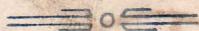


# НАУЧНО-ПОПУЛЯРНАЯ БИБЛИОТЕКА

П.А. ГЛЕБОВ

## НАУКА О ПОГОДЕ



ГИДРОМЕТЕОИЗДАТ  
1955



*П. А. Тлебов*

НАУКА  
О ПОГОДЕ



ГИДРОМЕТЕОРОЛОГИЧЕСКОЕ ИЗДАТЕЛЬСТВО

---

ЛЕНИНГРАД • 1955

### *АННОТАЦИЯ*

В книге даются основные сведения о строении атмосферы, о явлениях и физических процессах, происходящих в ней, а также освещается ряд вопросов о свойствах погоды и методах ее изучения и предсказания.

Брошюра рассчитана на широкий круг читателей, интересующихся метеорологией, на учащихся средних школ и гидрометнаблюдателей.

## ВВЕДЕНИЕ

В далекие времена, многие тысячелетия тому назад, человек был беззащитен против стихийных сил природы. Холод, дождь, ветер и другие явления природы заставляли человека искать защиту в естественных укрытиях и позднее самому строить жилища, заботиться об одежде, хранить огонь и т. п. Со временем человек научился защищать себя от отрицательного влияния погоды. Это позволило ему заселить материки с умеренным изменчивым климатом и даже холодные приполярные зоны.

Изменчивость погоды, ее непрерывное воздействие на самочувствие человека и его производственную деятельность, необходимость оградить себя от ее вредных проявлений во многом содействовали прогрессивному развитию человечества. В жизни каждого человека погода является неизменным, разнообразно воздействующим фактором. Она повседневно дает нам волнующую радость изменчивости, разнообразия и обновления в природе.

Вечор, ты помнишь, вьюга злилась,  
На мутном небе мгла носилась;  
Луна, как бледное пятно,  
Сквозь тучи мрачные желтела...  
. . . А выше — погляди в окно:  
Под голубыми небесами  
Великолепными коврами,  
Блестя на солнце, снег лежит;  
Прозрачный лес один чернеет,  
И ель сквозь иней зеленеет,  
И речка подо льдом блестит.  
Вся комната янтарным блеском  
Озарена.

(А. С. Пушкин)

На фоне правильно чередующейся смены времен года, дня и ночи происходят явления, совокупность которых называем погодой. Именно эти явления создают бесконечное разнообразие в окружающей природе, то вызывая восторг перед гармоничным сочетанием простора, света и красок, то заставляя неволью

содрогаться перед мощью и стихийностью возникающих сил, то угнетая затянувшимся однообразием.

Погода обладает большой изменчивостью, но ее проявления каждый воспринимает по-своему: одному нравится летняя жара, другой любит зимний мороз.

Для того чтобы дать полную характеристику погоде, нужно знать все ее отдельные явления и свойства. Поэтому надо внимательно наблюдать за окружающими нас природными явлениями, и они помогут раскрыть происходящие процессы. Облака говорят нам о невидимых воздушных потоках, о сложном круговороте воды в атмосфере. Прозрачность воздуха указывает на приход свежего и чистого воздуха с просторов северных морей. «Багряны зори по утрам» покажут, что где-то далеко надвигается смена погоды.

Метеорология — наука о физических явлениях и процессах в земной атмосфере — возникла всего лишь два-три века тому назад. Изучать погоду стало возможным, когда успехи физики позволили создать приборы для измерения элементов погоды — температуры, влажности и давления воздуха, ветра, осадков и т. д. Долгое время метеорология оставалась наукой наблюдательной. В различных пунктах земного шара изо дня в день измерялись элементы погоды. По мере накопления материалов наблюдений становилось возможным выявить закономерности изменений погоды в отдельных местах и позднее в целом на Земле. Только в середине прошлого столетия были сделаны первые, достаточно полные работы по обобщению материалов наблюдений. В числе виднейших ученых, занявшихся изучением климатов земного шара, был Александр Иванович Воейков, имя которого присвоено Главной геофизической обсерватории — основному научно-методическому центру метеорологии в СССР.

Многие явления погоды получили научное объяснение еще в прошлом веке. Установить же все закономерности в погодных явлениях долгое время не представлялось возможным. Трудность изучения заключалась в следующем: во-первых, явления погоды совершаются в труднодоступной и сложной по своему строению воздушной оболочке Земли; во-вторых, процессы, формирующие погоду, непрерывно изменяются и взаимодействуют друг с другом; в-третьих, для ряда элементов погоды трудно получить точные количественные характеристики.

Последние десятилетия XX века ознаменовались новым расцветом знаний об атмосфере и совершающихся в ней явлениях. Новые методы наблюдений и новые приборы, использующие все современные достижения науки и техники, позволили глубже проникнуть в тайны воздушного океана, изучить строение атмосферы. Применение и развитие методов математического анализа в изучении атмосферных процессов позволили выявить основные законы последних.

Изучение законов погоды необходимо не только потому, что эти знания углубляют наше миропонимание, но главное и потому, что это необходимо в практической деятельности людей.

Большую роль играет погода в сельскохозяйственном производстве. Глубокое научное планирование в сельском хозяйстве возможно лишь тогда, когда изучены особенности каждого района, его климат и погодные условия.

Выполнение основных сельскохозяйственных работ, таких как сев и уборка, в большой степени зависит от метеорологических условий. Обеспечение кормами все увеличивающегося поголовья скота, условия пастбищного периода и зимовки опять-таки зависят от погоды.

Зимняя работа железнодорожного транспорта, лесозаготовки, открытые строительные и горные работы также осложняются неблагоприятными условиями погоды. Погода оказывает большое влияние на работу водного и воздушного транспорта, ветродвигателей и гидросиловых установок.

Ежедневно служба погоды по радио оповещает о текущей и предстоящей погоде. Кроме того, заинтересованным учреждениям даются прогнозы погоды на месяц вперед. Для того чтобы правильно понимать и использовать эти прогнозы, нужно иметь некоторые знания об атмосфере и происходящих в ней процессах. Изучение атмосферы позволяет научно-исследовательским учреждениям изыскивать возможности предвидеть изменения погоды и бороться с их отрицательным влиянием.

Передовые русские ученые так определяли задачу метеорологии: «Известно, сколь полезно есть предвидеть наперед сильные и опасные бури, чтобы нечаянно не напали» (М. В. Ломоносов, 1758 г.). Чтобы она «руководя земледельца в его работах, предотвращала неурожай» (Каразин, 1810 г.). С помощью метеорологии можно указать «где та или другая ветвь промышленности невозможна по причине суровости климата, ... предупреждать столь великие следствия, причиняемые бурями и другими метеорологическими явлениями» (Купфер, 1834 г.).

Основоположник современной химии Д. И. Менделеев считал, что «Настало время не только точного предсказания погоды, но и полного ее ведения; мыслится в будущем даже борьба с погодой» (1872 г.).

Эти замыслы, конечно, не могли осуществиться в те времена. Имеющиеся знания о погоде позволяют предвидеть все ее резкие и отрицательно влияющие изменения. Надо изучать природу, чтобы использовать все, что она может дать; уметь защитить от вредного влияния погоды и свое здоровье, и все, что выращено, сделано руками человека. Только в наше время близятся к осуществлению мысли великих ученых прошлого.

## Глава I

# ВОЗДУШНАЯ ОБОЛОЧКА ЗЕМЛИ

## НЕКОТОРЫЕ ОСНОВНЫЕ СВОЙСТВА ВОЗДУХА КАК ГАЗА

Земной шар со всех сторон окружен воздушной оболочкой — атмосферой. Поверхность Земли представляет собой дно громадного воздушного океана. С воздухом неразрывно связано существование всей живой природы. Наше дыхание — ближайший пример этой связи и зависимости. Наиболее ощутимо мы замечаем воздух во время его движения. Подобно тому, как течение воды колышет подводные растения, уносит легкие предметы, так и воздух, перемещаясь над земной поверхностью, колеблет травы и деревья, несет пушинки, пыль. Чем сильнее ветер, тем отчетливее ощущается его влияние. Сильный ветер даже затрудняет движение. Чем быстрее движение, тем большее сопротивление оказывает воздух.

Наука об атмосфере, изучающая все происходящие в ней явления, называется метеорологией. Метеорологию называют также физикой атмосферы. Действительно, она изучает все наблюдаемые в атмосфере физические явления и процессы. Поскольку метеорология изучает физические явления, происходящие в воздушной оболочке Земли, необходимо кратко остановиться на основных физических представлениях о воздухе.

Мельчайшая частица вещества — предел его механического деления — называется молекулой. При дальнейшем разложении молекулы на составляющие ее атомы она уже теряет присущие ей физические и химические свойства.

Молекулы в твердых телах расположены почти вплотную друг к другу. В жидкостях молекулы расположены на большем расстоянии, чем в твердых телах. Взаимное притяжение между молекулами здесь более слабое. Внутри жидкости молекулы испытывают равное притяжение окружающих, соседних молекул. Находясь же на поверхности молекулы испытывают притяжение во внутрь жидкости. Поэтому жидкости в небольших количествах принимают форму капельки, и чем меньше капелька, тем ближе

ее форма к форме шара — тела с наименьшей поверхностью. Такими являются капельки мелкого, морозящего дождя, капельки росы, тумана и др.

Скорость движения молекул и расстояние между ними в жидкостях позволяют молекулам менять своих соседей, «перемешиваться».

Молекула в поверхностном слое, получив толчок от налетевшей снизу другой молекулы, может быть «выбита» из жидкости. Потеря жидкостью части молекул происходит непрерывно. Этот известный всем процесс называется испарением жидкостей. При любой температуре жидкость теряет часть своих молекул — испаряется. Чем выше температура жидкости, а следовательно, чем больше скорость движения молекул, тем чаще они вылетают из жидкости, тем сильнее испарение. Вылетевшие из жидкости молекулы образуют пар этой жидкости. Молекулы пара ведут себя в пространстве подобно молекулам газа.

В газах молекулы при нормальных условиях находятся друг от друга на расстоянии, превышающем их размеры в 15—20 раз. Каковы же размеры молекул газа? Это исключительно малые тела. В одном кубическом сантиметре у земной поверхности содержится около двадцати семи миллионов миллионов молекул воздуха (27 000 000 000 000 000). Молекулы газов находятся в непрерывном движении. Скорость движения молекул воздуха составляет около 450 м/сек. Находясь на значительном расстоянии друг от друга сравнительно со своими размерами и обладая большой скоростью, молекулы газов почти не имеют взаимного притяжения. Поэтому всякий газ стремится увеличить свой объем, т. е. беспредельно расширяется.

Почему же молекулы воздуха держатся у Земли и не разлетаются в мировое пространство? Представим себе движение молекул. Каждая молекула движется в пространстве до столкновения с другой (это расстояние называется свободным пробегом молекулы). Столкнувшись с молекулой, летящей навстречу или движущейся под каким-либо углом к первой, обе молекулы, оттолкнувшись, летят в новых направлениях, где снова сталкиваются с другими, каждый раз меняя направление. Молекула азота, самого распространенного в воздухе газа, испытывает в одну секунду 5000 миллионов толчков от других молекул. Находясь в непрерывном движении, ударяясь друг о друга, они практически остаются на месте, подобно снующему рою мушкетеров. При беспорядочном потоке соударений отдельные молекулы могут перемещаться в пространстве, менять своих соседей.

