны и в начале лета часто бывают засухи и суховеи. Лето жаркое, но довольно короткое. Вегетационный период из-за поздних весенних и ранних осенних морозов короткий. Он определяется в 150—160 дней. Осень непродолжительная. В конце ноября устанавливается постоянный снежный покров.

Характерным элементом ландшафта лесостепи Западной Сибири являются березовые колки, т. е. небольшие березовые рощи, разбросанные в степи. Дуб и другие широколиственные породы, типичные для европейской лесостепи, здесь отсутствуют. На левобережье Оби, в Кулундинской степи, встречаются так называемые ленточные боры, вытянутые в виде узких полос вдоль рек. В пониженных местах имеется много замкнутых озер, пресных и соленых.

В лесостепной зоне средняя температура января колеблется от -18 до -20° , июля — от 19 до 20° . Безморозный период определяется в 120 дней. Годовая сумма осадков около 300—400 мм. В степной зоне зимы менее суровы. Средняя температура января изменяется от -15 до -18° . Но лето здесь теплое, с температурой июля 20 — 22° . Безморозный период определяется примерно в 140 дней. Годовая сумма осадков 300—350 мм. Ведущей культурой является яровая пшеница, но здесь имеются условия и для возделывания проса, подсолнечника и других сельскохозяйственных культур. Хлеба вызревают в степной части во второй половине лета, причем урожай яровой пшеницы превышает урожай зимой. Это объясняется тем, что озимая пшеница начинает свое развитие весной еще в то время, когда почва продолжает оставаться холодной, и благодаря этому озимая пшеница

нередко испытывает весной голодание, так как питательные вещества из холодной почвы поступают в растения с трудом. Развитие же яровой пшеницы, особенно позднеспелых сортов ее, происходит при более благоприятных условиях.

Большой помехой для выращивания озимой пшеницы в степной и лесостепной зонах Сибири, а также в районах Центрального и Северного Казахстана являются большие зимние и ранневесенние морозы при недостаточной толщине снежного покрова, которые в некоторые годы вызывают здесь гибель посевов.

На юго-востоке Западной Сибири степная полоса граничит с Алтайским горным районом. Климат Алтая резко континентальный и суровый. Зима очень холодная, продолжительная; лето теплое, короткое. Vegetационный период колеблется от 160 дней на невысоких горах до 60 дней в высокогорных районах. Температура распределяется очень пестро. Она зависит от высоты и формы рельефа. С увеличением высоты температура понижается. Так, средняя температура января на высоте 1410 м над уровнем моря (Марка-Куль) равна -26° , а на высоте 1700 м (Кош-Агач) $-30,5^{\circ}$. Средняя температура июля с высотой понижается от $18-20^{\circ}$ в степных равнинах до $13-14^{\circ}$ на значительных высотах.

В долинах вследствие застоя холодного воздуха летом ночью, а зимой и днем создаются сильные инверсии температуры. Ввиду этого зимние температуры в более высоких местах гораздо выше, чем в замкнутых долинах. Так, в Зырянском, расположенном в замкнутой долине на высоте 450 м, средняя температура февраля на 10° ниже, чем в Катон-Карагае, находящемся на высоте 1000 м в условиях хорошего стока воздуха.

На наветренных западных склонах Алтая осадков выпадает много — до 1000 мм, а местами до 1500 мм в год. Зимой на этих склонах устанавливается мощный снежный покров. Много осадков (до 900 мм в год) выпадает и в северо-восточной части Алтая.

В Центральном Алтае осадков выпадает меньше — до 500—600 мм в год. В подветренных восточной и южной частях Алтая осадков выпадает мало, толщина снежного покрова незначительна.

155. Восточная Сибирь. Восточная Сибирь занимает территорию между Енисеем на западе и Становым и Колымским хребтами на востоке. Северная окраина Восточной Сибири — тундра — относится к арктической зоне, остальная же часть — лесотундра и тайга — к области переноса арктического воздуха и трансформации его в континентальный умеренный воздух. В летнее время эта трансформация происходит на всей территории Восточной Сибири, а в зимнее время — только в южной половине ее, в области тайги. В северной же части — лесотундре — преобладающей воздушной массой зимой является арктический воздух.

Климат Восточной Сибири характеризуется весьма большой континентальностью. Лето здесь теплое, но короткое. Средняя температура июля в Восточной Сибири не превышает 18—20°. Однако в центральной Якутии летом, в отдельные дни, температура может доходить до 40°. Зима в Восточной Сибири весьма суровая, продолжительная и малоснежная, с преобладанием ясной, тихой погоды. Средние температуры января доходят до —40, —45°. Особенно низкие температуры зимой создаются в районе Верхоянско-Оймяконского полюса холода. Здесь средняя температура января понижена до —50,5°, а абсолютный минимум доходил почти до —68°. Эта самая низкая температура воздуха, когда-либо наблюдавшаяся у поверхности земли. Годовая амплитуда в Верхоянске доходит до 65,2°.

Осадков в Восточной Сибири выпадает недостаточное количество. Наибольшие годовые суммы осадков наблюдаются в западных районах — в бассейне р. Енисея, где они достигают 400 мм. В восточных районах осадков выпадает мало; в районе Верхоянска годовая сумма осадков определяется всего в 130 мм. Осадки в Восточной Сибири выпадают главным образом за теплое время года.

Огромное распространение в Восточной Сибири имеет вечная мерзлота, достигающая в районе Якутска мощности 210—220 м.

Суровый климат Восточной Сибири создается под влиянием физико-географических условий и особенностей атмосферной циркуляции над ней. Вследствие большой удаленности от Атлантического океана воздух с последнего почти не поступает на ее территорию. Также не приходит сюда и тихоокеанский воздух, так как горные хребты Становой, Джугджур и Колымский, протянувшиеся вдоль восточных окраин Сибири, препятствуют проникновению его вглубь материка.

В зимнее время почти на всем континенте Азии создается мощный антициклон, центр которого располагается в Монголии — к югу от озера Байкал. Отрог этого антициклона занимает всю Восточную Сибирь. Антициклон господствует в Сибири с октября по март. В этом антициклоне зимой формируется очень холодный континентальный воздух, который в нижнем слое бывает холоднее арктического воздуха.

Формирование континентального воздуха в Восточной Сибири происходит при ясной, тихой погоде, господствующей в зимнее время. Такая погода способствует значительной потере тепла земной поверхностью через излучение. Длительность и интенсивность этого излучения приводят к сильному охлаждению воздуха снизу и к образованию мощных инверсий температуры до высоты 1000 м и более. В данном случае инверсии возникают потому, что охлаждение и уплотнение нижних слоев воздуха вызывают оседание вышележащих слоев, что приводит к образованию нисходящего движения. При таком движении воздух адиабатически нагревается и становится более теплым, чем воздух, лежащий

ниже — у земной поверхности. Образованию и усилению инверсий в Восточной Сибири способствуют еще обширные котловины между горными хребтами.

В зимнее время в Восточной Сибири почти не наблюдается циклонов. Они бывают зимой только в западных приенисейских районах. В эти районы циклоны приходят из Западной Сибири. Ввиду этого зима в приенисейских районах характеризуется неустойчивой погодой. По мере продвижения на восток усиливается антициклонический режим погоды. Температура сильно падает, особенно значительно к востоку от р. Лены, облачность убывает, понижается количество осадков, уменьшается толщина снежного покрова.

В летнее время различия между западными и восточными районами сглаживаются. Этому способствует циклоническая деятельность, которая развивается в теплое время года не только в приенисейских районах, но и в восточных районах Якутии.

Менее суровый и континентальный климат создается в Прибайкалье и Забайкалье. Но и здесь имеют место большие суточные и годовые колебания температуры. Осадков выпадает недостаточное количество. Зима холодная, с ясной, сухой и тихой погодой, с весьма малым количеством осадков и незначительной толщиной снежного покрова. Средняя температура января в Иркутске -21° , в Улан-Удэ $-26,5^{\circ}$, в Нерчинске $-31,5^{\circ}$. Морозы могут достигать до -55° . Благодаря сильно расчлененному рельефу, зимой создаются значительные инверсии температуры. Весна в Прибайкалье и Забайкалье холодная и поздняя. Так как снежный покров из-за малой толщины сходит быстро, то нарастание температуры весной идет весьма интенсивно. Средняя температура июля достигает $17-20^{\circ}$. Вегетационный период длится около 150 дней, безморозный — около 100 дней. С середины августа уже начинаются заморозки. Годовая сумма осадков $200-300$ мм. Основная масса их выпадает летом.

Большое влияние на климат оказывает озеро Байкал. Это одно из величайших озер земного шара. Оно имеет наибольшую глубину в 1741 м и занимает площадь в 31 500 км². Накопляя много тепла летом, Байкал оказывает зимой большое согревающее действие на берега. Особенно значительно это проявляется в декабре, когда Байкал еще не покрыт льдом. Если в Иркутске, расположенном от Байкала на расстоянии 60 км, средняя температура декабря равна -18° , а минимальная температура может достигать до -44° , то на берегу озера они повышаются: средняя декабрьская до $-14, -12^{\circ}$, а минимальная до -34° . На острове же Ушканьем, расположенном среди озера, средняя температура декабря определяется всего в -9° . Зато в теплое время года воды Байкала медленно прогреваются, и вследствие этого летние температуры в прибрежной полосе оказываются пониженными. Если средняя температура июля в Иркутске равна 17° , то на Ушканьем острове она понижена до $12,5^{\circ}$. Благодаря Байкалу

в прибрежной полосе наблюдается поздняя весна и поздняя мягкая осень.

В условиях климата крайней северной полосы Восточной Сибири возможно возделывание скороспелых ранних овощей и кормовых культур на небольших, защищенных от ветра приречных участках. В северных районах тайги возможно овощеводство, выращивание ранних сортов картофеля и кормовых культур. В центральных районах тайги выращиваются не только овощные культуры, но и зерновые — рожь, яровая пшеница, ячмень, овес. а к югу от нижнего течения Верхней Тунгуски возможно возделывание не только зерновых и овощных культур, но и льна и конопля. Наиболее благоприятные условия создаются в районах, расположенных по течению рр. Селенги и Онона. В них возможно возделывание не только зерновых культур — пшеницы, ржи, овса и ячменя, но и южных культур — томатов, бахчевых и др.

156. Дальний Восток. Дальневосточная область захватывает бассейн р. Амура и полосу, протянувшуюся вдоль побережий Японского, Охотского и Берингова морей. В эту область входят также Камчатка, Сахалин и Курильские острова.

Климат Дальнего Востока носит муссонный характер. Он создается под влиянием азиатского континента и Тихого океана. Влияние континента проявляется главным образом зимой, когда сухой и сильно охлажденный на континенте воздух проникает на Дальний Восток в виде муссона, представляющего северо-западный и северный потоки континентального воздуха, оттекающего по восточной периферии сибирского антициклона. Ввиду этого на Дальнем Востоке наблюдаются холодные и малоснежные зимы с преобладанием ясной погоды. Зимние осадки здесь составляют всего 5—15% от годовых их сумм. Толщина снежного покрова очень мала.

В зимнее время холодные ветры, дующие с континента на побережье, в сильной степени снижают обогревающее действие Тихого океана.

Температура воздуха зимой на Тихоокеанском побережье гораздо ниже, чем в пунктах, находящихся на континенте в Европейской части СССР под той же широтой. Так, средняя температура января во Владивостоке, лежащего на широте Сочи, на 1° ниже, чем в Москве.

Весна на Дальнем Востоке, особенно в южной половине его, имеет засушливый характер. Эта засушливость вызывается не только малым количеством выпадающих весной осадков, но и значительной толщиной снежного покрова, дающего при таянии небольшое количество воды. Кроме того, много влаги весной теряется путем испарения с поверхности снега. Почва, таким образом, получает очень мало воды. Ввиду этого на большей части территории Дальнего Востока весенних разливов рек обычно не бывает.

Влияние Тихого океана на климат Дальнего Востока проявляется главным образом в теплое время года, особенно летом, когда на Дальнем Востоке преобладает летний муссон. Последний характеризуется ветрами южных и юго-восточных направлений, т. е. ветрами, дующими с моря. С этими ветрами переносятся на материк морской воздух умеренных широт. В южную часть Приморской области может проникать морской тропический воздух. Этот перенос морского воздуха на материк связан в летнее время с циклонами, развивающимися на западной ветви тихоокеанского фронта, проходящей через Японское море.

Летние муссонные дожди вызывают на Дальнем Востоке разливы рек, переходящие в некоторые годы в сильные наводнения.

Ветры, дующие в теплое время с моря, понижают температуру воздуха на Дальнем Востоке. Благодаря развитию циклонической деятельности и связанного с ней притока морского воздуха лето на Дальнем Востоке облачное, влажное. На побережье часто наблюдаются туманы.

Влияние Тихого океана на климат Дальнего Востока распространяется только на прибрежную полосу и не идет далеко вглубь континента. Это вызывается тем, что хребты Джугджур, Колымский и др. являются препятствием для проникновения летнего муссона вглубь материка в западном направлении.

Муссонный характер климата Дальнего Востока сильнее всего проявляется в бассейне р. Амура, на побережье Охотского моря, в южной половине Сахалина, на Камчатке и на Курильских островах.

Наиболее благоприятные климатические условия на Дальнем Востоке создаются в районе озера Ханка и Владивостока. Сюда имеет свободный доступ теплый южный муссон; с востока же этот район защищен хребтом Сихотэ-Алинь. Ввиду этого зима здесь по сравнению с другими районами Дальнего Востока относительно мягкая, а лето более теплое.

Климат в среднем течении р. Амура более континентальный, чем в Приморье. В Благовещенске средняя температура января -24° , июля 21° . В Хабаровске зима теплее, но лето прохладнее. Здесь уже в заметной степени сказывается влияние океана. Средняя температура января в Хабаровске -23° , июля 20° . Климат Владивостока носит уже черты значительного влияния океана. Средняя температура января здесь $-13,5^{\circ}$, июля $20,5^{\circ}$. Годовая сумма осадков в бассейне среднего Амура определяется в 520—560 мм. На восточных склонах Сихотэ-Алинь годовая сумма осадков повышается до 700 мм, а местами и более.

В зимнее время в районе Охотского моря развивается циклоническая деятельность на арктическом фронте, благодаря которой в низовьях р. Амура и на юго-западном побережье Охотского моря увеличивается количество осадков. Возрастает и толщина снежного покрова.

Зимы в низовьях р. Амура и на побережье Охотского моря

менее суровы по сравнению с зимами Восточной Сибири. Средняя температура января здесь около -20 , -22° , абсолютные же минимумы температуры не ниже -40° . Однако по мере удаления вглубь материка температура быстро понижается.

В летнее время над холодным Охотским морем возникает область повышенного давления. Из этой области на побережье приходит холодный морской воздух, ввиду чего лето на побережье Охотского моря и в низовьях р. Амура прохладное. Средние температуры июля колеблются здесь от 12 до 14° , а максимум температуры не поднимается выше 25° . Осадков на западных берегах Охотского моря выпадает за год от 300 до 500 мм, а в районе Удской губы — даже до 600 — 650 мм.

В крайней северной части Приморской области — в северной половине Камчатки и в Анадырском районе — климат весьма суровый. Эти районы зимой занимают преимущественно арктическим воздухом, приходящим со стороны Чукотского и Берингова морей. Он теплее континентального воздуха Якутии, но зимой здесь наблюдаются сильные ветры, которые усиливают суровость климата. В удаленных от моря районах средняя температура января достигает -32° , а абсолютные минимумы доходят до -50 , -55° . Однако температура зимних месяцев быстро возрастает по мере приближения к морю. На побережье средняя температура января достигает -18 , -20° .

Лето на северном побережье Охотского моря и по течению р. Анадырь короткое и прохладное. Средняя температура июля изменяется от 15° во внутренних районах бассейна р. Анадырь до 8° на побережье Берингова моря. Годовая сумма осадков 250 — 300 мм. В юго-восточной части Анадырского полуострова и в северной части Камчатки годовая сумма осадков возрастает до 400 мм.

В муссонную область Дальнего Востока входят еще Сахалин, южная половина Камчатки и Курильские острова.

Сахалин с севера и востока омывается холодным Охотским морем, а с юго-запада — более теплым Японским морем. Вдоль восточного и западного побережий острова проходят горные хребты, между которыми располагается впадина. Зимой на Сахалине преобладают ветры северо-западного направления, приносящие холодные массы континентального воздуха из северо-восточной части Сибири. Ввиду этого зима на Сахалине суровая. Особенно холодные зимы наблюдаются в северо-восточной части острова. Здесь средняя температура января около -20 , -22° , а морозы в отдельные дни могут доходить до -50° . В юго-западной части острова, омываемой Японским морем, зимы гораздо теплее. Здесь средняя температура января -12° .

Летом на Сахалине дуют ветры с холодного Охотского моря, на котором возникает область повышенного давления. Поэтому лето на Сахалине вообще прохладное. Особенно холодное лето

наблюдается в северо-восточной части острова. Здесь летом дуют сильные ветры и часто образуются туманы. Средняя температура самого теплого месяца около $12-14^{\circ}$. В юго-западной части острова лето более теплое. Средняя температура самого теплого месяца доходит до $15-17^{\circ}$. Осадков за год в северной части выпадает около 500 мм, на западном побережье — 600—800 мм. Наибольшие количества осадков выпадают в летние и осенние месяцы.

Внутри острова климат более континентальный. Во внутренних районах Сахалина зимы холоднее, чем на берегах, а лето теплее. Большое распространение на острове имеет вечная мерзлота.

Климат Камчатки также носит муссонный характер. Особенно резко это проявляется в южной половине полуострова. Однако зимой муссон на Камчатке сильно ослаблен воздушными течениями западной части алеутского минимума. Зимой на Камчатке преобладают северо-западные и северные ветры, летом — восточные, юго-восточные и южные. Климат внутри полуострова имеет континентальный характер.

Западное побережье полуострова, омываемое холодным Охотским морем, имеет более суровый климат, чем восточное. Средняя температура января в северной части полуострова — $18, -20^{\circ}$. К югу она повышается и в районе Петропавловска доходит до -10° . Самым теплым месяцем в году внутри полуострова будет июль, со средней температурой около 14° ; на побережье самым теплым месяцем является август, с температурой в районе Петропавловска в $12,5^{\circ}$. Летом на берегах часто бывают туманы. Осадков за год выпадает в северо-западной половине полуострова до 600 мм, в юго-восточной — 600—800 мм. Зимой на Камчатке часто проходят циклоны, сопровождаемые сильными снегопадами. Толщина снежного покрова доходит здесь в конце зимы до 110—130 см.

Климат Курильских островов, особенно северных, суровый. Весна здесь холодная, с частыми и сильными ветрами. Лето непродолжительное, прохладное, пасмурное, дождливое, с частыми туманами. Самый теплый месяц здесь август. Зима холодная, продолжительная, с частыми снегопадами и сильными метелями. Самый холодный месяц на Курильских островах февраль. Лучшее время года здесь осень. Годовая сумма осадков около 750—1000 мм. Наибольшее количество осадков приходится на август—сентябрь.

Влияние климата Дальнего Востока на рост и развитие сельскохозяйственных растений в отдельных частях его будет неодинаковым.

Климатические условия северной части Камчатки позволяют возделывать на участках в долинах рек, как наиболее защищенных от ветра, только ранние овощи и кормовые растения. В южной части Камчатки климатические условия более благоприятны,

особенно в долине р. Камчатки и ее притоков. Они позволяют здесь возделывать овощные, кормовые и зерновые культуры (рожь, овес, ячмень и даже пшеницу). На побережье Охотского моря распространена вечная мерзлота. Но все же здесь в открытом грунте возделывают скороспелые овощные культуры. В районах, расположенных в нижнем течении р. Амура, климатические условия позволяют возделывать северные зерновые культуры и даже пшеницу. В южной части Дальнего Востока, в районах, прилегающих к р. Уссури, возделывают пшеницу, рожь, ячмень, подсолнечник, рис, сою, сахарную свеклу и т. д. На Сахалине климатические условия в северной части его позволяют возделывать картофель, овощи и зерновые, а в южной части — сахарную свеклу, рис, пшеницу, ячмень, бобы.