Как ни малы молекулы, но они все же испытывают влияние земного притяжения. Молекула, летящая вверх, будет иметь меньшую скорость по сравнению с молекулой, летящей вниз. Это увеличение скорости вниз, к земной поверхности, и вызывает скопление большего количества молекул в нижнем слое воздуха. Но молекулы воздуха не могут беспредельно скопляться в ниж-

них приземных слоях. Чем больше их будет в нижнем слое, тем чаще они будут соударяться и вылетать из этого слоя, устремляясь в более свободное пространство. В результате должно установиться какое-то равновесие между ускорением летящих вниз молекул и «прорывами» их вверх. Такое состояние наблюдается в воздушной оболочке Земли. Число молекул воздуха постепенно убывает кверху в строгой закономерности.

Очевидно, что, чем больше молекул газа в каком-либо определенном пространстве, тем ближе друг к другу будут они находиться. Количество молекул в определенном объеме (обычно в кубическом сантиметре) называется плотностью газа.

Если поместить газ определенной плотности в какой-либо закрытый сосуд, то бесчисленные и непрерывные удары молекул о стенки сосуда будут производить на них некоторое давление. Такое давление газа на стенки заключающего его сосуда называется упругостью газа. Упругость будет тем больше, чем больше число ударов об стенки сосуда. Число ударов будет зависеть от количества молекул и скорости их движения. Что же произойдет, если мы в закрытом сосуде уменьшим объем газа наполовину, сожмем его? Число молекул останется то же самое, но расстояние между ними должно уменьшиться. Каждая молекула будет иметь меньший путь свободного пробега, будет чаще ударяться о соседние молекулы и отскакивать от них. Число ударов должно увеличиться, а следовательно, возрастет общее давление на стенки сосуда.

Опыты показывают, что при неизменном объеме упругость газа возрастает, если газ подвергнуть нагреванию. Увеличение упругости газа в этом случае происходит вследствие ускорения движения молекул, благодаря чему увеличивается число столкновений и ударов о стенки сосуда. Упругость газа возрастает на  $\frac{1}{273}$  с превышением температуры на  $1^\circ$ . Этим свойством газов пользуются для обращения их в жидкое и твердое состояние. С охлаждением газа упругость его непрерывно уменьшается. При некоторой очень низкой температуре, различной для отдельных газов, скорость движения их молекул становится такой малой, что между молекулами начинает действовать сила взаимного притяжения. Газ обращается в жидкость, видимую, текучую, как все жидкости. При дальнейшем охлаждении, при температуре, близкой к  $273^\circ$  холода, газы обращаются в твердое тело, как вода обращается в лед.

## СТРОЕНИЕ И ОСНОВНЫЕ СВОЙСТВА АТМОСФЕРЫ

### Состав атмосферного воздуха

Воздух представляет собой механическую смесь нескольких газов. Основными постоянными газами в составе воздуха являются следующие: азот, занимающий 78,07% по объему, кисло-

род 20,95% и аргон 0,94%. На долю всех остальных составных частей сухого воздуха приходится сотые части процента. Количество других постоянных газов в составе воздуха, как-то: неон, криптон, ксенон, водород и гелий, измеряется сотыми и миллионными долями процента по объему.

Кроме постоянных газов, в воздухе имеются переменные газы, а также мельчайшие твердые и жидкие частицы. Из газообразных примесей в составе атмосферного воздуха особое значение имеют водяной пар, углекислый газ и озон. Содержание водяного пара в воздухе колеблется от 4% по объему до самых ничтожных количеств. Водяной пар играет исключительную роль в процессах, происходящих в атмосфере.

Количество углекислого газа в составе воздуха изменяется мало, оно составляет около 0,02—0,03% по объему. Наличие углекислого газа в составе атмосферы необходимо для развития органической жизни.

Озон, представляющий собой видоизмененный, трехатомный кислород, занимает в составе воздуха не более 0,00004% по объему. Он неравномерно распространен на разных высотах в атмосфере и также играет важную роль в жизни нашей планеты.

Следует отметить, что при ничтожных количествах по объему отдельных газов в составе воздуха, число молекул их в 1 см<sup>3</sup> будет исчисляться миллионами. Это и позволяет некоторым из них играть чрезвычайно важную роль в процессах погоды и жизни на Земле.

Содержание пыли в воздухе, как известно каждому по личным наблюдениям, резко изменяется в зависимости от условий местности. Ветер поднимает с поверхности почвы мельчайшие ее частицы. В степных и пустынных районах бывают «пыльные бури», когда ветер увлекает в воздух и переносит на сотни километров огромные массы земли. Воздух, проходя сотни и тысячи километров через сухие, пустынные районы, захватывает много мельчайшей пыли и далеко уносит ее в другие места. Появление такого запыленного воздуха в наших широтах заметно по уменьшению видимости отдаленных предметов, по изменению цвета неба и окраски зорь.

Дым от горения является одним из источников запыления атмосферы. Так вычислено, что на поверхность почвы Англии ежегодно оседает 2 420 000 тонн сажи. Над крупными промышленными городами в воздухе как бы висит туманообразная пелена дыма. Много дыма дают лесные и степные пожары.

В воздухе также всегда имеется большое количество пыли органического происхождения: различные бактерии, грибки, пыльца растений и т. п.

Наибольшее количество пыли наблюдается в городах, где число пылинок на 1 см<sup>3</sup> доходит до 50 000 и более. Меньше всего пыли над морями и океанами. Однако, как ни странно, океаны тоже являются поставщиками «пыли». Во время волнения на

море ветер поднимает в воздух мелкие брызги и пену морских волн. После испарения водяных капелек в воздухе остаются мельчайшие частицы морской соли. Ветер разносит эту «морскую пыль» далеко на сушу, где она играет большую роль в образовании осадков.

С высотой количество наземной пыли в воздухе уменьшается. Однако и сверху, из мирового пространства, атмосфера получает также достаточно пыли. Ежедневно в верхних слоях атмосферы сгорает и распыляется около десяти тонн метеоритного вещества. В отдельные дни на Землю выпадают сотни тонн космической пыли.

Много пыли попадает в атмосферу также при извержении вулканов. Так, при извержении вулкана Кракотгау (1883 г.) в воздух было выброшено около 36 000 000 т пыли и водяного пара.

Соотношение основных газов в воздухе до высоты, исследованной человеком, остается постоянным. Объясняется это значительным перемешиванием воздуха, действием ветра и другими воздушными течениями. Современные сведения о верхних слоях атмосферы показывают, что до высоты 200 км воздух состоит в основном из азота и кислорода.

## Д а в л е н и е   в о з д у х а

Воздух, как и все другие тела, имеет вес. Один литр воздуха на уровне моря и при температуре 0° весит 1,29 г. В тех же условиях 1 м<sup>3</sup> воздуха будет весить 1 кг 290 г.

Подобно тому, как всякий предмет своей тяжестью оказывает давление на площадь опоры, так и воздух давит на поверхность Земли. Давление массы атмосферы на земную поверхность называется атмосферным давлением. Каждый квадратный метр поверхности на уровне моря испытывает давление воздуха весом около 10 т. Мы не ощущаем давления воздуха, потому что воздух равномерно окружает нас, имеет доступ в полости организма, уравновешивая внешнее давление. Организм человека приспособлен к существующим условиям давления воздуха. Поднимаясь вверх (на самолетах, в горах) или опускаясь вниз (в глубокие шахты), человек болезненно ощущает изменение давления.

Вполне здоровый человек легко переносит подъем до высоты 3500—4000 м. Подъемы на большую высоту требуют специальной тренировки. Так, в горах, достигнув какой-либо значительной высоты, человеку нужно пожить здесь несколько дней, чтобы организм приспособился к изменившимся условиям давления и мог перенести дальнейший подъем.

На высоте 4500—5000 м у лиц, не имеющих предварительной тренировки, могут появиться опасные для жизни нарушения. Высота в 6000 м считается критической для здоровья человека. Подъемы выше 6000 м могут совершаться безопасно только при наличии специальных приспособлений.

Зная давление воздуха на уровне моря, не трудно вычислить, какое давление оказывает вся масса воздуха на поверхность Земли или сколько весит вся атмосфера. «Невесомый», на первый взгляд, воздух, окружающий нашу Землю, весит около 5 300 000 000 000 000 т. Этот огромный вес составляет, однако, всего около одной миллионной веса всей Земли.

Если бы воздух имел плотность и вес ртути, то он покрыл бы Землю слоем всего около 76 см. Это подтверждает прибор, измеряющий давление воздуха — барометр. Оказывая давление на поверхность ртути в открытой части барометра, воздух своей тяжестью поддерживает в пустой трубке столбик ртути высотой около 76 см.

Если бы воздух имел всюду одинаковую плотность, равную плотности на уровне моря, и одинаковую температуру 0°, то высота такого слоя воздуха была бы всего лишь около 8 км. Однако плотность воздуха постепенно убывает с высотой. Наиболее плотные, а следовательно, и более тяжелые слои воздуха находятся внизу, у земной поверхности. По мере поднятия вверх количество воздуха и его давление будут быстро уменьшаться. Распределение плотности в атмосфере таково, что основная масса воздуха заключена в сравнительно тонком нижнем слое. Половина всей массы атмосферы (50%) располагается в слое до высоты около 5,5 км. На следующие 5,5 км высоты приходится 25% общей массы; до высоты 18,5 км сосредоточено 90% и до высоты 36 км — 99% всей массы атмосферы. Что же представляет собой этот слой по сравнению с размерами Земли? Диаметр земного шара равен 12 740 км. Слой атмосферы высотой 10—20 км, практически важный для жизни и освоения человеком, составляет примерно  $\frac{1}{1000}$  диаметра Земли. Толщину основной массы атмосферы можно сравнить с бумажной оболочкой школьного глобуса. «Безбрежный воздушный океан», как часто называют атмосферу, в масштабе планеты всего лишь тончайшая газовая оболочка. В этом сравнительно тонком слое совершаются все основные процессы, создающие изменения погоды.

### Высота атмосферы

Где же кончается атмосфера Земли? В полном смысле слова границы атмосферы нет, так как атмосфера постепенно переходит в мировое пространство. По теоретическим расчетам, высота распространения отдельных молекул воздуха возможна до 42 000 км над экватором и 28 000 км над полюсами. До этих высот земное притяжение способно еще удержать отдельные частицы воздуха, принимающие участие в движении Земли.

Верхний слой атмосферы, в котором наблюдаются еще некоторые физические явления, имеет высоту около 1000—1200 км. К таким явлениям относятся: загорание метеоров, полярное сияние, явление сумерек и ряд других.

Когда среди ночного неба мелькнет тонкая и яркая, как звездный блеск, полоска, говорят: «Звезда упала». Это выражение осталось от древних времен, когда люди представляли небо «небесной твердью». Теперь уже известно, что звезды — огромные, зачастую большие, чем Солнце, светила, удаленные от Земли очень далеко. Современные методы науки позволили точно определить природу так называемых «падающих звезд». Оказалось, что эти звезды всего лишь небольшие тела (иногда содержащие железо). Такие падающие звезды называют метеорами. Иногда крупные метеоры, не успевшие сгореть в атмосфере, падают на землю. Отдельные метеоры могут иметь массу в десятки и сотни тонн. Залетая в сферу притяжения Земли, метеоры начинают падать на нашу планету. В атмосфере они вследствие трения о воздух и сжатия его нагреваются, начинают ярко светиться и сгорают. Чем больше скорость метеора, тем раньше, выше и ярче он загорается. Наблюдения за метеорами показали, что чаще всего они загораются на высоте от 170 до 80 км. Изучение падения метеоров позволило изучить не только высоту атмосферы, но также плотность, температуру и даже движение воздуха на больших высотах.