157. Средняя Азия. Средняя Азия в холодное время находится под влиянием континентального воздуха умеренных широт. В это же время в Средней Азии бывает развита и циклоническая деятельность на западноазиатской ветви фронта умеренных широт. Наибольшей интенсивности циклоническая деятельность достигает в марте — апреле. Иногда в Среднюю Азию вторгается холодный арктический воздух. Эти вторжения совершаются свободно, так как в северной части Средней Азии не имеется препятствий в виде гор, которые могли бы задерживать холодные массы воздуха. При таких вторжениях температура в южных районах Средней Азии в некоторые зимы может снижаться до -30 , -35° .

В теплое время года Средняя Азия является очагом формирования континентального тропического воздуха. Этот воздух сильно прогреет и высушен. Формированию его способствует ясная, сухая, безоблачная погода, устанавливающаяся в теплое время в Средней Азии. При такой погоде поверхность почвы получает много тепла. Так как в Средней Азии потеря тепла на испарение очень мала вследствие сухости почвы, то поверхность почвы сильно нагревается, и она отдает много тепла воздуху. Сильному нагреванию воздуха способствуют еще и пески, занимающие в Средней Азии огромные площади. С этих площадей в воздух поступает очень много пыли. Общая поверхность пылинки, попавших в воздух, очень велика, поэтому пыль поглощает большое количество лучистой энергии. Превращая эту энергию в тепловую, пылинки затем передают тепло воздуху. Так как масса каждой пылинки ничтожна, то передача тепла ими идет весьма быстро, и воздух благодаря этому значительно нагревается.

В северной части Средней Азии располагается полупустыня. Она захватывает также и крайний юго-восток Европейской части СССР, примыкающий к северным берегам Каспийского моря. Климат полупустыни является переходным от степного климата к климату пустыни, располагающейся в южной части Средней Азии.

Зона полупустыни Средней Азии характеризуется за период май — сентябрь высокими температурами, низкой относительной влажностью и малым количеством осадков. Лето в полупустыне очень жаркое. Средняя температура июля равна 24—25,5°. Но зимы здесь холодные — средняя температура января в низовьях р. Волги определяется в —7, —10°, в полупустыне же Казахстана она снижается до —12, —15°. Зимой преобладают ветры восточных направлений. Они приносят холодные массы воздуха из Восточной Азии. Абсолютные минимумы здесь достигают —30, —35°, а в северных районах Казахстана — даже —40°. Весна очень короткая. После зимних холодов быстро наступает жаркое лето. Безморозный период определяется в 160—180 дней.

Климатические условия пустынной зоны Средней Азии, занимающей южную часть ее, характеризуются крайней засушливостью. Лето здесь жаркое, безоблачное, бездождное. Средняя температура июля держится около 26—30°, а в отдельные дни на юге Туркмении она может доходить в тени до 45° и даже до 50°. Суточные амплитуды в Средней Азии велики. Ночью в теплое время года благодаря сухости воздуха температура может значительно понижаться. Относительная влажность воздуха летом низка. В отдельные дни она может падать до 5%. В верхнем течении р. Аму-Дарьи часто возникает сильный и весьма пыльный ветер юго-западного направления, носящий местное название афганца.

Безморозный период в северных районах пустынной зоны определяется в 180 дней. В крайних южных районах он возрастает до 250 дней.

В зимнее время в пустынной зоне Средней Азии преобладает континентальный умеренный воздух, оттекающий от периферии сибирского антициклона, располагающегося к северо-востоку от Средней Азии. Воздух этот сильно охлажден. Поэтому зимы в пустынной зоне Средней Азии холодные. Средняя температура января в районе Аральского моря и озера Балхаш около —8, —10°. По мере продвижения на юг средние температуры января повышаются и в районе Ташкента достигают —1,3°, а на южной окраине 2—3°.

Осадков в Средней Азии выпадает мало. Особенно бедны осадками летние месяцы. Наибольшие количества осадков выпадают в весенние месяцы — в марте и апреле, когда в Средней Азии бывает развита циклоническая деятельность. Эти осадки вместе с талой водой увлажняют почву и создают условия для развития весной эфемеровой растительности, исчезающей при наступлении жаркого и сухого лета. Однако и летом в пустынях местами имеются условия для развития растительности. Они создаются там, где есть влага, образованная за счет конденсации водяного пара в почве благодаря большим суточным колебаниям температуры. Годовая сумма осадков около 150—250 мм, а местами около 100 мм и даже ниже (Турткуль — 80 мм). Снежный покров в северных районах пустыни — в районе Аральского моря

и озера Балхаш — держится около 2 месяцев, в южных — около 3—5 недель.

В горах Средней Азии, расположенных в юго-восточной части ее, лето прохладное, зима холодная, годовая сумма осадков увеличивается до 1000—1500 мм. В предгорьях часто образуются фены. Но на высокогорных плато климат носит пустынный характер. Осадков выпадает мало, суточные и годовые амплитуды колебаний температуры велики. В восточной части Памира осадков за год выпадает около 60 мм, причем наибольшее количество их наблюдается не весной, как в пустыне, а летом. В зимнее время на Памире могут быть морозы до -47° . Большое распространение имеет вечная мерзлота. Безморозный период продолжается всего 55—60 дней. Однако в горных долинах климат жаркий. Так, в Гиссарской долине, расположенной к югу от Гиссарского хребта и лежащей на высоте 800—900 м, средняя температура января $-0,5^{\circ}$, июля 29° . Осадков выпадает в год до 500 мм. Климатические условия позволяют выращивать здесь однолетние субтропические культуры. В Вахшской долине, расположенной на высоте 400 м над уровнем моря, климат еще жарче. Средняя температура января здесь 3° , июля 31° , осадков выпадает за год 200—250 мм (Джиликуль). В Вахшской долине на поливных землях растет высококачественный хлопчатник, выращиваются многолетние субтропические культуры — цитрусовые, гранат, инжир, сахарный тростник и др.

По условиям климата устойчивое земледелие в Средней Азии возможно только на поливных землях в долинах рек. На орошенных площадях растения в Средней Азии дают высокие урожаи, так как здесь за вегетационный период они получают большое количество света и тепла. На поливных землях в Средней Азии выращивают высокого качества хлопчатник, зерновые, плодово-овощные, бахчевые и другие культуры. Следует отметить, что здесь, даже при условии поливного земледелия, в районах с более теплыми зимами хлеба и особенно пшеница, как правило, высеваются осенью, как озимые, с тем, чтобы созревание их наступало до установления жаркой погоды. Если же посев яровых культур в Средней Азии происходит весной, то, даже при условии орошения, урожай получается пониженным, так как налив и созревание зерна в этом случае у них происходит в более жаркий период, чем при осеннем озимом посеве.

158. Климаты Кавказа. Важнейшим климатическим фактором на Кавказе являются горы. Особенно большое влияние на климат оказывают хребты Большого Кавказа. Они в сильной степени видоизменяют циркуляцию воздуха в нижнем слое тропосферы и защищают Закавказье от вторжения холодных воздушных масс, приходящих с севера. Последние могут только в редких случаях проникать в Закавказье с запада, со стороны Черного моря, и с востока, со стороны Каспийского моря. Хребты Большого Кавказа являются границей, разделяющей Кавказ на

области с различными климатическими условиями. Благодаря этим хребтам климаты Закавказья значительно отличаются от климатов Северного Кавказа.

Климат Северного Кавказа характеризуется значительной континентальностью. Зима здесь холодная, лето жаркое, сухое. Зимой преобладающей воздушной массой является континентальный восточноевропейский воздух. Наблюдаются также и вхождения атлантического и арктического воздуха. При вторжении последнего могут быть понижения температуры до -30° и ниже. В холодное время года часто образуются туманы, изморозь и гололед. Особенно значительные гололедные образования наблюдаются в районе Минеральных Вод. Явления тумана, изморози и гололеда на Северном Кавказе объясняются натеканием воздуха на северные склоны гор, с последующим охлаждением его, приводящим к конденсации водяного пара. Средняя температура января в центральной части предгорной зоны около $-5,5$, $-4,5^{\circ}$. Абсолютные минимумы могут достигать -32° (Ессентуки) и даже -35 , -36° (Дзауджикау, Нальчик). Восточная часть предгорной зоны Кавказа (Дагестан) также характеризуется холодной зимой, с температурой января от $-3,5$, до 0° и с абсолютными минимумами до -26° (Махач-Кала).

В западных районах предгорной зоны средняя температура января около -1° .

Циклоническая деятельность на Северном Кавказе в холодное время года малоактивна. Ввиду этого осадков зимой выпадает недостаточное количество. Толщина снежного покрова незначительна.

Лето на Северном Кавказе жаркое, особенно в восточной части — в Дагестане. Средняя температура июля здесь около $20-25^{\circ}$. Осадки распределяются весьма неравномерно. Количество их возрастает с высотой. Следует отметить, что летние дожди в горных районах характеризуются большой интенсивностью. В Дагестане осадков летом выпадает недостаточное количество. Причиной является частое проникновение сухого воздуха из прикаспийских пустынь и полупустынь. Общая годовая сумма осадков в Дагестане $350-550$ мм. В центральной и западной части годовая сумма осадков определяется в $600-875$ мм.

Особые климатические условия создаются на Черноморском побережье Кавказа от Новороссийска до Туапсе. Климат этого побережья имеет сходство с климатом Южного берега Крыма и является как бы продолжением его, поэтому данный район также можно отнести к средиземноморскому району. Зима здесь очень мягкая с температурой января $2-4^{\circ}$. Однако морозы в Новороссийске в некоторые зимы могут достигать -25° . Лето теплое и сухое. Средняя температура июля $23-24^{\circ}$. Осадков за год выпадает до 700 мм. Наибольшие количества их приходится на зимние месяцы, наименьшие — на теплое время года.

Такие климатические условия в районе Новороссийска —

Туапсе создаются благодаря теплomu, глубокому, незамерзающему Черному морю и горам, которые препятствуют вторжению на побережье холодного воздуха с северо-востока. Горы пропускают холодные массы воздуха только в том случае, если мощность их превышает высоту горного хребта. Это бывает во время боры, которая часто возникает в районе Новороссийска. Бора — холодный ветер северо-восточного направления, достигающий иногда силы бури.