Много ценного для знания о верхних слоях атмосферы дало изучение полярных сияний. Это красивое и волнующее явление наиболее часто наблюдается в полярных (северных и южных) широтах. Полярные сияния связаны с проникновением в атмосферу особого излучения Солнца. Помимо лучистой энергии, Солнце непрерывно выбрасывает в мировое пространство поток особых частиц — корпускул. В отдельных случаях скорость газового потока корпускул бывает настолько велика, что часть его достигает атмосферы Земли. Электрически заряженные корпускулы под влиянием магнитного поля Земли устремляются к ее полюсам. Встречаясь с частицами воздуха, корпускулы вступают с ними во взаимодействие, создавая свечение. Воздух верхних слоев атмосферы под действием потока корпускул начинает светиться, подобно тому, как светятся газы в стеклянных трубках, когда через них пропускают электрический ток. Разная скорость, неодинаковые плотность и глубина проникновения в атмосферу корпускулярных потоков вызывают меняющееся изумительное по красоте свечение на темном фоне неба.

Наблюдения показали, что чаще всего полярные сияния наблюдаются на высоте 95—115 км. Наиболее глубокое проникновение этих сияний в атмосферу бывает при их красной окраске. Нижняя граница красных дуг при редких сильных сияниях опускается до высоты 65—70 км. Полярные сияния в виде лучей и волнистых полос наиболее часто загораются на высоте 100—200 км, а в виде однородных светящихся дуг или слабо освещенных участков неба наблюдаются до высоты 600 км. Отдельные полярные сияния наблюдались до высоты около 1000—1200 км.

Изучение этих красивых явлений открыло многое в строении

атмосферы. Они позволили установить, что в самых верхних слоях атмосферы воздух также состоит из азота и кислорода и что газы находятся там в необычном состоянии: их молекулы расщеплены на отдельные атомы.

Утренние и вечерние сумерки также дают возможность судить о высоте атмосферы.

Солнце, опускаясь за горизонт, освещает прямыми лучами все более и более высокие предметы. Вскоре после заката солнечными лучами освещаются лишь вершины деревьев. Потом, когда угаснут лучи на вершинах гор, все еще освещены высокие облака. На западе долго виднеются освещенные Солнцем самые высокие перистые облака. В памяти каждого человека запечатлено немало прекрасных картин заката, вечерних сумерек, рассвета и восхода Солнца. Опускаясь ниже за горизонт, Солнце освещает своими лучами все более высокие слои атмосферы. Рассеянный верхними слоями атмосферы солнечный свет доходит до Земли в виде слабого сумеречного света. Когда Солнце опустится далеко за горизонт, и его лучи перестанут освещать находящиеся над местом наблюдения слои воздуха, тогда кончаются сумерки, наступает ночная тьма.

Внимательно наблюдая, можно отметить, что в ходе сумерек наблюдается ступенчатость. Таких моментов ступенчатого перехода в сумерках отмечается три. Эти переходы всегда соответствуют определенному угловому положению Солнца под горизонтом. Первое изменение в освещенности происходит, когда Солнце опускается за горизонт на угол  $8^\circ$ . В это время лучи Солнца рассеиваются слоями атмосферы на высоте 9—11 км. Второе изменение сумеречного света происходит, когда Солнце опускается за горизонт на угол  $18^\circ$ . В это время его последние лучи рассеиваются слоями атмосферы на высоте 80—90 км над Землей. Последние оттенки голубого света исчезают, когда лучи Солнца рассеиваются слоями на высоте 200—220 км. Такое изменение сумеречной освещенности указывает на неоднородное, слоистое строение атмосферы.

Если бы Земля не имела атмосферы, то после захода Солнца за горизонт мгновенно наступала бы темнота с ярким неподвижным светом звезд.

## Строение атмосферы

Изучение сумерек и ряда других явлений показало, что атмосфера состоит как бы из ряда слоев. Каждому слою присущи некоторые общие для всего слоя свойства. Различают четыре основных слоя: тропосферу, стратосферу, ионосферу и слой рассеяния (рис. 1).

Тропосфера простирается от земной поверхности до высоты 16—18 км над экватором и 8—9 км над полюсами. Повышение верхней границы тропосферы над экватором объясняется

поднятием теплого воздуха, нагревающегося в самом жарком поясе Земли. В отдельные сезоны и при некоторых других условиях положение верхней границы тропосферы может изменяться.

В тропосфере происходят все наблюдаемые изменения погоды: образование облаков и осадков, изменения температуры и влажности воздуха и другие. Разнообразно в тропосфере и движение воздуха, как это видно по движению облаков. Есть зоны постоянных, сезонных ветров. Существуют и сложные, с виду беспорядочные, системы перемещения воздушных масс. Наиболее характерной особенностью движения воздуха в тропосфере является наличие восходящих и нисходящих токов воздуха, играющих исключительно важную роль в процессах погоды.

Особенностью тропосферы является то, что температура воздуха в ней убывает в среднем на  $6^{\circ}$  на каждый 1 км высоты. Атмосфера почти прозрачна для солнечных лучей. Она очень мало поглощает тепла и пропускает его к земной поверхности, которая нагревается. Основным источником нагревания воздуха в тропосфере является земная поверхность. Поглощая солнечную радиацию и нагреваясь, земная поверхность излучает тепло. Земное излучение почти полностью поглощается атмосферой. Поглощение земного излучения и перемешивание воздуха создают такое распределение температуры, что с удалением от источника нагревания (от земной поверхности) становится холоднее. Но бывают и отклонения от такого распределения температуры по высоте. Наблюдаемые изменения погоды и почти все метеорологические процессы, имеющие основное значение для земной поверхности, совершаются в тропосфере. Ниже будут более подробно рассмотрены свойства и особенности тропосферы -- ближайшего и наиболее важного для Земли слоя атмосферы.

**Стратосфера.** Выше, над тропосферой, расположен слой стратосферы.

Переходный слой от тропосферы к стратосфере толщиной от 200 м до 2 км, где постепенно сглаживаются особенности тропосферы и воздух принимает свойства, присущие стратосфере, называется тропопазой. Верхней границей стратосферы принято считать высоту 80 км.

Главной особенностью стратосферы является отличие от тропосферы распределение температуры воздуха с высотой.

Многочисленные наблюдения за температурой воздуха на различных высотах в тропосфере показали, что «чем выше, тем холоднее». Было найдено среднее понижение температуры с высотой ( $6^{\circ}$  на 1 км). С развитием методов исследования, когда стали получать сведения о температуре воздуха на больших высотах, обнаружили, что правило «чем выше, тем холоднее» уже не подходит к более высоким слоям. Температура воздуха, сначала понижаясь с высотой, перестает понижаться и даже,

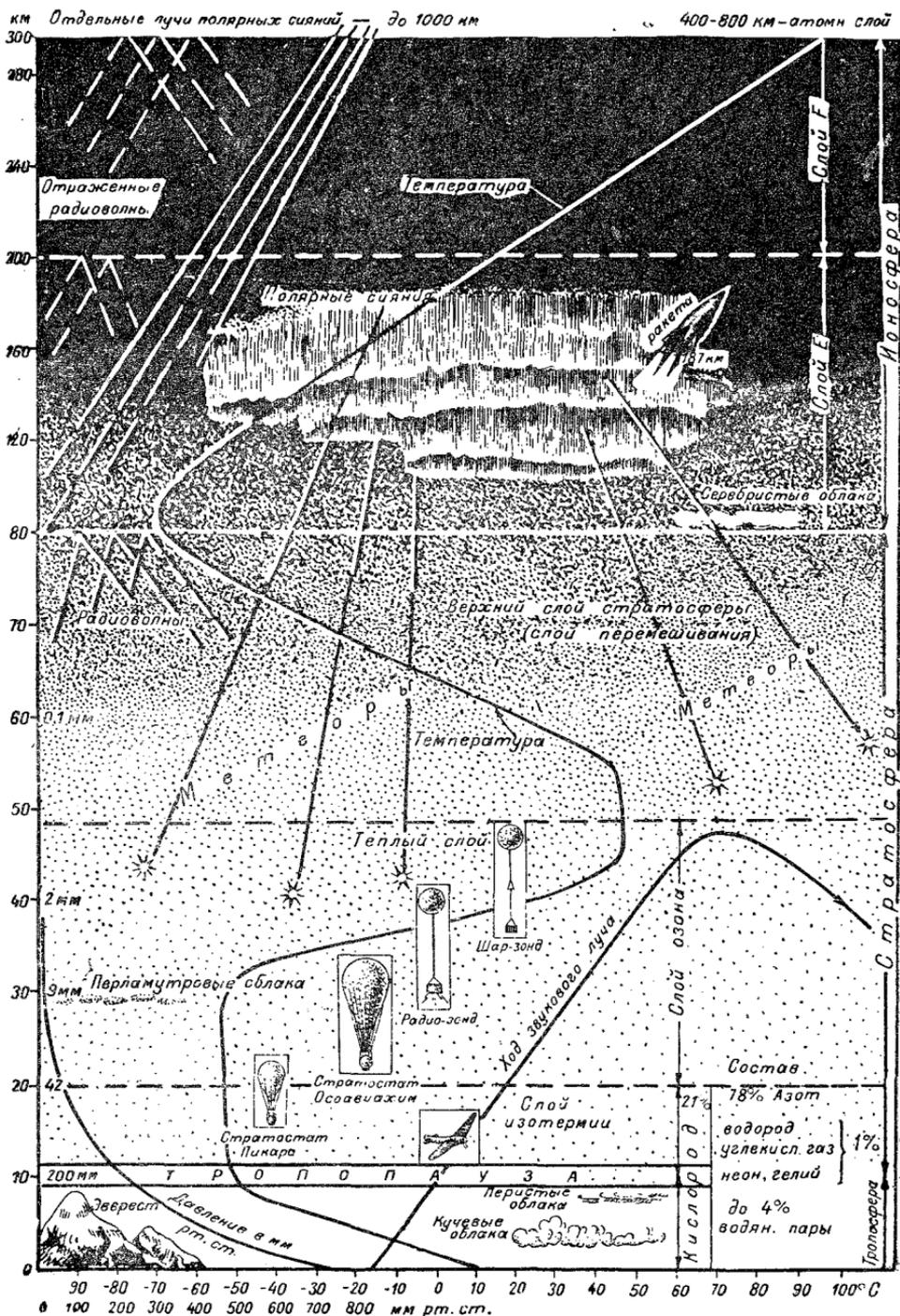


Рис. 1. Схематический разрез атмосферы.

наоборот, иногда дает повышение, а затем остается постоянной на многие километры высоты. С помощью современных методов исследования удалось получить надежные данные об особенностях распределения температуры в стратосфере. Установлено, что температура воздуха в стратосфере до высоты около 30 км остается почти постоянной, но различной над отдельными поясами Земли: над экватором около  $-80^{\circ}$ , над средними широтами около  $-55^{\circ}$  и над Арктикой около  $-45^{\circ}$ . С высоты 30 км температура растет, достигая  $60-75^{\circ}$  на высоте около 60 км. Дальше температура резко понижается и у границы стратосферы падает до  $-70, -80^{\circ}$ .

Своеобразное распределение температуры в стратосфере объясняется следующим.

В нижнем слое стратосферы (до 30—35 км) перемешивание воздуха ослаблено, здесь основную роль играют лучистые процессы. В этот слой поступает столько же тепла, сколько этим слоем излучается, поэтому температура его остается постоянной. Нагревание более высоких слоев происходит благодаря присутствию в них озона, поглощающего солнечное тепло.

Озон представляет собою видоизмененный кислород. Молекула кислорода состоит из двух атомов, а молекула озона — из трех. Под действием ультрафиолетовой радиации Солнца молекулы кислорода разбиваются на отдельные атомы. Разрозненные атомы кислорода, присоединяясь к нормальным двухатомным молекулам, образуют озон. Образование озона под действием солнечного излучения происходит в высоких слоях. Оно происходит также в нижних слоях атмосферы при электрических разрядах и некоторых других процессах. Но у земной поверхности содержание озона в воздухе ничтожно. Наибольшая концентрация его наблюдается на высоте 22—25 км. Основная же масса озона заключена в слое 20—40 км. Озон поглощает ультрафиолетовую радиацию Солнца уже в верхних слоях, где его плотность еще неособенно велика. Поэтому на высоте около 60 км температура повышается, как уже указывалось, до  $60-75^{\circ}$ . Выше этого слоя температура снова падает.

В стратосфере наблюдаются сильные, довольно устойчивые ветры. Наименьшие скорости ветра, 6—8 м/сек, наблюдаются в нижних слоях стратосферы. Выше идет возрастание скоростей. Так, на высоте 40 км наблюдаются скорости до 70 м/сек, на высоте 60 км — до 140 м/сек и у верхней границы наибольшие скорости доходят до 100—200 м/сек. В нижней части стратосферы ветер имеет западное направление, в средней и верхней стратосфере — восточное.

Воздушные течения в стратосфере изучаются путем наблюдений за перемещением перламутровых и серебристых облаков, изредка появляющихся на высотах 22—25 и 80—83 км, за движением метеорных следов, за дымом специальных зенитных снарядов и другими подобными способами.

Ионосфера. Следующий за стратосферой слой называется ионосферой. Он располагается на высоте от 80 до 800—1000 км, хотя точно верхняя его граница пока не может быть определена. Наиболее характерной особенностью ионосферы является электропроводность воздуха этого слоя.

Уже упоминалось, что ультрафиолетовая часть солнечной радиации обладает способностью расщеплять молекулы кислорода, давая начало образованию озона. В настоящее время установлено, что на высоте, большей 170—180 км, все молекулы кислорода разбиты на отдельные атомы. Только ниже этой границы атомы успевают за ночь соединиться снова в молекулы кислорода. Есть основания предполагать, что в более высоких слоях расщепляются и молекулы азота.

Воздействие энергии Солнца на воздух верхних слоев так велико, что оно не только разбивает молекулы на атомы, но и нарушает строение «неделимых» атомов.

Атомы представляют собой как бы копию солнечной системы. В центре находится ядро атома, имеющее определенный вес и определенный положительный электрический заряд. Вокруг ядра на некотором расстоянии вращаются электроны. Электрон несет наименьший возможный заряд отрицательного электричества. Число электронов, вращающихся вокруг ядра, равно числу положительных зарядов ядра. Уравновешивая положительный заряд ядра, электроны делают общий заряд атома равным нулю, и атом с полным числом электронов будет нейтральным. Под действием ультрафиолетовой радиации электроны могут получить такое ускорение, что оторвутся из сферы притяжения ядра и улетят из атома.

Имея нормальное число электронов, которые уравновешивают положительный заряд ядра, атом ведет себя безразлично к пролетающим мимо электронам, выбитым из других атомов. Однако и нейтральный атом может прихватить себе лишний электрон, налетевший на его внешние свободные орбиты. Атом, захвативший лишний электрон, будет иметь лишний отрицательный заряд и становится отрицательно заряженным. Атом, потерявший один или несколько электронов, которые уравновешивали положительный заряд ядра, становится положительно заряженным. Молекула, состоя из нескольких атомов, может быть электрически нейтральной, и она также может потерять или присоединить к себе лишние электроны, стать положительно или отрицательно заряженной. Такие положительно или отрицательно заряженные атомы или молекулы называются ионами. Отсюда верхний слой атмосферы, где молекулы и атомы теряют свое электрическое равновесие, приобретая то положительный заряд (при потере электронов), то отрицательный (при захвате блуждающих электронов), называется ионосферой.

Ионосфера, принимая на себя разрушительную часть солнечного и космического излучения, ~~защитает нас~~ от их вредного

влияния. Эту энергию она использует на ионизацию молекул и атомов, на нагревание слоя озона, на чудесные полярные сияния.

Наличие далекой ионосферы является основным условием для осуществления радиосвязи. Еще в прошлом веке при изучении явления земного магнетизма была высказана мысль, что в атмосфере должны находиться электропроводящие слои. Обнаружить эти слои не было возможности. Распространение радиоволн на большие расстояния тоже сначала казалось загадкой. Для объяснения этого явления допускали мысль, что радиоволны где-то в верхних слоях атмосферы отражаются и возвращаются к земной поверхности, потом снова отражаются вверх и так зигзагообразно обходят весь земной шар. Что это за отражающие слои, каково их происхождение, какова их высота и другие физические характеристики, стало понятным совсем недавно, всего 20—30 лет тому назад.

Ионизированный воздух становится электропроводным. Электропроводящие слои ионосферы играют роль экрана, от которого отражаются радиоволны, идущие с земной поверхности.

Современные методы радиотехники позволяют «прощупать» всю толщу атмосферы, точно определить высоту ионизированных слоев, мощность и плотность ионизированного воздуха в каждом слое. Такие наблюдения ведутся на специальных ионосферных станциях, которые изучают ионизированные слои и дают для практики информацию об условиях состояния ионосферы и о прохождении радиоволн.

Слой рассеяния. Над ионосферой располагается последний слой из найденных пока — внешний слой, называемый слоем или сферой рассеяния. Он мало исследован, и данные о нем получены главным образом путем теоретических расчетов.

Как уже видно из названия, основной особенностью этого слоя является то, что из него происходит постоянное рассеивание частиц воздуха в мировое пространство. За нижнюю границу этого слоя считают высоту 800—1000 км. Здесь и выше воздуха так мало, что отдельные его частицы могут двигаться сотни километров, не сталкиваясь друг с другом. Следует вспомнить при этом, что у земной поверхности длина свободного пробега молекул не более одной стотысячной доли сантиметра. При такой разреженности воздуха в слое рассеивания отдельные частицы, обладающие достаточной скоростью, могут иногда уходить в мировое пространство.

## Глава II

### ЛУЧИСТАЯ ЭНЕРГИЯ СОЛНЦА

#### СОЛНЦЕ — ИСТОЧНИК ТЕПЛА И СВЕТА

Основным источником всей жизни на Земле является Солнце. Оно посылает на Землю огромное количество энергии в виде солнечной радиации. В сравнении с этой энергией мощность всех

остальных источников энергии на Земле, как например, излучение звезд, планет, радиоактивных веществ, является совершенно ничтожной.

Солнце, наиболее близкая к Земле звезда, представляет собою шар с диаметром около 1 400 000 км. По объему Солнце больше Земли почти в 1 306 000 раз. Размеры Солнца можно представить из следующего сравнения. Расстояние от Земли до Луны составляет 384 000 км. Если бы Землю вместе с Луной, сохраняя расстояние между ними, поместить в центр Солнца, то Луна вращалась бы вокруг Земли где-то на половине солнечного радиуса.

Соотношение размеров Земли и Солнца будет примерно такое же, как одного зерна по сравнению с мешком пшеницы.

Температура поверхности Солнца составляет около 6000°. С глубиной температура его возрастает до 40 000 000°. Все вещество Солнца находится в газообразном состоянии. Сила притяжения на поверхности Солнца в 27,6 раза больше, чем на Земле, т. е. 1 кг массы, взвешенный на Земле, весил бы на Солнце 27,6 кг. При такой силе тяжести внутренние слои Солнца должны находиться под исключительно большим давлением.

Благодаря колоссальному давлению во внутренних слоях и температуре до 40 000 000°, в солнечной массе происходит непрерывный процесс распада атомов на составляющие их части и восстановление из этих частей атомов других элементов. Этот процесс атомных превращений сопровождается выделением внутриатомной энергии. Последняя и служит неиссякаемым источником излучения солнечной энергии.

Земля удалена от Солнца на расстояние около 150 000 000 км. По нашим представлениям это огромное расстояние. Но если учесть размеры Солнца, его диаметр 1 400 000 км, то удаленность Земли всего лишь на 107 солнечных диаметров будет казаться не так уже большой.

Солнце излучает в мировое пространство громадное количество энергии. Напряжение лучистой энергии очень быстро убывает с расстоянием (обратно пропорционально квадрату расстояния). При расстоянии Земли от Солнца, равном 150 000 000 км, на земную поверхность попадает лишь незначительное количество излучаемой Солнцем энергии. Величину, характеризующую мощность потока лучистой энергии Солнца, принято называть интенсивностью радиации. Солнечная радиация раньше чем достигнуть земной поверхности проходит длинный путь в земной атмосфере. На этом пути она подвергается весьма существенным изменениям: в основном поглощается и рассеивается. Величина интенсивности радиации в разных точках земной поверхности и в атмосфере будет различной в зависимости от состояния атмосферы и толщи воздуха, которую проходят солнечные лучи. Но во всех точках на границе атмосферы интенсивность радиации будет одинаковой. Интенсивность солнечной ра-

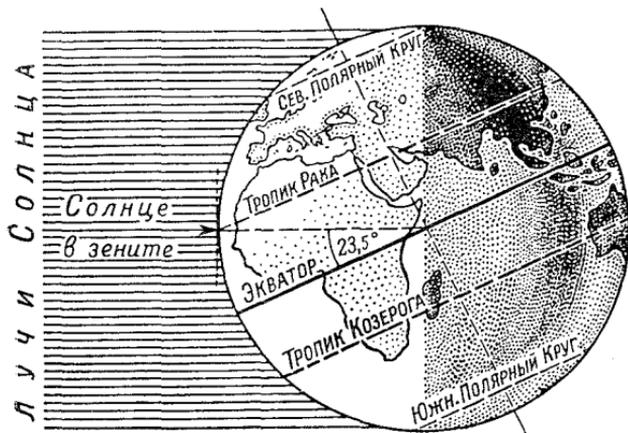


Рис. 2 Летнее солнцестояние.

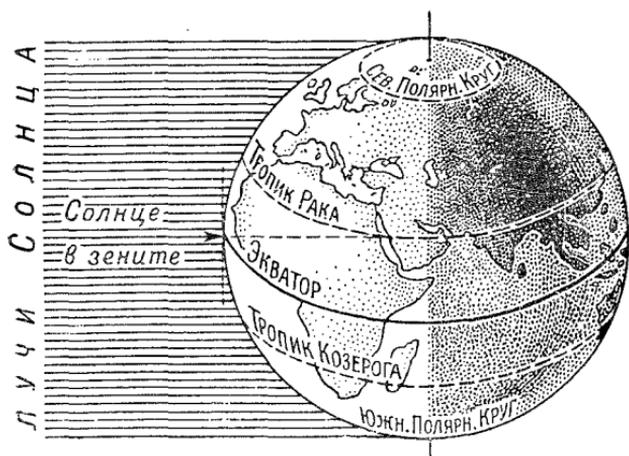


Рис. 3. Осеннее равноденствие.

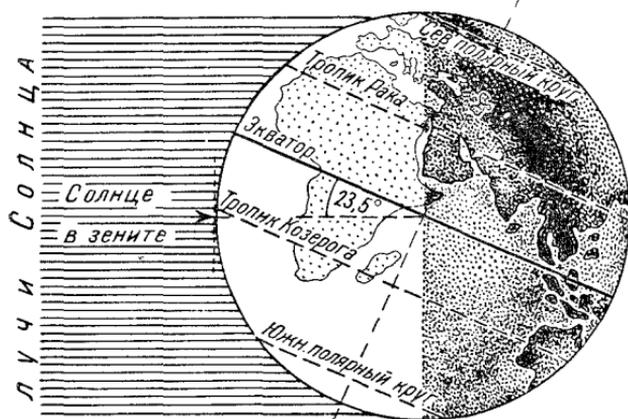


Рис. 4. Зимнее солнцестояние.