Циклоническая деятельность в районе Новороссийска — Туапсе бывает значительно развита только в холодное время года, поэтому зима в данном районе является наиболее влажным временем года. Кроме того, приходящий на побережье с юго-западными ветрами морской воздух испытывает поднятие на склонах гор, обращенных к морю, что также способствует усилению осадков в данном районе. В летнее время давление воздуха над Черным морем повышается и циклоническая деятельность ослабевает. Ввиду этого количество летних осадков здесь сокращается. Уменьшению их способствует еще и то, что сюда летом часто приходит сухой континентальный воздух из юго-восточных районов Европейской части СССР.

В высокогорной зоне Кавказа температура воздуха понижается. Лето делается более прохладным, зима — более холодной. Так, в Дзауджикау (высота 691 м над уровнем моря) средняя температура января $-4,6^{\circ}$, июля $20,3^{\circ}$, в Гудаури (2210 м) средняя температура января снижается до $-6,6^{\circ}$, июля до $13,7^{\circ}$, а в Крестовой (2390 м) средняя температура января падает до $-11,4^{\circ}$, июля до $11,1^{\circ}$. Относительная влажность в горах изменяется мало, но годовой ход ее обратен ходу в низинах. В Гудаури максимум относительной влажности падает на лето, в Тбилиси (404 м) — на зиму. Облачность в горах имеет другой ход, чем в пониженных местах. В Тбилиси наибольшая облачность наблюдается зимой, в Гудаури — весной. Наибольшее количество ясных дней в Тбилиси бывает летом, в Гудаури — зимой.

Количество осадков на Кавказе с высотой увеличивается, как это видно из следующих данных:

Пункты	Высота (м)	Осадки (мм)
Дзауджикау	691	867
Коби	1 996	1 192
Крестовая	2 390	1 695
Гудаури	2 210	1 477
Тбилиси	404	525

Годовой ход осадков в горах более равномерный, чем в низинах.

Климат западного Закавказья от Туапсе до Батуми, включая Колхидскую низменность, относится к типу влажного субтропического климата. К этому же типу можно отнести и климат Талышской низменности, расположенной в восточном Закавказье, в районе Ленкорани, в виде узкой полосы на побережье Каспийского моря. Климат характеризуется теплой зимой, жарким летом, высокой влажностью воздуха и большим количеством осадков.

Климатические условия в Закавказье создаются под сильным влиянием Кавказского хребта. Последний располагается так, что он защищает Закавказье от воздействий холодных масс воздуха. Эти массы могут проникать в Закавказье только со стороны Черного и Каспийского морей — с северо-запада и юго-востока.

Западное Закавказье имеет открытый доступ для теплых, влажных масс воздуха, притекающих с запада — со стороны Черного моря. Благодаря этому на склонах гор, обращенных к морю, осуществляется динамический подъем влажных масс воздуха, что приводит к образованию и выпадению больших количеств осадков на этих склонах. Зима в западном Закавказье очень теплая. Средняя температура января в Туапсе 4°, в Поти 5°, в Сочи 5,5°, в Батуми 6°, в Гаграх 7°. Морозы бывают ежегодно, но они незначительны. Однако при вторжении холодных масс воздуха температура и здесь может значительно понижаться. Наблюдались случаи понижения температуры до —15,5° в Сочи, до —12° в Сухими, до —11,5° в Поти. Такие морозы приносят огромный вред субтропическим растениям, произрастающим в Закавказье.

Самым теплым месяцем в году на Черноморском побережье Закавказья является август. Средняя температура его в Сочи 23°, в Гаграх 24°. В отдельные дни температура может достигать до 35—40°. Годовые амплитуды температуры невелики. Местами они доходят до 17—20°.

Ветры летом чаще дуют с моря, зимой — с суши. Ввиду этого летом относительная влажность воздуха в западном Закавказье больше, чем зимой. Очень часто возникают фены. Они образуются в том случае, если над Каспийским морем создается повышенное давление, а над Черным морем — пониженное. При таких условиях воздушные массы перемещаются в пространстве между Большим и Малым Кавказом и, переваливая через Сурамский и Имеретинский хребты, образуют фены, которые затем распространяются по всему западному Закавказью. Наибольшее число дней с феном приходится на зимние и весенние месяцы. Особенно часто образуются фены в районе Кутаиси.

Осадков в западном Закавказье выпадает свыше 1000 мм в год. В районе Батуми годовая сумма осадков доходит до 2500 мм. Распределяются осадки в течение года довольно равномерно, но все же в холодное время года, когда на Черном море развивается циклоническая деятельность, осадков выпадает

больше, чем в другие сезоны. Устойчивый снежный покров на Черноморском побережье Кавказа и в Колхидской низменности отсутствует.

Растительность влажного субтропического климата западного Закавказья представлена широколиственными лесами с большой примесью вечнозеленых пород. Благоприятные климатические условия позволяют разводить здесь виноград, инжир, айву, чай (в районе Батуми), мандарины, лимоны, апельсины, высокоценные технические, масличные, прядильные культуры и др.

С климатом западного Закавказья сходен климат Талышской низменности. Лето здесь также жаркое. Средняя температура июля около 26° . Но зимы холоднее, чем на Черноморском побережье. Средняя температура января в Талышской низменности около $3-4^{\circ}$. Зимой иногда бывают морозы, достигающие до $-12, -15^{\circ}$. Устойчивый снежный покров отсутствует. Осадков за год выпадает около 1200—1300 мм. Распределяются они в течение года иначе, чем в Колхидской низменности. Наибольшее количество осадков в Талышской низменности выпадает осенью, летом же создается сухой период.

Растительность Талышской низменности имеет большое сходство с растительностью Колхиды, но вечнозеленых растений в Талыше меньше, чем в Колхиде. Климатические условия позволяют здесь разводить субтропические культуры — чай, цитрусовые, хлопчатник, табак, овощные и др. Урожай овощных можно снимать в Талыше 2 раза в год.

В среднем течении р. Куры наблюдается жаркое лето, со средней температурой июля около 25° . Зима здесь теплая, средняя температура января около 0° . Годовая сумма осадков составляет около 400 мм. Далее на юго-восток, в низовьях рр. Арагвы и Куры, а также на Апшеронском полуострове, климат весьма сухой. Эти районы в восточном Закавказье являются как бы продолжением Закаспийских пустынь. Но зимы здесь теплые. Средняя температура января $2-4^{\circ}$. Устойчивого снежного покрова зимой не бывает. Лето жаркое, сухое, с температурой самого теплого месяца выше 25° . Осадков за год выпадает меньше 300 мм. На орошаемых землях здесь возделывают хлопчатник, выращивают виноград, технические, плодовые и другие культуры.

Районы субтропического климата Закавказья располагаются у северной границы субтропической зоны. Ввиду этого здесь часто зимой бывают морозы, вредящие субтропическим растениям. В наиболее теплых местах субтропических районов Закавказья могут наблюдаться в суровые зимы морозы до -12° . Эти морозы весьма вредно отражаются на субтропических культурах, в частности на цитрусовых. Поэтому для защиты цитрусовых от морозов в субтропических районах Закавказья проводятся мероприятия для борьбы с ними путем открытого обогрева

при помощи особых грелок, путем укрытия citrusовых на весь холодный период и т. д.

Особые климатические условия создаются в Армении. Последняя располагается на обширном плато, защищенном с запада и востока горами. Высота этого плато 1500—2500 м над уровнем моря. Зимы здесь холодные. Средняя температура января колеблется от -8 до -15° . Лето прохладное. В летние месяцы могут возникать заморозки. Средняя температура июля $15-19^{\circ}$. Годовая амплитуда температуры значительна. Количество осадков за год колеблется от 700—500 мм в северных районах до 300—500 мм в южных. В Ереване, расположенном в южной части плато в котловине, климат сухой, с жарким летом и прохладной зимой. Средняя температура июля в Ереване 25° , января -4° . Годовая сумма осадков около 325 мм. Наибольшее количество осадков выпадает весной.

Климатические условия позволяют разводить на Армянском плато плодовые, овощные и зерновые культуры, сахарную свеклу, табак. Особенно благоприятный климат имеется в Араратской котловине. Здесь возделывают хлопчатник, рис, виноград, инжир, гранат, миндаль и др.

ЛИТЕРАТУРА

- Аверкиев М. С. Метеорология. 1951.
Алисов Б. П., Дроздов О. А., Рубинштейн Е. С. Курс климатологии, ч. I и II. 1952.
Алисов Б. П., Берлин И. А., Михель В. М. Курс климатологии, ч. III. 1954.
Берг Л. С. Основы климатологии. 1938.
Берлянд М. Е. и Красиков П. Н. Борьба с заморозками и их предсказание. 1953.
Борисов А. А. Климаты СССР. 1948.
Венцкевич Г. З. Сельскохозяйственная метеорология. 1952.
Высоцкий Г. Н. Учение о влиянии леса на изменение среды его произрастания и на окружающее пространство. 1950.
Гольцов М. М., Максимов С. А., Ярошевский В. А. Практическая агрометеорология. 1952.
Кедроливанский В. Н. и Стернзат М. С. Метеорологические приборы. 1953.
Кондратьев К. Я. Лучистая энергия солнца. 1954.
Куниц А. В. Синоптическая метеорология. 1947.
Курс метеорологии. Под редакцией П. Н. Тверского. 1951.
Международный атлас облаков. 1940.
Погосян Х. П. Циркуляция атмосферы. 1952.
Психрометрические таблицы.
Рихтер Г. Д. Снежный покров, его формирование и свойства. 1945.
Роде А. А. Почвенная влага. 1952.
Руденко А. И. Определение фаз развития сельскохозяйственных растений. 1950.
Сапожникова С. А. Микроклимат и местный климат. 1950.
Хргиан А. Х. Физика атмосферы. 1953.
Шиголов А. А. и Шиманюк А. П. Сезонное развитие природы. 1949.
Шишкин Н. С. Облака, осадки и грозовое электричество. 1954.
Шульгин А. М. Почвенный климат и снегозадержание. 1954.

ПРИЛОЖЕНИЕ

Определение абсолютной и относительной

Сухой термометр	Разность между сухим									
	0°		1°		2°		3°		4°	
	мм	%	мм	%	мм	%	мм	%	мм	%
-5°	3,2	100	2,4	77	1,7	54	1,0	32	—	—
-4	3,4	100	2,7	78	1,9	57	1,2	36	—	—
-3	3,7	100	2,9	79	2,2	59	1,4	39	—	—
-2	4,0	100	3,2	80	2,4	61	1,7	42	0,9	24
-1	4,3	100	3,5	81	2,7	63	1,9	45	1,2	27
0	4,6	100	3,8	82	3,0	65	2,2	48	1,4	31
1	4,9	100	4,1	83	3,3	66	2,5	50	1,7	34
2	5,3	100	4,4	84	3,6	68	2,8	52	2,0	37
3	5,7	100	4,8	84	3,9	69	3,1	54	2,3	40
4	6,1	100	5,2	85	4,3	70	3,4	56	2,6	42
5	6,5	100	5,6	86	4,7	72	3,8	58	2,9	45
6	7,0	100	6,0	86	5,1	73	4,2	60	3,3	47
7	7,5	100	6,5	87	5,5	74	4,6	61	3,7	49
8	8,0	100	7,0	87	6,0	75	5,0	63	4,1	51
9	8,6	100	7,5	88	6,5	76	5,5	64	4,5	53
10	9,2	100	8,1	88	7,0	76	6,0	65	5,0	54
11	9,8	100	8,7	88	7,6	77	6,5	66	5,5	56
12	10,5	100	9,3	89	8,2	78	7,1	68	6,0	57
13	11,2	100	10,0	89	8,6	79	7,7	69	6,6	59
14	12,0	100	10,7	90	9,5	79	8,3	70	7,2	60
15	12,8	100	11,5	90	10,2	80	9,0	71	7,8	61
16	13,6	100	12,3	90	11,0	81	9,7	71	8,5	63
17	14,5	100	13,1	90	11,8	81	10,5	72	9,2	64
18	15,5	100	14,0	91	12,6	82	11,3	73	10,0	65
19	16,5	100	15,0	91	13,5	82	12,1	74	10,8	66
20	17,5	100	16,0	91	14,5	83	13,0	74	11,6	66
21	18,7	100	17,0	91	15,5	83	14,0	75	12,5	67
22	19,8	100	18,2	92	16,5	83	15,0	76	13,5	68
23	21,1	100	19,3	92	17,6	84	16,0	76	14,5	69
24	22,4	100	20,6	92	18,8	84	17,2	77	15,5	69
25	23,8	100	21,9	92	20,1	84	18,3	77	16,7	70
26	25,2	100	23,3	92	21,4	85	19,6	78	17,8	71
27	26,7	100	24,7	92	22,8	85	20,9	78	19,1	71
28	28,4	100	26,2	93	24,2	85	22,3	78	20,4	72
29	30,1	100	27,9	93	25,8	86	23,7	79	21,8	72
30	31,8	100	29,6	93	27,4	86	25,2	79	23,2	73

влажности воздуха, наблюдаемой аспирационным психрометром

и смоченным термометрами

5°		6°		7°		8°		9°		10°	
ММ	°/о										
—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
1,2	22	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
1,5	26	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
1,8	29	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
2,1	32	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
2,4	35	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
2,8	37	1,6	23	—	—	—	—	—	—	—	—
3,2	40	1,9	26	1,1	14	—	—	—	—	—	—
3,6	42	2,3	29	1,4	18	—	—	—	—	—	—
4,0	44	2,7	31	1,8	21	—	—	—	—	—	—
4,5	46	3,1	34	2,2	24	1,3	14	—	—	—	—
5,0	48	3,5	36	2,6	26	1,7	17	0,8	8	—	—
5,5	49	4,0	38	3,0	29	2,1	20	1,2	11	—	—
6,1	51	4,5	40	3,5	31	2,5	23	1,6	14	—	—
6,7	52	5,0	42	4,0	33	3,0	25	2,0	17	1,5	12
7,3	54	5,6	44	4,5	36	3,5	27	2,5	20	2,0	15
8,0	55	6,2	46	5,1	37	4,0	30	3,0	22	2,5	17
8,7	56	6,8	47	5,7	39	4,6	32	3,5	24	3,0	20
9,5	58	7,5	49	6,3	41	5,2	34	4,1	27	3,6	22
10,3	59	8,2	50	7,0	43	5,8	36	4,7	29	4,2	24
11,1	60	8,8	51	7,7	44	6,5	37	5,3	30	4,8	26
12,0	61	9,0	51	7,7	44	6,5	37	5,3	30	4,8	26
13,0	61	9,8	52	8,5	46	7,2	39	6,0	32	5,5	28
14,0	62	10,6	54	9,3	47	8,0	40	6,7	34	6,2	30
15,0	63	11,5	55	10,1	48	8,8	42	7,5	36	7,0	31
16,1	64	12,5	56	11,0	49	9,6	43	8,3	37	7,8	33
17,3	65	13,5	57	12,0	50	10,5	44	9,1	38	8,6	34
18,6	65	14,5	58	13,0	51	11,5	46	10,0	40	9,5	36
19,9	66	15,7	59	14,0	52	12,5	47	11,0	41	10,5	37
21,3	67	16,8	59	15,2	53	13,5	48	12,0	42	11,5	38
		18,1	60	16,3	54	14,7	49	13,0	43	12,5	38
		19,4	61	17,6	55	15,8	50	14,1	44		39

Максимальная упругость водяного пара при температуре выше 0°
(миллиметры)

Температура	0	1	2	3	4	5	6	7	8	9
0	4,58	4,61	4,65	4,68	4,72	4,75	4,78	4,82	4,86	4,89
1	4,93	4,96	5,00	5,03	5,07	5,11	5,14	5,18	5,22	5,26
2	5,29	5,33	5,37	5,41	5,45	5,49	5,52	5,56	5,60	5,64
3	5,68	5,72	5,77	5,81	5,85	5,89	5,93	5,97	6,02	6,06
4	6,10	6,14	6,19	6,23	6,27	6,32	6,36	6,41	6,45	6,50
5	6,54	6,59	6,64	6,68	6,73	6,78	6,82	6,87	6,92	6,96
6	7,01	7,06	7,11	7,16	7,21	7,26	7,31	7,36	7,41	7,46
7	7,51	7,56	7,62	7,67	7,72	7,78	7,83	7,88	7,94	7,99
8	8,04	8,10	8,16	8,21	8,27	8,32	8,38	8,44	8,49	8,55
9	8,61	8,67	8,73	8,79	8,84	8,90	8,96	9,02	9,09	9,15
10	9,21	9,27	9,33	9,40	9,46	9,52	9,58	9,65	9,71	9,78
11	9,84	9,91	9,98	10,04	10,11	10,18	10,24	10,31	10,38	10,45
12	10,52	10,59	10,66	10,73	10,80	10,87	10,94	11,01	11,08	11,16
13	11,23	11,30	11,38	11,45	11,53	11,60	11,68	11,76	11,83	11,91
14	11,99	12,06	12,14	12,22	12,30	12,38	12,46	12,54	12,62	12,71
15	12,79	12,87	12,95	13,04	13,12	13,20	13,29	13,38	13,46	13,55
16	13,63	13,72	13,81	13,90	13,99	14,08	14,17	14,26	14,35	14,44
17	14,53	14,62	14,72	14,81	14,90	15,00	15,09	15,19	15,28	15,38
18	15,48	15,58	15,67	15,77	15,87	15,97	16,07	16,17	16,27	16,37
19	16,48	16,58	16,68	16,79	16,89	17,00	17,10	17,21	17,32	17,43
20	17,54	17,64	17,75	17,86	17,97	18,08	18,20	18,31	18,42	18,54
21	18,65	18,76	18,88	19,00	19,11	19,23	19,35	19,47	19,59	19,71
22	19,83	19,95	20,07	20,19	20,32	20,44	20,56	20,69	20,82	20,94
23	21,07	21,20	21,32	21,45	21,58	21,71	21,84	21,98	22,11	22,24
24	22,38	22,51	22,65	22,78	22,92	23,06	23,20	23,34	23,48	23,62
25	23,76	23,90	24,04	24,18	24,33	24,47	24,62	24,76	24,91	25,06
26	25,21	25,36	25,51	25,66	25,81	25,96	26,12	26,27	26,43	26,58
27	26,74	26,90	27,06	27,21	27,37	27,54	27,70	27,86	28,02	28,18
28	28,35	28,51	28,68	28,85	29,02	29,18	29,35	29,52	29,70	29,87
29	30,04	30,22	30,39	30,57	30,74	30,92	31,10	31,28	31,46	31,64
30	31,82	32,01	32,19	32,38	32,56	32,75	32,93	33,12	33,31	33,50

Таблица 3
 Максимальная упругость водяного пара над льдом при температуре ниже 0° (миллиметры)