диации, т. е. количество лучистой энергии в калориях, приходящее в одну минуту на  $1 \text{ см}^2$  поверхности, расположенной перпендикулярно солнечным лучам на границе атмосферы, называется солнечной постоянной. Солнечная постоянная равна  $1,88 \text{ кал/см}^2 \text{ мин.}$  Указанная величина характеризует интенсивность потока солнечной энергии на расстоянии, равном среднему расстоянию Земли от Солнца. Известно, что Земля, вращаясь вокруг Солнца по эллипсу, то несколько приближается к Солнцу, то удаляется от него. Это изменение расстояния незначительно отражается на величине солнечной постоянной. Так, на 1 января значение солнечной постоянной будет  $1,95$ , а на 1 июля  $1,82 \text{ кал/см}^2 \text{ мин.}$  Солнечная постоянная изменяется также в зависимости от некоторых процессов, происходящих на Солнце. На поверхности Солнца с периодом в среднем около одиннадцати лет увеличивается количество темных образований — солнечных пятен. С увеличением числа солнечных пятен величина солнечной постоянной сначала быстро возрастает, потом это увеличение замедляется. При дальнейшем возрастании числа пятен величина солнечной постоянной начинает уменьшаться. Возрастание величины солнечной постоянной вызывает небольшое повышение температуры для Земли в целом. Одиннадцатилетний период повторяемости солнечных пятен вызывает такую же периодичность в некоторых других процессах в атмосфере.

Форма земного шара и его движение определенным образом влияют на приток солнечной энергии к земной поверхности. На поверхность земного шара отвесно падает только часть солнечных лучей. При вращении Земли лучи падают отвесно лишь в узком

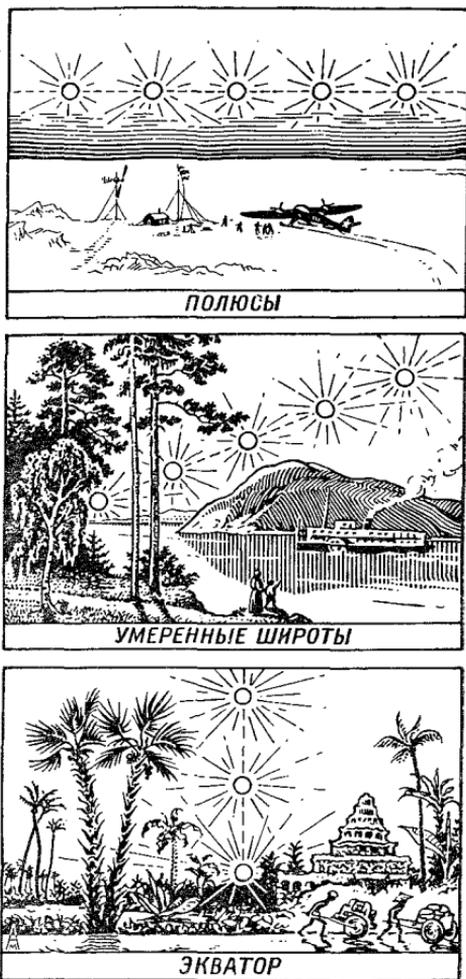


Рис. 5. Суточный ход Солнца на небесном своде в различных широтах.

Рис. 5. Суточный ход Солнца на небесном своде в различных широтах.

поясе, расположенном на равном расстоянии от полюсов. Таким поясом на земном шаре является экваториальный пояс. По мере удаления от экватора поверхность Земли становится все более и более наклонной по отношению к лучам Солнца. На экваторе, где лучи Солнца падают почти отвесно, наблюдается наибольшее нагревание. Здесь расположен жаркий пояс Земли. На полюсах, куда лучи Солнца падают очень наклонно, лежат вечные снега и льды. В средних широтах количество тепла убывает по мере удаления от экватора, т. е. по мере понижения высоты Солнца над горизонтом с приближением к полюсам (рис. 2—5).

Суточное вращение Земли вокруг своей оси вызывает значительные колебания температуры. Утром, с восходом Солнца, приход солнечной радиации начинает превышать собственное излучение земной поверхности, поэтому температура земной поверхности увеличивается. Наибольшее нагревание будет наблюдаться тогда, когда Солнце займет самое высокое положение. С приближением Солнца к горизонту его лучи становятся более наклонными к земной поверхности и нагревают ее уже меньше. После захода Солнца приток тепла прекращается. Ночное охлаждение земной поверхности продолжается до нового восхода Солнца.

### ОСЛАБЛЕНИЕ СОЛНЕЧНОЙ РАДИАЦИИ

Солнце отлично видно через атмосферный воздух, и это создает впечатление о том, что воздух совершенно прозрачен. На самом деле воздух оказывает существенное влияние на прохождение лучистой энергии Солнца к земной поверхности.

Солнечные лучи, прежде чем дойти до земной поверхности, проходят всю толщу атмосферы. Какое же влияние оказывает атмосфера на прохождение солнечных лучей? Часть солнечной энергии поглощается в атмосфере и превращается в другие виды энергии, главным образом в тепловую. Часть энергии рассеивается облаками, часть — молекулами воздуха и другими мельчайшими взвешенными в воздухе частицами и, наконец, часть энергии доходит до земной поверхности в виде параллельных лучей — это так называемая прямая солнечная радиация.

Рассеяние солнечного света — один из важнейших процессов атмосферы. Благодаря ему мы видим и «цвет неба» и меняющуюся окраску зорь, а также окружающие нас предметы даже при затененном Солнце. Исследованиями было установлено, что молекулы воздуха различно рассеивают отдельные части солнечного спектра. В видимой части солнечного спектра, начиная с красного цвета, каждый следующий (оранжевый, желтый, зеленый, голубой, синий, фиолетовый) рассеивается молекулами воздуха сильнее, чем предыдущий. Рассеивание синего цвета по сравнению с красным будет больше почти в восемь раз. В земной атмосфере рассеивается больше всего синих и голубых лучей. Этим и объясняется голубой и синий цвет неба.

По мере поднятия над земной поверхностью с уменьшением плотности воздуха уменьшается и общая освещенность, так как все меньше и меньше молекул будет рассеивать солнечный свет. Небо станет казаться глубже и темней. В цвете неба усилятся синие и фиолетовые тона. Только эти, наиболее рассеиваемые молекулами цвета будут создавать окраску неба. На высоте 16—19 км оно приобретает фиолетовую окраску. Здесь в основном рассеиваются только фиолетовые лучи. На бóльшей высоте небо станет темнофиолетовым. Чем выше, тем темнее становится небо. Наконец на какой-то высоте можно было бы увидеть и яркое, ослепительное Солнце, и звезды на черном фоне неба.

У земной поверхности с приближением Солнца к горизонту его лучи проходят все большую толщину атмосферы. По мере увеличения массы воздуха на пути лучей заходящего Солнца лучи более коротких волн рассеиваются и остаются более длинноволновые — оранжевые и красные, отчего Солнце при заходе имеет оранжево-красный цвет.

В рассеивании солнечного света и дневной освещенности участвуют примеси воздуха: дым, пыль, капельки тумана и облаков. Поэтому при закате Солнца в задымленном воздухе наблюдается больше красных оттенков.

Капельки тумана, облаков и дымки одинаково рассеивают все цвета солнечного света. Поэтому при влажной погоде, когда в воздухе образуется много мельчайших капелек воды, небо становится белесоватым, а утренние и вечерние зори бледными и тусклыми.

Рассеивая солнечную радиацию, атмосфера отражает часть ее в мировое пространство. Подобно тому, как Луна светит ночью отраженным от ее поверхности солнечным светом, так и Земля светит в мировое пространство, отражая солнечный свет своей атмосферой, облаками и земной поверхностью.

Кроме рассеяния, ослабление солнечной радиации в атмосфере происходит путем поглощения радиации некоторыми составными частями атмосферы.

Постоянные газы, из которых состоит атмосферный воздух, незначительно поглощают солнечную радиацию. Переменные газы обладают бóльшей поглощательной способностью, особенно водяной пар, который поглощает радиацию в инфракрасной части спектра.

Углекислый газ поглощает меньшее количество радиации, но также в длинноволновой части солнечного спектра.

Озон, так уже говорилось выше, поглощает в основном наиболее коротковолновое излучение Солнца (ультрафиолетовую радиацию).

Из практики известно, что различные по цвету и структуре поверхности неодинаково отражают солнечную радиацию. В летнее, жаркое время не следует одевать одежду из черных сильно нагревающихся материалов, отдавая предпочтение белым или

другим светлым тканям. Белые и гладкие поверхности обладают наибольшей отражательной способностью. Черные, шероховатые и влажные поверхности больше поглощают и меньше отражают падающую на них солнечную радиацию. Неодинаковая отражательная способность различных поверхностей имеет существенное значение в нагревании земной поверхности и в ряде атмосферных процессов. Отражательная способность какой-либо поверхности характеризуется отношением величины отраженной радиации ко всей радиации, падающей на эту поверхность. Эта величина называется альбедо и выражается обыкновенно в процентах, показывая, какой процент радиации отражается от данной поверхности.

## РАДИАЦИЯ ЗЕМЛИ И АТМОСФЕРЫ

Кроме прямой и рассеянной радиации, идущей от Солнца, большое значение для жизни на Земле имеет невидимая длинноволновая радиация, излучаемая как земной поверхностью, так и атмосферой.

Получая лучистую энергию от Солнца и нагреваясь, земная поверхность сама становится источником лучеиспускания. Это излучение отличается от солнечного. Длина волны радиации, излучаемой нагретым телом, зависит от его температуры. Температура поверхности Земли не бывает выше нескольких десятков градусов, поэтому земная поверхность излучает более длинные волны, соответствующие тепловому состоянию. Земное излучение измеряется в тех же единицах, что и солнечное.

Одновременно с потерей тепла излучением земная поверхность получает некоторое его количество от излучения самой атмосферы. Это излучение направлено сверху вниз к Земле.

Так как в среднем температура поверхности Земли выше температуры атмосферы, то в результате действия двух потоков (вверх и вниз) получается постоянный уход тепла излучением от земной поверхности.

Кроме температуры поверхности Земли, величина земного излучения будет зависеть от прозрачности атмосферы: чем прозрачнее атмосфера, тем больше потеря тепла земной поверхностью.

Длинноволновое земное излучение сильно поглощается водяным паром и углекислым газом и поэтому не уходит полностью в мировое пространство, а остается в атмосфере у земной поверхности. Таким образом, атмосфера и облака в ней являются хорошим одеялом, предохраняющим земную поверхность от охлаждения.

## ПРИХОД И РАСХОД ЛУЧИСТОЙ ЭНЕРГИИ

Для каждого места на земной поверхности существует приход радиации в виде суммарной солнечной радиации и излучения атмосферы и уход ее в виде отраженной солнечной радиации и

земного излучения. Разность между приходом и расходом радиации называют радиационным балансом. Можно рассчитать баланс за минуту, сутки, месяц и год. Изучение баланса лучистой энергии представляет собой крайне сложный вопрос. Путем многолетних наблюдений и теоретических исследований получены предварительные данные о тепловом балансе земной поверхности и атмосферы (рис. 6).