Температура	0	1	2	3	4	5	6	7	8	9
-25	0,47	0,47	0,46	0,46	0,45	0,45	0,44	0,44	0,44	0,43
-24	0,52	0,52	0,51	0,50	0,50	0,50	0,49	0,48	0,48	0,48
-23	0,58	0,57	0,56	0,56	0,55	0,55	0,54	0,54	0,53	0,53
-22	0,64	0,63	0,62	0,62	0,61	0,61	0,60	0,59	0,59	0,58
-21	0,70	0,69	0,69	0,68	0,67	0,67	0,66	0,65	0,65	0,64
-20	0,77	0,76	0,76	0,75	0,74	0,74	0,73	0,72	0,72	0,71
-19	0,85	0,84	0,83	0,83	0,82	0,81	0,80	0,80	0,79	0,78
-18	0,94	0,93	0,92	0,91	0,90	0,89	0,88	0,88	0,87	0,86
-17	1,03	1,02	1,01	1,00	0,99	0,98	0,97	0,96	0,95	0,94
-16	1,13	1,12	1,11	1,10	1,09	1,08	1,07	1,06	1,05	1,04
-15	1,24	1,23	1,22	1,20	1,19	1,18	1,17	1,16	1,15	1,14
-14	1,36	1,34	1,33	1,32	1,31	1,30	1,28	1,27	1,26	1,25
-13	1,49	1,47	1,46	1,45	1,43	1,42	1,41	1,39	1,38	
-12	1,63	1,61	1,60	1,58	1,57	1,56	1,54	1,53	1,51	
-11	1,78	1,76	1,75	1,73	1,72	1,70	1,69	1,67	1,66	
-10	1,95	1,93	1,91	1,89	1,88	1,86	1,84	1,83	1,81	
-9	2,12	2,11	2,09	2,07	2,05	2,03	2,02	2,00	1,98	1,96
-8	2,32	2,30	2,28	2,26	2,24	2,22	2,20	2,18	2,16	2,14
-7	2,53	2,51	2,49	2,47	2,45	2,42	2,40	2,38	2,36	2,34
-6	2,76	2,74	2,71	2,69	2,67	2,64	2,62	2,60	2,58	2,55
-5	3,01	2,98	2,96	2,93	2,91	2,88	2,86	2,83	2,81	2,78
-4	3,28	3,25	3,22	3,19	3,17	3,14	3,11	3,09	3,06	3,03
-3	3,57	3,54	3,51	3,48	3,45	3,42	3,39	3,36	3,33	3,30
-2	3,88	3,85	3,82	3,78	3,75	3,72	3,69	3,66	3,63	3,60
-1	4,22	4,18	4,15	4,11	4,08	4,04	4,01	3,98	3,94	3,91
0	4,58	4,54	4,50	4,47	4,43	4,40	4,36	4,32	4,29	4,25

Таблица 4

Максимальная упругость водяного пара при температурах ниже 0° над переохлажденной водой, но в отсутствие льда той же температуры (миллиметры)

Температура	0	1	2	3	4	5	6	7	8	9
-25	0,60	0,60	0,59	0,58	0,58	0,58	0,57	0,56	0,56	0,56
-24	0,66	0,65	0,65	0,64	0,64	0,63	0,62	0,62	0,61	0,61
-23	0,72	0,71	0,71	0,70	0,70	0,69	0,68	0,68	0,67	0,67
-22	0,79	0,78	0,78	0,77	0,76	0,76	0,75	0,74	0,73	0,73
-21	0,86	0,85	0,85	0,84	0,83	0,83	0,82	0,81	0,81	0,80
-20	0,94	0,93	0,93	0,92	0,91	0,90	0,89	0,88	0,88	0,87
-19	1,02	1,01	1,00	1,00	0,99	0,98	0,97	0,96	0,96	0,95
-18	1,11	1,10	1,09	1,08	1,07	1,06	1,06	1,05	1,04	1,03
-17	1,21	1,20	1,19	1,18	1,17	1,16	1,15	1,14	1,13	1,12
-16	1,32	1,31	1,30	1,29	1,28	1,26	1,25	1,24	1,23	1,22
-15	1,43	1,42	1,41	1,39	1,38	1,37	1,36	1,35	1,34	1,33
-14	1,55	1,54	1,52	1,51	1,50	1,49	1,48	1,46	1,45	1,44
-13	1,68	1,67	1,66	1,64	1,63	1,62	1,60	1,59	1,58	1,56
-12	1,83	1,81	1,80	1,78	1,77	1,75	1,74	1,73	1,71	1,70
-11	1,98	1,96	1,95	1,93	1,92	1,90	1,89	1,87	1,86	1,84
-10	2,14	2,13	2,11	2,09	2,08	2,06	2,04	2,03	2,01	2,00
-9	2,32	2,30	2,28	2,27	2,25	2,23	2,21	2,20	2,18	2,16
-8	2,51	2,49	2,47	2,45	2,43	2,41	2,39	2,38	2,36	2,34
-7	2,71	2,69	2,67	2,65	2,63	2,61	2,59	2,57	2,55	2,53
-6	2,93	2,91	2,88	2,86	2,84	2,82	2,80	2,78	2,75	2,73
-5	3,16	3,13	3,11	3,09	3,06	3,04	3,02	2,99	2,97	2,95
-4	3,40	3,38	3,35	3,33	3,30	3,28	3,25	3,23	3,21	3,18
-3	3,67	3,64	3,62	3,59	3,56	3,53	3,51	3,48	3,46	3,43
-2	3,95	3,92	3,89	3,86	3,84	3,81	3,78	3,75	3,72	3,70
-1	4,26	4,22	4,19	4,16	4,13	4,10	4,07	4,04	4,01	3,98
0	4,58	4,55	4,51	4,48	4,45	4,41	4,38	4,35	4,32	4,29

Максимальная упругость водяного пара при температуре выше 0°
(ммлибары)

Температура	0	1	2	3	4	5	6	7	8	9
0	6,11	6,15	6,20	6,24	6,29	6,33	6,38	6,42	6,47	6,52
1	6,56	6,61	6,66	6,71	6,76	6,80	6,86	6,90	6,95	7,00
2	7,05	7,10	7,16	7,21	7,26	7,31	7,36	7,42	7,47	7,52
3	7,58	7,63	7,68	7,74	7,79	7,85	7,90	7,96	8,02	8,07
4	8,13	8,19	8,24	8,30	8,36	8,42	8,48	8,54	8,60	8,66
5	8,72	8,78	8,84	8,91	8,97	9,03	9,09	9,16	9,22	9,28
6	9,35	9,41	9,48	9,54	9,61	9,68	9,74	9,81	9,88	9,95
7	10,02	10,08	10,15	10,22	10,29	10,36	10,44	10,51	10,58	10,65
8	10,72	10,80	10,87	10,95	11,02	11,10	11,17	11,25	11,32	11,40
9	11,48	11,56	11,63	11,71	11,79	11,87	11,95	12,03	12,11	12,20
10	12,28	12,36	12,44	12,53	12,61	12,70	12,78	12,87	12,95	13,04
11	13,13	13,21	13,30	13,39	13,48	13,57	13,66	13,75	13,84	13,93
12	14,03	14,12	14,21	14,31	14,40	14,50	14,59	14,69	14,78	14,88
13	14,98	15,08	15,18	15,28	15,38	15,48	15,58	15,68	15,78	15,89
14	15,99	16,09	16,20	16,30	16,41	16,51	16,62	16,73	16,84	
15	17,06	17,17	17,28	17,39	17,50	17,61	17,73	17,84	17,96	
16	18,19	18,30	18,42	18,54	18,66	18,78	18,90	19,02	19,14	
17	19,38	19,51	19,63	19,76	19,88	20,01	20,13	20,26	20,39	
18	20,65	20,78	20,91	21,04	21,17	21,30	21,44	21,58	21,71	
19	21,98	22,12	22,26	22,40	22,54	22,68	22,82	22,96	23,10	23,24
20	23,39	23,54	23,68	23,83	23,98	24,13	24,28	24,43	24,58	24,73
21	24,88	25,04	25,19	25,35	25,50	25,66	25,82	25,98	26,13	26,29
22	26,46	26,62	26,78	26,94	27,11	27,27	27,44	27,61	27,77	27,94
23	28,11	28,28	28,46	28,63	28,80	28,98	29,15	29,33	29,50	29,68
24	29,86	30,04	30,22	30,40	30,59	30,77	30,96	31,14	31,33	31,51
25	31,70	31,89	32,08	32,27	32,47	32,66	32,86	33,05	33,25	33,44
26	33,64	33,84	34,04	34,24	34,45	34,65	34,86	35,06	35,27	35,48
27	35,68	35,90	36,11	36,32	36,53	36,75	36,96	37,18	37,40	37,62
28	37,84	38,06	38,28	38,50	38,73	38,95	39,18	39,41	39,64	39,87
29	40,10	40,33	40,56	40,80	41,03	41,27	41,51	41,75	41,99	42,23
30	42,48	42,72	42,97	43,21	43,46	43,71	43,96	44,21	44,46	44,72

Максимальная упругость водяного пара при температуре ниже 0°
над льдом (миллибары)

Температура	0	1	2	3	4	5	6	7	8	9
-25	0,64	0,63	0,63	0,62	0,62	0,61	0,60	0,60	0,59	0,59
-24	0,71	0,70	0,69	0,69	0,68	0,67	0,67	0,66	0,65	0,65
-23	0,78	0,77	0,77	0,76	0,75	0,74	0,74	0,73	0,72	0,71
-22	0,86	0,85	0,85	0,84	0,83	0,82	0,81	0,80	0,80	0,79
-21	0,95	0,94	0,93	0,92	0,91	0,90	0,90	0,89	0,88	0,87
-20	1,05	1,04	1,03	1,02	1,01	1,00	0,99	0,98	0,97	0,96
-19	1,15	1,14	1,13	1,12	1,11	1,10	1,09	1,08	1,07	1,06
-18	1,26	1,25	1,24	1,23	1,22	1,21	1,19	1,18	1,17	1,16
-17	1,39	1,38	1,36	1,35	1,34	1,33	1,31	1,30	1,29	1,28
-16	1,52	1,51	1,50	1,48	1,47	1,46	1,44	1,43	1,41	1,40
-15	1,67	1,66	1,64	1,63	1,61	1,60	1,58	1,57	1,55	1,54
-14	1,83	1,81	1,80	1,78	1,77	1,75	1,73	1,72	1,70	1,69
-13	2,00	1,99	1,97	1,95	1,93	1,92	1,90	1,88	1,86	1,85
-12	2,19	2,17	2,15	2,14	2,12	2,10	2,08	2,06	2,04	2,02
-11	2,40	2,38	2,36	2,34	2,32	2,29	2,27	2,25	2,23	2,21
-10	2,62	2,60	2,57	2,55	2,53	2,51	2,49	2,46	2,44	2,42
-9	2,86	2,84	2,81	2,79	2,76	2,74	2,71	2,69	2,67	2,64
-8	3,12	3,09	3,07	3,04	3,02	2,99	2,96	2,94	2,91	2,88
-7	3,40	3,37	3,34	3,32	3,29	3,26	3,23	3,20	3,18	3,15
-6	3,70	3,67	3,64	3,61	3,58	3,55	3,52	3,49	3,46	3,43
-5	4,03	4,00	3,97	3,93	3,90	3,87	3,84	3,80	3,77	3,74
-4	4,39	4,35	4,31	4,28	4,25	4,21	4,17	4,14	4,10	4,07
-3	4,77	4,73	4,69	4,65	4,62	4,58	4,54	4,50	4,46	4,43
-2	5,18	5,14	5,10	5,06	5,02	4,98	4,93	4,89	4,85	4,81
-1	5,63	5,58	5,54	5,49	5,45	5,40	5,36	5,32	5,27	5,23
0	6,11	6,06	6,01	5,96	5,91	5,86	5,82	5,77	5,72	5,67

Таблица 7

Максимальная упругость водяного пара при температуре ниже 0°
над переохлажденной водой (миллибары)

Температура	0	1	2	3	4	5	6	7	8	9
-25	0,80	0,80	0,79	0,78	0,78	0,77	0,76	0,76	0,75	0,74
-24	0,88	0,87	0,86	0,86	0,85	0,84	0,83	0,83	0,82	0,81
-23	0,96	0,95	0,94	0,94	0,93	0,92	0,91	0,90	0,90	0,89
-22	1,05	1,04	1,03	1,02	1,01	1,01	1,00	0,99	0,98	0,97
-21	1,15	1,14	1,13	1,12	1,11	1,10	1,09	1,08	1,07	1,06
-20	1,25	1,24	1,23	1,22	1,21	1,20	1,19	1,18	1,17	1,16
-19	1,36	1,35	1,34	1,33	1,32	1,31	1,29	1,28	1,27	1,26
-18	1,48	1,47	1,46	1,45	1,44	1,42	1,41	1,40	1,39	1,37
-17	1,61	1,60	1,59	1,58	1,56	1,55	1,54	1,52	1,51	1,50
-16	1,76	1,74	1,73	1,71	1,70	1,68	1,67	1,66	1,64	1,63
-15	1,91	1,89	1,88	1,86	1,85	1,83	1,82	1,80	1,79	1,77
-14	2,07	2,05	2,04	2,02	2,01	1,99	1,97	1,95	1,94	1,92
-13	2,25	2,23	2,21	2,19	2,18	2,16	2,14	2,12	2,11	2,09
-12	2,44	2,42	2,40	2,38	2,36	2,34	2,32	2,30	2,29	2,27
-11	2,64	2,62	2,60	2,58	2,56	2,54	2,52	2,50	2,48	2,46
-10	2,86	2,84	2,81	2,79	2,77	2,75	2,73	2,71	2,68	2,65
-9	3,09	3,07	3,05	3,02	3,00	2,98	2,95	2,93	2,91	2,88
-8	3,34	3,32	3,29	3,27	3,24	3,22	3,19	3,17	3,14	3,12
-7	3,61	3,59	3,56	3,53	3,51	3,48	3,45	3,43	3,40	3,37
-6	3,90	3,87	3,84	3,82	3,79	3,76	3,73	3,70	3,67	3,64
-5	4,21	4,18	4,15	4,12	4,00	4,06	4,03	4,00	3,96	3,93
-4	4,54	4,51	4,48	4,44	4,41	4,38	4,34	4,31	4,28	4,24
-3	4,90	4,86	4,82	4,79	4,75	4,72	4,68	4,65	4,61	4,58
-2	5,27	5,24	5,20	5,16	5,12	5,08	5,05	5,01	4,97	4,93
-1	5,68	5,64	5,60	5,56	5,51	5,47	5,43	5,39	5,35	5,31
0	6,11	6,06	6,02	5,98	5,93	5,89	5,85	5,81	5,76	5,72

Приведение показаний ртутного барометра к температуре 0°
(миллиметры)

Температура	720	730	740	750	760	770	780
1°	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1
2	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2	0,3	0,3
3	0,4	0,4	0,4	0,4	0,4	0,4	0,4
4	0,5	0,5	0,5	0,5	0,5	0,5	0,5
5	0,6	0,6	0,6	0,6	0,6	0,6	0,6
6	0,7	0,7	0,7	0,7	0,7	0,8	0,8
7	0,8	0,8	0,8	0,9	0,9	0,9	0,9
8	0,9	1,0	1,0	1,0	1,0	1,0	1,0
9	1,1	1,1	1,1	1,1	1,1	1,1	1,1
10	1,2	1,2	1,2	1,2	1,2	1,3	1,3
11	1,3	1,3	1,3	1,3	1,4	1,4	1,4
12	1,4	1,4	1,4	1,5	1,5	1,5	1,5
13	1,5	1,5	1,6	1,6	1,6	1,6	1,7
14	1,6	1,7	1,7	1,7	1,7	1,8	1,8
15	1,8	1,8	1,8	1,8	1,9	1,9	1,9
16	1,9	1,9	1,9	2,0	2,0	2,0	2,0
17	2,0	2,0	2,0	2,1	2,1	2,1	2,2
18	2,1	2,1	2,2	2,2	2,2	2,3	2,3
19	2,2	2,3	2,3	2,3	2,4	2,4	2,4
20	2,3	2,4	2,4	2,4	2,5	2,5	2,5
21	2,5	2,5	2,5	2,6	2,6	2,6	2,7
22	2,6	2,6	2,6	2,7	2,7	2,8	2,8
23	2,7	2,7	2,8	2,8	2,8	2,9	2,9
24	2,8	2,8	2,9	2,9	3,0	3,0	3,0
25	2,9	3,0	3,0	3,0	3,1	3,1	3,2

Примечание. Числа, указанные в таблице, вычитаются из показаний ртутного барометра при температурах выше 0° и прибавляются при температурах ниже 0°.

Приведение показаний барометра к нормальной силе тяжести.
 Поправка на широту (миллиметры)

Широта		Давление воздуха						
вычитать	прибавлять	720	730	740	750	760	770	780
25°	65°	1,2	1,2	1,2	1,2	1,3	1,3	1,3
27	63	1,1	1,1	1,1	1,1	1,2	1,2	1,2
29	61	1,0	1,0	1,0	1,0	1,0	1,1	1,1
31	59	0,9	0,9	0,9	0,9	0,9	0,9	1,0
33	57	0,8	0,8	0,8	0,8	0,8	0,8	0,8
35	55	0,6	0,6	0,7	0,7	0,7	0,7	0,7
37	53	0,5	0,5	0,5	0,5	0,5	0,6	0,6
39	51	0,4	0,4	0,4	0,4	0,4	0,4	0,4
41	49	0,3	0,3	0,3	0,3	0,3	0,3	0,3
43	47	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1
45	45	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0

Таблица 10

Перевод миллиметров в миллибары

Миллиметры	0	1	2	3	4	5	6	7	8	9
10	0	1,3	2,7	4,0	5,3	6,7	8,0	9,3	10,7	12,0
20	13,3	14,7	16,0	17,3	18,7	20,0	21,3	22,7	24,0	25,3
30	26,7	28,0	29,3	30,7	32,0	33,3	34,7	36,0	37,3	38,7
	40,0	41,3	42,7	44,0	45,3	46,7	48,0	49,3	50,7	52,0
720	959,9	961,2	962,6	963,9	965,2	966,6	967,9	969,2	970,6	971,9
730	973,2	974,6	975,9	977,2	978,5	979,9	981,2	982,6	983,9	985,2
740	986,6	987,9	989,2	990,6	991,9	993,2	994,6	995,9	997,2	998,6
750	999,9	1001,2	1002,6	1003,9	1005,2	1006,6	1007,9	1009,2	1010,6	1011,9
760	1013,2	1014,6	1015,9	1017,2	1018,6	1019,9	1021,2	1022,6	1023,9	1025,2
770	1026,6	1027,9	1029,2	1030,6	1031,9	1033,2	1034,6	1035,9	1037,2	1038,6
780	1039,9	1041,2	1042,6	1043,9	1045,2	1046,6	1047,9	1049,2	1050,6	1051,9

Десятые доли

Миллиметры	0,1	0,2	0,3	0,4	0,5	0,6	0,7	0,8	0,9
Миллибары	0,1	0,3	0,4	0,5	0,7	0,8	0,9	1,1	1,2

Барометрическая ступень

Температура	Давление воздуха (миллиметры)						
	720	730	740	750	760	770	780
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	10,66
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

ПРЕДМЕТНЫЙ УКАЗАТЕЛЬ

- Абсолютная влажность 124, 304—307
 — суточные и годовые колебания 127—129
 Агроклиматология 12
 Агрометеорология 11
 Адвективные заморозки 116
 — туманы 147
 Адвекция 94
 Адиабатические процессы 95—96, 108, 143, 144
 Актинометрия 18
 Актинометр Михельсона 56—57
 — Савинова — Янишевского 57—58
 Альbedo 52
 Альбедометр Янишевского — Былова 60
 Анемометр 206—207
 Анероид 197
 Антипассат 242
 Антициклон 215, 238
 — погода 238
 — пути 239
 Арктический воздух 41, 226—227
 Арктический фронт 245
 Атмосфера — верхние слои 35
 — масса и высота 36
 — состав 27
 — строение 36—37
 Аэрация почвы 33
 Аэрологические наблюдения 23

 Баланс влаги 312
 Бар 196
 Барические области 200—203
 Барический градиент 211
 Барограф 198
 Барометрическая ступень 199
 Барометры 196—197
 Безразличное равновесие 109
 Бора 219, 375
 Бофорта шкала 207
 Бризы 216—217
 Бури пыльные 254

 Вертикальный градиент температуры 107
 Ветер и его элементы 203
 — причина 210
 — скорость 208—209
 — структура 207—208
 — градиентный 213
 — и растения 221
 Ветры в СССР 327—330
 Вечная мерзлота 87—89
 Влагоемкость почвы 175
 Влагооборот 312
 Влажноадиабатический градиент 108
 Влажность абсолютная 124
 — относительная 125
 — среди растений 131—132
 — в лесу 132—133
 Влажность воздуха и растения 130—131
 Влажность почвы 178
 — в поле и лесу 179—180
 Вода в почве 174
 — парообразная 176
 — гигроскопическая 176
 — связанная 177
 — гравитационная 177
 — капиллярная 177
 Водопроницаемость почвы 175
 Воздушные массы 40—41, 224
 Волнистые облака 111, 157
 Выжимание растений 86
 Высококучевые облака 148, 153
 Высокоосложненные облака 148, 153
 Высота атмосферы 36