Если принять годовой приход солнечной энергии на верхнюю границу атмосферы за 100 единиц и в этих единицах выразить весь приход и расход лучистой энергии, то баланс солнечной ра-

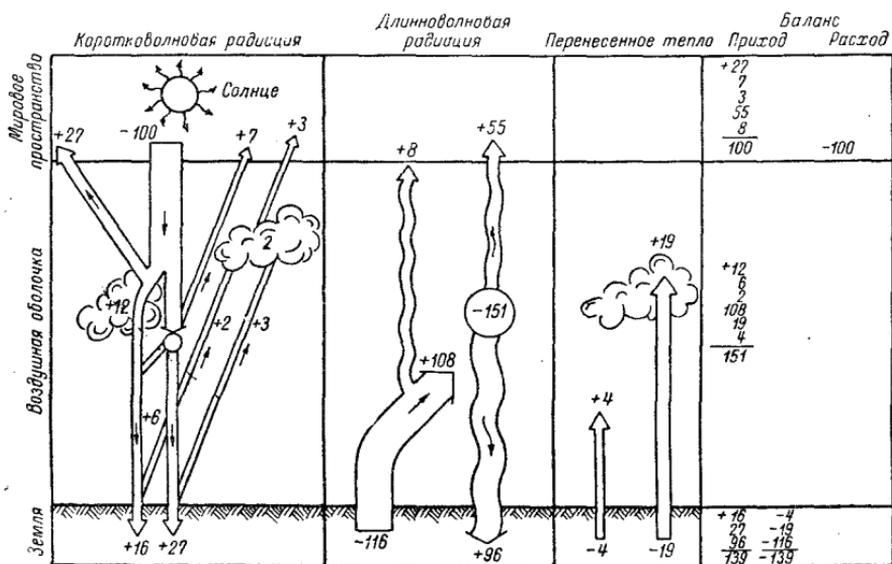


Рис. 6. Схема теплового баланса земного шара.

диации представится в следующем виде: 27 единиц отражаются от облаков и уходят обратно в мировое пространство; 7 единиц также уходят в мировое пространство в виде рассеянной радиации; 12 единиц поглощаются облаками; 6 единиц поглощаются самой атмосферой; 48 единиц доходят до земной поверхности, из них 30 единиц — в виде рассеянной радиации.

Из 48 единиц солнечной радиации, поступающей на земную поверхность, 5 единиц отражаются от земной поверхности, причем 3 единицы уходят в мировое пространство и 2 единицы поглощаются атмосферой.

Таким образом из общего количества пришедшей в атмосферу солнечной энергии 43 единицы идут на нагревание земной поверхности, 37 единиц отражаются обратно в мировое пространство и 20 единиц поглощаются облаками и атмосферой. Следовательно, отражательная способность Земли, ее альbedo, составляет 37%. Этим отраженным светом Земля светится подобно другим пла-

нетам в мировом пространстве. «Земной свет» можно видеть при его отражении от темной части поверхности Луны, когда после новолуния становится видимым весь лунный слабо светящийся диск.

Каков же будет баланс длинноволновой радиации, которой обмениваются между собой атмосфера и земная поверхность? Земная поверхность излучает за год 116 таких же единиц, в которых рассчитывается приход солнечной энергии на границу атмосферы.

Из этого количества 8 единиц уходят в мировое пространство и 108 единиц поглощаются атмосферой, преимущественно ее нижними слоями.

Помимо излучения, земная поверхность теряет свое тепло и другими путями. Всюду: с водных поверхностей, с влажной или даже слабо увлажненной почвы, с растительности,— идет непрерывный процесс испарения, превращения воды в водяной пар. На испарение затрачивается тепло в количестве 19 единиц годового прихода солнечного тепла. В атмосфере же происходит процесс, обратный испарению,— сгущение, конденсация водяного пара, обращение его в воду. Затраченное на испарение тепло снова выделяется, и атмосфера полностью получает те 19 единиц тепла, потерянные земной поверхностью при испарении.

Движущийся и перемешивающийся воздух, нагреваясь от земной поверхности, уносит в атмосферу 4 единицы тепла. Следовательно, всего атмосфера получает 20 единиц тепла от коротковолновой солнечной радиации, 108 единиц от земного длинноволнового излучения, 19 единиц от конденсации водяного пара и 4 единицы путем переноса тепла воздухом, нагревающимся у земной поверхности. В общем атмосфера получает 151 единицу.

Расходная часть атмосферного излучения складывается из двух потоков: 96 единиц атмосфера излучает к земной поверхности, 55 единиц — в мировое пространство.

Тепловой баланс земной поверхности, таким образом, складывается из следующих величин: 43 единицы приходят в виде коротковолновой солнечной радиации, 96 единиц поступают из атмосферы в виде ее длинноволнового излучения.

Расходуется же земная поверхность 116 единиц путем излучения (из них 108 в атмосферу и 8 в мировое пространство), 19 единиц затрачиваются на испарение, 4 единицы — на непосредственное нагревание воздуха.

Преобладание потока атмосферного излучения, направленного к земной поверхности, объясняется следующим. В поглощении земного излучения (108 единиц) и в собственном излучении атмосферы главную роль играет водяной пар. Наибольшее количество водяного пара находится в нижнем слое атмосферы. Температура этого слоя более значительна по сравнению с ближайшими вышележащими слоями и здесь, следовательно, происходит самое интенсивное излучение. Земная поверхность, полностью

поглощая направленное к ней излучение нижнего слоя, кроме того получает поток длинноволновой радиации от всех расположенных выше слоев. Все это в совокупности создает мощный поток тепла из атмосферы к земной поверхности, более чем в два раза превышающий количество тепла от солнечной радиации, доходящее до поверхности Земли. Последнее обстоятельство указывает, как велико значение атмосферы в тепловом балансе земной поверхности.

Оборот тепла в атмосфере (151 единицы), в полтора раза превышающий годовой приход солнечной радиации к границе атмосферы, указывает на исключительную активность процессов теплообмена в атмосфере.

Как уже говорилось, в одних местах земного шара преобладает приход солнечной радиации (влучение), а в других (в полярных областях) расход (излучение) значительно больше притока. Однако известно, что ни в одном месте земного шара не происходит непрерывного, все возрастающего повышения или понижения температуры. Выравнивание теплового состояния в отдельных областях земного шара осуществляется путем воздушных течений. Воздушные течения переносят тепло из экваториальных областей в полярные, поддерживают там жизнь во время полярной ночи, когда на долгие месяцы уходит за горизонт первоисточник тепла — Солнце.

Приведенный выше тепловой баланс рассчитан в целом для земного шара.

Решив задачу теплового баланса для всего земного шара в целом, метеорологи в настоящее время стремятся рассчитать тепловой баланс для отдельных широтных поясов и различных подстилающих поверхностей (суша, море) по сезонам года и для разных высот в атмосфере. Зная каково тепловое состояние той или иной воздушной массы и каково значение величин, изменяющих это состояние, можно будет решить многие практические задачи и в первую очередь задачу предвычисления погоды.

Изучение теплового баланса находится в центре внимания советских метеорологов, и они успешно работают над разрешением этой сложной и практически важной проблемы.

### ИЗМЕРЕНИЕ ЛУЧИСТОЙ ЭНЕРГИИ

Выше уже указывалось, что лучистая энергия, идущая от Солнца в виде потока параллельных лучей, называется прямой радиацией. Часть солнечного излучения, рассеянная молекулами и различными примесями в воздухе, а также облаками, проходящая из любой части небосвода, называется рассеянной радиацией. Весь поток солнечной радиации — прямой и рассеянной — вместе называется суммарной радиацией. Кроме того, солнечную радиацию называют еще коротковолновой в отличие от земного и атмосферного излучения, которые являются длинноволновыми.

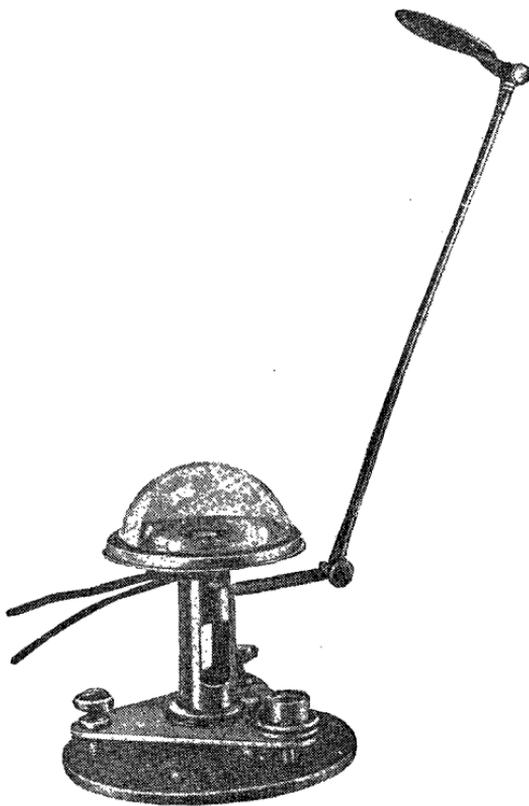


Рис. 7. Внешний вид пиранометра.

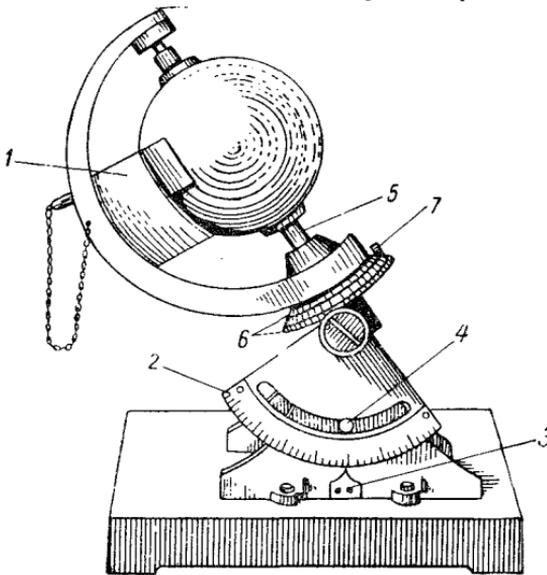


Рис. 8. Гелиограф универсальный.

Отдел метеорологии, занимающийся изучением лучистой энергии, называется актинометрией. Приборы для измерения прямой солнечной радиации носят общее название актинометров. Абсолютные актинометры, дающие интенсивность радиации в абсолютных единицах ( $\text{кал}/\text{см}^2 \text{ мин}$ ), называются пиргелиомерами. Приборы для измерения интенсивности рассеянной и суммарной радиации называются пиранометрами, а для измерения земного излучения — пиргеомерами. Измерение прихода — расхода (баланса) радиационных потоков в атмосфере производится балансометрами.

Для измерения радиации можно использовать ее различные действия: тепловые, электрические и химические. Наиболее часто используются приборы, основанные на измерении тепла, выделяющегося при поглощении радиации их приемниками.

Широко используются в актинометрии термоэлектрические приборы (рис. 7).

Для расчетов сумм тепла, полученного от солнечной радиации, необходимо знать число часов солнечного сияния за день. Для этого на метеорологических станциях используется прибор — гелио-

граф (рис. 8). Устройство его довольно просто. Солнечные лучи, проходя через сплошной стеклянный шар, собираются (фокусируются) и прожигают картонную ленту, помещенную в специальной подставке. В безоблачный день линия прожога на ленте будет непрерывной от восхода до заката Солнца. В дни, когда Солнце временами закрывается облаками, запись на ленте будет прерывистой. Пользуясь нанесенной на ленте шкалой времени, определяют длину прожогов и подсчитывают продолжительность солнечного сияния за этот день.

## СОЛНЦЕ И ЖИЗНЬ НА ЗЕМЛЕ

Рассматривая вопрос о солнечной радиации, нельзя не упомянуть о ее влиянии на процессы жизни на Земле.

Каждый год, когда Солнце день ото дня увеличивает свой путь на небе, в какой-то теплый февральский день появляется радостное предчувствие весны.

Еще повсюду в спящем парке  
Печально веет зимним сном,  
Но ослепительны и ярки  
Снега, лежащие ковром.  
Их греет солнце... Скоро, скоро,  
Под лаской девственных лучей,  
Стремглав помчится с косого  
Весною созданный ручей.

(К. Фофанов)

Увеличение солнечного тепла производит в живой природе чудесные изменения. Пробуждается жизнь растений, прилетают птицы. Все стремится к жизни и выражает радость. Это чувствуется в яркой зелени растений, в красках и аромате цветов. Радость звучит в пении скворцов, жаворонков и других «вестников весны».

Сияет солнце, воды блещут,  
На всем улыбка, жизнь во всем,  
Деревья радостно трещут,  
Купаясь в небе голубом.  
Поют деревья, блещут воды,  
Любовью воздух растворен,  
И мир, цветущий мир природы,  
Избытком жизни упоен...

(Ф. Тютчев)

Поднимающаяся волна жизни природы дает человеку наиболее светлую, обновляющую радость. Минует лето с жаркими, солнечными днями, с внезапными дождями и грозами, с полнотою жизни в плодах, в новых поколениях животного мира. Короче и прохладнее становятся дни. Все ниже и ниже на небесном

своде видимый путь Солнца. Приближается осень. Спадает волна жизни.

Есть в осени первоначальной  
Короткая, но дивная пора:  
Весь день стоит как бы хрустальный,  
И лучезарны вечера. . .  
Пустеет воздух, птиц не слышно боле;  
Но далеко еще до первых зимних бурь,  
И льется чистая и теплая лазурь  
На отдыхающее поле.

(Ф. Тютчев)

Проходит короткое «бабье лето». Наступает осень.

Унылая пора, очей очарованье,  
Приятна мне твоя прощальная краса —  
Люблю я пышное природы увяданье,  
В багрец и в золото одетые леса,  
В их сенях ветра шум и свежее дыханье,  
И мглой волнистою покрыты небеса,  
И редкий солнца луч, и первые морозы,  
И отдаленные седой зимы угрозы.

(А. Пушкин)

Заканчивается годичный цикл в природе. Растительный мир и часть животных переходят к зимнему покою.

Природа замерла, намурилась сурово;  
Поблекнувшей листвой покрылась земля,  
И холодом зимы повеял север снова  
В раздетые леса, на темные поля.

(И. Суриков)

Так описывают поэты изменения в природе, происходящие под влиянием притока солнечного тепла к земной поверхности. В летнее время Солнце бывает выше над горизонтом, и земная поверхность получает больше тепла. Зимой лучи Солнца падают наклонно к поверхности Земли, а за Полярным кругом совершенно не освещают ее. Изменение количества тепла, поступающего на Землю, вызывает столь важную для всей природы смену времен года.

В существовании и развитии растительного мира имеется еще одна более глубокая связь с солнечным светом. Растения через корневую систему берут из почвы воду и растворенные в ней минеральные вещества. Весь остальной материал и энергию для развития клеток растения берут из воздуха с помощью солнечного света. В листьях растений происходит процесс усвоения углекислоты из воздуха. Через мельчайшие щелочки на поверхности листа (устьицы), количество которых исчисляется сотнями тысяч и миллионами для одного листа, воздух проникает к растительным клеткам, содержащим особое вещество — хлорофилл. Клеточки с зеленым хлорофиллом поглощают углекислоту из воздуха. Поглощенная углекислота (газообразное соединение углерода и кислорода) при наличии солнечного света разлагается

на составные части: углерод и кислород. Освобожденный при этом разложении кислород выделяется в воздух. Углерод остается в растении и из него образуются различные сложные (органические) соединения: клетчатка, белок, крахмал, сахар и др. Эти органические соединения, имеющие в основе углерод, и составляют основную массу растения. В процессе усвоения углекислоты растениями солнечная энергия является необходимым условием. Лишенное света растение становится слабым и погибает. Каждое растение тянется к свету. Потребность в тепле и свете у некоторых растений так велика, что они как бы «следят» за движением Солнца. Цветы таких растений открываются утром на восток, навстречу первым лучам. Следуя за движением Солнца, они поворачиваются днем на юг, а к вечеру на запад. Так поворачивают свои соцветия подсолнух, хлопчатник и некоторые другие растения. В зависимости от физиологических особенностей растения разнообразно приспосабливаются к условиям освещенности.

Используя солнечную энергию для роста, растения тем самым накапливают ее в своей массе. Растительный мир является как бы аккумулятором солнечной энергии. При сжигании дров, каменного угля, торфа и различных продуктов нефти происходит обращение в энергию солнечного тепла, аккумулированного (накопленного) растениями за тысячи и миллионы лет. Все виды транспорта (морского, железнодорожного, автомобильного и авиационного), промышленность и мировое хозяйство в целом немислимы без каменного угля и нефти. Развитие техники за последние столетия стало возможно благодаря использованию запасов солнечной энергии, накопленной растениями за миллионы лет.

Велика также роль солнечного тепла в жизни животного мира. Достаточно указать, что основой питания человека и животных служат продукты растительного происхождения. Тепло и свет в существовании и развитии животных организмов также являются необходимыми условиями. По личному опыту каждый человек знает, как благотворно сказывается на здоровье солнечный свет (солнечный загар, обилие света в жилищах и т. п.).

### *Глава III*

## ТЕПЛОВОЙ РЕЖИМ ПОЧВЫ И ВОДОЕМОВ

### ИЗМЕРЕНИЕ ТЕМПЕРАТУРЫ

Известно, что многие предметы при нагревании увеличивают свой объем, или, как говорят, расширяются. Особенно это заметно на удлинении металлических стержней и также на увеличении объема жидкостей. Телеграфные провода сильно натянуты зимой, а летом они заметно провисают. Внимательно наблюдая, можно заметить, что промежуток между двумя скрепленными рельсами

летом бывает несколько меньше, чем зимой во время сильных морозов. Холодный керосин, налитый доверху в бутылку, начинает выливаться, как только вносят его в теплое помещение.

Свойство расширения жидких тел от нагревания используется для измерения температуры. Термометры обыкновенно наполняются ртутью или спиртом. Жидкость, расширяясь от нагревания, выходит из резервуара (шарового или цилиндрического) в узенькую (капиллярную) трубочку. Так как трубочка очень узка, то при небольшом увеличении температуры столбик жидкости заметно удлиняется. При охлаждении жидкость сжимается, часть ее уходит в резервуар, и столбик в капилляре снижается. Позади капилляра в стеклянной оправе термометра укрепляется шкала с делениями. Отсчитывая по делениям шкалы высоту столбика ртути, определяют температуру в градусах (рис. 9).

Обычный термометр показывает температуру той среды, в которой он находится в данное время. В некоторых случаях бывает необходимо определить наибольшую (максимальную) температуру за какой-либо промежуток времени. Для этой цели употребляются специальные термометры, называемые максимальными. Максимальный термометр отличается от обыкновенного тем, что капиллярная трубочка сразу же над резервуаром немного сужена. При повышении температуры ртуть в резервуаре расширяется и под давлением проходит через сужение в капиллярной трубке, поднимаясь в ней. С понижением температуры ртуть в резервуаре начнет сжиматься, столбик в капилляре обрывается в месте сужения, и вы-

Рис. 9. Метеорологические термометры: а) психрометрический, б) максимальный, в) минимальный

сота столбика ртути остается той, какой она была при высшей температуре за время между наблюдениями. Чтобы приготовить термометр к следующему наблюдению, нужно путем

встряхивания вогнать ртуть через сужение из капилляра обратно в резервуар, как это делается с медицинскими термометрами (которые устроены так же, как максимальные метеорологические).

Для определения наименьшей температуры (минимальной) употребляются специальные минимальные термометры. Минимальный термометр наполняется спиртом, так как ртуть замерзает при температуре  $-38,9^{\circ}$ . В канал капилляра вводится небольшой стеклянный штифтик. Перед наблюдением

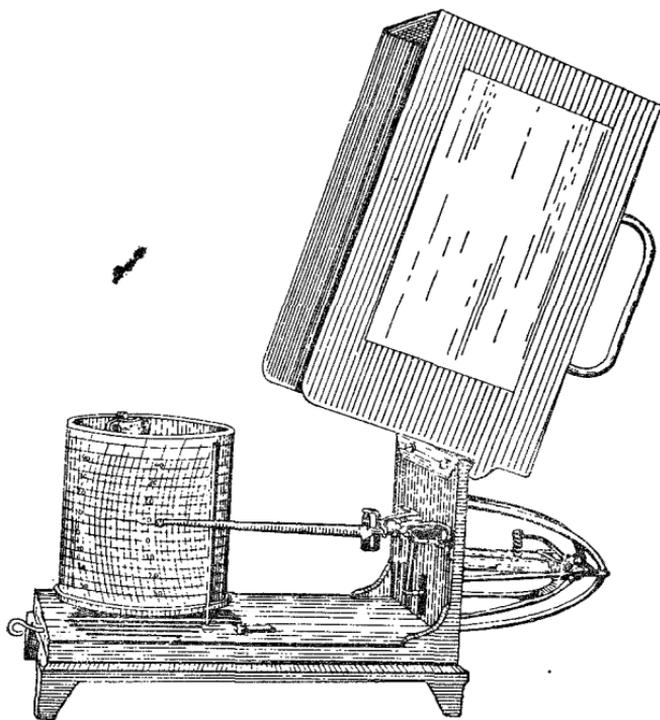


Рис. 10. Термограф.

штифтик подводится к поверхности столбика спирта в капилляре. Пленка поверхностного натяжения спирта не позволяет штифтику выйти из спирта. Термометр устанавливается в горизонтальном положении. С понижением температуры штифтик вместе со спиртом увлекается к резервуару. При повышении температуры спирт уходит дальше от резервуара, а штифтик, легко обтекаемый спиртом, останется на месте и покажет наименьшую температуру за время наблюдений. Отсчет минимальной температуры производится по удаленному от резервуара концу штифтика. После отсчета штифтик подводится к поверхности столбика спирта.

Для непрерывной записи изменений температуры существует прибор называемый термографом (рис. 10). Основной

частью, воспринимающей изменения температуры, служит изогнутая пластинка из двух металлов (биметаллическая) с различной способностью расширения этих металлов. Неравномерное расширение при изменении температуры то увеличивает, то уменьшает прогиб пластинки. Один конец пластинки укреплен неподвижно, другой при помощи рычагов соединен со стрелкой, на конце которой надето перо особого устройства, наполненное специальными чернилами. Перо прикасается к бумажной ленте, надетой на барабан, внутри которого находится часовой механизм. Барабан имеет суточный или недельный оборот. Если перо не изменяло бы своего положения, то при вращении барабана получалась бы на ленте прямая горизонтальная линия. Так как перо связано с биметаллической пластинкой, то вместо прямой линии на ленте получается запись, отражающая изменения температуры. Запись термографа дает возможность наглядно видеть все изменения температуры за сутки или за неделю. Таким образом, термограф показывает непрерывный ход изменений температуры, что является очень важным для изучения погоды и климата.

Для определения температуры воздуха термометры помещаются в особых деревянных будках на высоте 2 м от земной поверхности. Метеорологические будки (метеорологи их называют психрометрическими) защищают термометры от лучей солнца и осадков. В то же время стенки их, устроенные из деревянных планок (жалюзи), дают возможность движению воздуха около резервуаров термометров.

Часто приходится слышать такую фразу: «Сегодня температура воздуха на солнце была столько-то градусов». Следует помнить: температура воздуха одинакова как на солнце, так и в тени (если только это не закрытое помещение). Но термометр, находящийся на солнце, будет показывать, кроме температуры воздуха, еще то нагревание, которое он получит от непосредственного поглощения солнечной радиации его резервуаром. Атмосферный воздух почти прозрачен для солнечных лучей, но человек и наземные предметы поглощают эти лучи; поэтому важно, где они находятся: в тени или на солнце. Если выйти из тени на солнце, то тело и одежда будут поглощать солнечную радиацию. Станет жарко, и покажется, что воздух стал теплее, хотя температура воздуха не изменилась.

Температура на поверхности почвы измеряется при помощи серии термометров (обыкновенного, максимального и минимального).