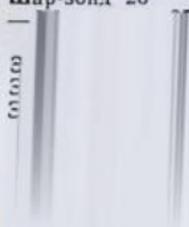
 Гелиограф универсальный 61
 Геотермическая ступень 93
 Гигрограф 127
 Гигрометр волосной 127
 Гололед 161
 Горно-долинные ветры 217
 Горный климат 270, 274—276
 Град 164
 Градиентный ветер 213
 Гроза 247
 Грозовые облака 149, 155
 Гром 250

 Давление воздуха 196
 — годовые колебания 200
 — распределение на земной поверхности 200—203
 Дефицит влажности 126
 Дивергенция 215

- Длинноволновая радиация 62
- Дождемер 170
- Дождя выпадение 165
- Дымовые газы 30
- Закалка растений 113
- Заморозки адвективные 116
 - адвективно-радиационные 116
 - радиационные 116
 - меры борьбы 117—121
 - предсказание 117—118
- Запас воды в снеге 173
- Зарница 248
- Засуха атмосферная 183
 - почвенная 183
 - меры борьбы 185
- Изаномалы 301
- Излучение встречное 63
 - земное 62
 - эффективное 63
- Изменения климата 293—298
- Изморозь 160—161
- Изобары 200
- Изогеты 309
- Изотермы 298
- Инверсии сжатия 110
- Инверсии нижние 109, 168
- Иней 158—160
- Ионосфера 36, 39
- Испарение с поверхности воды 133—135, 307—308
 - с поверхности почвы 135—136, 308
- Испарение влаги растениями 138—140
 - методы измерения 141
 - суточный и годовой ход 142
- Испаритель 141
- Кардинальные точки 112
- Классификация климатов 313—314
- Климат — определение понятия 263
 - арктической зоны 348—352
 - вечного мороза 314
 - горный 274—276
 - лесов лиственных умеренной зоны 317
 - лесов влажных субтропических 320
 - лесов влажных тропических 322
 - лесостепной зоны 356—357
 - Кавказа 373—378
 - континентальный 269
 - морской 269
 - муссонный умеренных широт 319—320
 - пустынь внетропических 320
 - пустынь субтропических 321
 - саванн 322
 - средиземноморский 319
 - степей 318
 - тайги 316
 - тундры 314—315
- Климат СССР 323—378
- Климатология 8, 263
- Коагуляция капель 162
- Конвекция 94
- Конвергенция 214
- Конденсация 142—144
- Коротковолновая радиация 43
- Коэффициент завядания 178
- Коэффициент прозрачности 47
- Кулисный пар 192
- Кучево-дождевые облака 149, 155
- Кучевые облака 149, 155
- Ледниковые периоды 294
- Леса — влияние на влажность воздуха 132—133
 - ветер 220—221
 - испарение 140
 - осадки 193—194, 278—279
 - температуру воздуха 111—112, 278
 - температуру почвы 89—90
- Лесные полезащитные полосы 185—190, 255
- Лесная метеорология и климатология 14
- Ливни 165
 - интенсивность 165—166
- Линии токов 214
- Масса атмосферы 36
- Медицинская метеорология и климатология 15
- Мертвый запас воды 178
- Местные ветры 216
- Местные признаки погоды 258—259
- Метеорограф 24
- Метеорологические станции 20
 - авиаметеорологические 22
 - агрометеорологические 22
 - горные 23
 - лесные 22
 - курортные 23
 - морские 22
 - полярные 21
 - посты 20
- Метеорологические элементы 8
- Метеорология 7
- Метели 255
- Метеоры 38
- Микроклимат — определение понятия 285
 - лесных полян 291
 - лесосек 292
 - меловых обнажений 288—289
 - орошаемых участков 290—291
 - пара 282, 290
 - песков 289—290

- поймы реки 288
- склонов 286—287
- Миллибар 196
- Молния линейная 249
- плоская 249
- шаровая 249
- четочная 249
- Морось 149
- Мульчирование 192
- Муссоны 246—247, 269
- Облака** водяные 148
- волнистые 111
- восходящего скольжения 156—157
- конвекции 149, 156
- ледяные 148
- серебристые 38
- смешанные 148
- Облаков классификация 148
- Облачность 157, 308—309
- суточный и годовой ход 158
- в СССР 334
- Общая циркуляция атмосферы 240—245
- Озон 29—30
- Окклюзия циклона 233, 237—238
- Орошение земель 193
- Осадки — влияние на почву и растения 181—182
- образование 161—163
- под пологом леса 193—194
- суточный и годовой ход 168—169
- на территории СССР 338—345
- Осадкомер 171
- Освещенность 53—54
- Отклоняющая сила вращения земли 211—212
- Относительная влажность 125, 307
- суточные и годовые колебания 129—130
- влияние леса 132—133
- Пассаты 242
- Перисто-кучевые облака 148, 151
- Перисто-слоистые облака 148, 151
- Перистые облака 148, 151
- Пиранометр Калитина 58—59
- Янишевского 59
- Пиргелиометр универсальный 55—56
- Пиргеометр Савинова — Янишевского 65—66
- Плотность воздуха 35—36
- Плювиограф 171
- Погода — определение понятия 8, 224
- Полегание хлебов 181
- Полюс холода 269, 301, 331
- Полярные сияния 39—40
- Поляна лесная — микроклимат 291—292
- Полезационные лесные полосы 185—190, 255
- Почвы — суточный и годовой ход температуры 80—83
- оттаивание 85
- промерзание 84—85, 195
- Предсказание погоды 255—257
- Приведение давления к уровню моря 199
- Промерзание почвы 84—85
- Психрометр 97
- аспирационный 100
- Пути циклонов 234
- Пыль в атмосфере 31
- Радиационный баланс** поверхности земли 66—67, 68
- Радиация солнечная прямая 48—49
- рассеянная 45, 50—51
- отраженная 51—52
- суммарная 55, 58
- Радиозонд 26
- Радиолокация 26
- Радиометеорологические станции 20
- Радиопилот 26
- Растение и среда 9
- Роса 158—160
- Румбы ветра 204
- Световая стадия** 11, 71
- Светящиеся облака 38
- Семейство циклонов 233—234
- Синоптическая карта 256—257
- Синоптическая метеорология 15
- Слоисто-дождевые облака 149, 155
- Слоисто-кучевые облака 149, 153
- Слоистые облака 149, 155
- Смерч 252
- Снег 163—164
- Снегозадержание 190—192
- Снегопахи 191
- Снежный покров 166
- плотность 167—168
- таяние 168
- Солнечная постоянная 44
- Солнечные пятна 39—40, 297—298
- Состав воздуха в нижних слоях атмосферы 27
- в высоких слоях 35
- в городах 28, 30
- в лесу 34
- Сроки наблюдений 20
- Стадия яровизации 11, 71, 113
- Стратосфера 36—38
- Стратостат 24
- Структура ветра 207—208
- Сублимация 146
- Субстратосфера 36
- Сухоадиабатический градиент 108
- Суховей 253

- Тайфун 243
 Таяние снега в лесу 194—195
 Твердый налет 160
 Температура воздуха 93
 — методы определения 97
 — распределение температуры на земной поверхности 298—303
 — на территории СССР 331—332
 — суточный и годовой ход температуры воздуха 101, 104—106
 — убывание температуры с высотой 37, 107—108
 — в лесу 111—112
 — замерзания морской воды 92
 Температура — суточный и годовой ход температуры почвы 80—83
 — почвы в лесу 89—90
 — глубоких слоев земной коры 93
 Тепловой баланс атмосферы 58
 — поверхности земли 67, 68
 Теплопроводность почвы 76—77
 Теплоемкость почвы 76—77
 Теплый сектор циклона 235
 Теплый фронт 41, 229—230
 Термограф 100
 Термометры 97
 — максимальный 99
 — минимальный 99
 Торнадо 252
 Точка росы 126
 Трансформация воздушных масс 228
 Транспирационный коэффициент 140
 Транспирация 138—139
 Трение 212—213
 Тромбы 252
 Тропический воздух 41, 228
 Тропические циклоны 243
 Тропопауза 36
 Тропосфера 36—37
 Туманы 143, 146—147
 Турбулентность динамическая 94
 — термическая 95
 Углекислота 28, 33
 Упругость насыщенного пара 122
 Фен 218—219
 Фенология 260
 Физиологическая радиация 70
 Фитонциды 35
 Флюгер 205—206
 Фотопериодизм 71
 Фотоэлемент 60—61
 Фронт теплый 41; 229—230
 — холодный 42, 229—231
 Холодный фронт 42, 229—231
 Циклон 214, 232—237
 Циркуляция атмосферы 240—245
 Шар-зонд 26



сух 41, 226
 223
 ие 63
 е 43

ЗАМЕЧЕННЫЕ ОПЕЧАТКИ

Стр.	Строка	Напечатано	Должно быть	По чьей вине
198	3 сл.	измерениях	изменениях	ред.
199	14 сл.	t — коэффициент	α — коэффициент	"
289	16 сл.	04	0,4	тип.
309	20 сл.	15%	27%	авт.
317	1 сл.	Англии —	Англии,	корр.

С. И. Костин

КОСТИН СЕРГЕЙ ИОСИФОВИЧ

Основы метеорологии и климатологии

Редактор М. М. Ясногородская.

Техн. редактор М. И. Брайнина

корректоры: Р. В. Гросман и Ф. И. Межиковская.

Сдано в набор 9/IV 1955 г.

Подписано к печати 6/VI 1955 г.

Бумага 60×92¹/₁₆. Бум. л. 12,38 + 1 вкл. Печ. л. 25

Уч.-изд. л. 27,76

Тираж 6500 экз. М-39141.

Индекс УМЛ-37.

Гидрометеорологическое издательство, Ленинград, В. О., 2-я линия, д. 23.

Цена 11 руб. 70 коп.

2-я типолитография Гидрометеоиздата, Ленинград, Прачечный пер., д. 6.