Для наблюдений термометры кладут на оголенную от растительности открытую, незатененную площадку размером 4 × 6 м. Почва на площадке систематически разрыхляется. Зимой термометры укладывают на той же площадке, но на поверхности снежного покрова. К поверхности почвы (или снега) термометры должны плотно прилегать так, чтобы резервуары их были наполовину погружены в почву. Температура почвы до глубины 20 см

определяется термометрами Савинова (так они названы по имени предложившего их проф. С. И. Савинова). Устройство и способ установки этих термометров изображены на рис. 11.

Для определения температуры почвы на больших глубинах употребляют вытяжные термометры.

Вытяжной термометр представляет собой обыкновенный термометр, заключенный в специальную металлическую оправу с прорезями, позволяющими производить отсчеты. Термометр в оправе прикрепляется к деревянной палке определенной длины. Вытяжные термометры обыкновенно устанавливаются на глубине 40, 80, 160 и 320 см. Для этого в почву на соответствующую

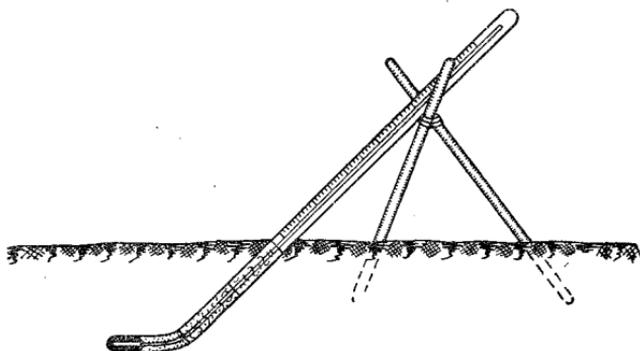


Рис. 11. Почвенный термометр Савинова.

глубину с помощью почвенного бура опускаются эбонитовые (или пластмассовые) трубки с металлическими наконечниками. В такие трубки вставляются палки с термометрами. Находясь на определенной глубине, термометр принимает температуру того слоя почвы, в котором находится его резервуар. Для отсчетов термометр вытягивается из трубки, в которой он установлен поэтому и называется вытяжным. Во избежание изменений показаний термометра во время вытягивания и отсчета его резервуар в оправе окружают слоем медных опилок, которые предохраняют термометр от быстрых изменений температуры.

## ТЕМПЕРАТУРА ПОЧВЫ

В главе о солнечной радиации уже указывалось, что температура земной поверхности имеет чрезвычайно большое значение для теплового режима атмосферы. Атмосфера получает от земной поверхности тепла в пять раз больше, чем от Солнца.

Активную роль в обмене теплом между землей и атмосферой играет так называемая деятельная поверхность. Дея-

тельной поверхностью в метеорологии называется поверхность почвы, растительности, а также любого другого тела, которая поглощает и отдает тепло и тем самым регулирует термический режим как прилегающих слоев воздуха, так и почвы. Деятельный слой претерпевает очень резкие колебания температуры в связи с поглощением солнечной радиации и собственным излучением. Днем лучи Солнца сильно нагревают деятельный слой. Ночью вследствие излучения этот слой часто оказывается холоднее прилегающего слоя воздуха и нижележащих слоев почвы. Колебание температуры (потепление днем и похолодание ночью) передается более глубоким слоям почвы. Волна суточного колебания температуры, проникая в глубину, постепенно затухает, и время наступления максимума и минимума температуры запаздывает с глубиной. Суточные колебания температуры можно проследить до глубины 80—100 см. Температура и ее колебания зависят от состава и строения почвы. Наиболее важную роль в тепловом режиме почвы играют следующие ее физические свойства: отражательная способность (альbedo), теплоемкость и теплопроводность. Наибольшей отражательной способностью обладает свежеснежный покров, отражающий около 75—90% поступающей на его поверхность радиации. Наименьшую отражательную способность имеет мокрый чернозем, от которого отражается всего лишь 8%. Песок отражает около 30%, зеленая трава — 25%. Очевидно, что, чем больше отражательная способность, тем меньшее количество тепла будет поглощать та или другая почва.

Объемная теплоемкость почвы (т. е. количество тепла, необходимое для нагревания 1 см<sup>3</sup> почвы на 1°) зависит от содержания в ней воды и воздуха. Воздух обладает чрезвычайно малой теплоемкостью (около 0,000306), поэтому, например, сухой торф обладает наименьшей теплоемкостью и будет при одинаковых условиях нагреваться сильнее, чем другие почвы. Торф, пропитанный водой (теплоемкость воды равна 1,00), обладает наибольшей теплоемкостью и, следовательно, будет нагреваться медленнее, чем другие почвы. Вода повышает теплоемкость почв, в которых она находится. В повседневной жизни можно часто наблюдать, что почва после дождей слабо нагревается за день.

Теплопроводностью называется способность тела передавать тепло соприкасающимся с ним телам. Мерило теплопроводности какого-либо вещества служит коэффициент теплопроводности, равный количеству тепла, которое проходит в 1 секунду через 1 см<sup>2</sup> слоя данного вещества толщиной в 1 см, если температура одной стороны слоя отличается на 1° от температуры с другой стороны. Воздух по сравнению с твердыми и жидкими телами обладает наименьшей теплопроводностью (около 0,00005). Отсюда можно заключить, что, чем больше почва содержит воздуха, т. е. чем она рыхлее и суше, тем меньше будет ее теплопроводность. Верхний слой мало теплопроводных почв сильно нагревается, так как не успевает передавать получаемое тепло

нижележащим слоям. Поверхность сухой песчаной почвы в летнее время бывает сильно нагрета, но уже на небольшой глубине температура будет значительно ниже.

Учитывая роль воды в теплоемкости и теплопроводности почвы, можно понять почему влажные почвы обладают более ровным суточным ходом температуры (т. е. разность между максимальной и минимальной температурой, или, как ее называют, амплитуда суточного хода, на таких почвах невелика) и почему наиболее резкие колебания температуры почвы наблюдаются в местностях с сухим климатом.

Растительный и снежный покров также влияет на температуру почвы. Растения, затеняя поверхность почвы, уменьшают приход к ней солнечной радиации. Использование растениями почвенной влаги уменьшает теплоемкость почвы. В жаркое, сухое лето почва, покрытая растительностью, бывает холоднее на несколько градусов до глубины 1 м и больше сравнительно с оголенной почвой.

Снег, покрывая почву, на длительный срок (3—6 месяцев для большей части территории СССР) нарушает обычный теплообмен между почвой и атмосферой. Высокая отражательная способность (альbedo) снега способствует охлаждению приземного слоя воздуха. Чем рыхлее снег, чем больше в нем содержится воздуха, тем менее его теплопроводность. Благодаря малой теплопроводности, снег хорошо защищает почву от потери тепла. Защитное действие снежного покрова хорошо известно по его влиянию на озимые посевы. Сильные морозы зимы не страшны озимым посевам, если последние прикрыты даже невысоким слоем снега, в 20—30 см.

Разность температур почвы, обнаженной и покрытой снегом, в одном и том же пункте достигает в отдельные холодные годы 30° и более.

В северной и северо-восточной части Сибири в зависимости от продолжительности лета почва оттаивает до небольшой глубины (около 1 м). В нижележащих слоях остается вечная мерзлота, распространяющаяся в некоторых районах на десятки и сотни метров в глубину. Вечная мерзлота встречается также около озера Байкал, где лето достаточно теплое и продолжительное. Здесь наличие вечной мерзлоты объясняется незначительной высотой снежного покрова во время суровой зимы. Слабо защищенная снегом почва промерзает на большую глубину, и летнего тепла бывает недостаточно, чтобы оттаял весь промерзший слой. Гораздо севернее Байкала, в районе Туруханска, где лето короче и зима суровей, вечная мерзлота не наблюдается. Мощный снежный покров, залегающий там, предохраняет почву от глубокого промерзания, и замерзший слой почвы успевает оттаять за короткое лето. Районы вечной мерзлоты в Сибири захватывают очень большую площадь. Вечная мерзлота затрудняет возведение капитальных сооружений (разрушая и

делая неустойчивыми фундаменты) и вредно сказывается на развитии сельского хозяйства и дорожного строительства.

Характер годового хода температуры почвы на глубинах имеет сходство с суточным ходом. Понижение и повышение температуры медленно и с запозданием передаются в глубину. Наступление максимальных и минимальных температур запаздывает примерно на 20—30 дней на каждый метр глубины почвы. Волна холода еще продолжает распространяться в глубину уже после того, как верхние слои почвы нагреются. Годовые колебания температуры почвы затухают на глубине от 15 до 30 м, в зависимости от характера почвы и климатических условий. Этот слой называют слоем постоянной годовой температуры. Ниже него температура почвы снова повышается. Через каждые 30—35 м глубины температура повышается примерно на 1°. Вследствие такого распределения температуры в глубоких шахтах наблюдается сравнительно высокая температура. Температура глубоких слоев земной коры и закономерности ее изменений определяются уже не внешним воздействием, а строением и физическими свойствами земной коры.

#### ТЕМПЕРАТУРА ВОДНЫХ ПОВЕРХНОСТЕЙ

Вода покрывает около  $\frac{3}{4}$  земной поверхности. Занимая огромные пространства, моря и океаны оказывают большое влияние на теплообмен между землей и атмосферой.

Теплоемкость воды почти в 3000 раз больше теплоемкости воздуха, т. е. на нагревание равного объема для воды требуется тепла в 3000 раз больше, чем для воздуха. Следовательно, запас тепла при одинаковой температуре в воде будет в 3000 раз больше, чем в воздухе. Поэтому если вода будет иметь более низкую температуру, чем воздух, то она не может получить от воздуха достаточного количества тепла для выравнивания температуры (хотя она все же будет получать от воздуха тепло, так как передача тепла всегда происходит от более нагретого тела к менее нагретому). Наоборот, более теплая вода будет служить для воздуха почти неиссякаемым источником нагревания.

Основным источником нагревания воды, как и почвы, служит солнечная радиация.

Солнечные лучи частью отражаются от поверхности воды, частью поглощаются ею. Наибольшее отражение наблюдается при низком положении Солнца и спокойной поверхности воды. Проникающая внутрь воды солнечная радиация быстро поглощается, но расходуется в основном на нагревание лишь самых верхних слоев. Уже на глубине 10 м солнечная радиация производит в 10 000 раз меньшее нагревание, чем в поверхностном слое. Молекулярная теплопроводность воды невелика, поэтому верхние слои воды, нагреваясь в дневное время, очень слабо передают путем теплопроводности свое тепло нижележащим слоям.

Более теплые и, следовательно, менее плотные верхние слои воды устойчиво покоятся на нижних, более плотных. Только в случае очень сильного испарения и увеличения солености воды (в морях) днем из поверхностного слоя будет происходить опускание вглубь более плотной, соленой воды. Это до некоторой степени выравнивает температуру. Обыкновенно днем температура спокойной воды резко понижается с глубиной. Купаясь в озерах и морях, при тихой погоде можно заметить, что самая теплая вода находится в небольшом поверхностном слое. Во время волнения происходит выравнивание температуры благодаря турбулентному перемешиванию во всем слое воды, охваченном волнением. Ночью охлажденный излучением поверхностный слой становится плотнее и как более тяжелый опускается вниз. Выходящие к поверхности более теплые слои также охлаждаются от излучения и снова опускаются вниз. Таким образом, в течение ночи происходит незаметное перемешивание воды в нагретом за день слое. Благодаря главным образом перемешиванию воды суточные колебания температуры в воде проникают до глубины 15—20 м. Величина суточных колебаний температуры поверхности воды невелика. В большей части океанов разница между наибольшей и наименьшей температурой (амплитуда) редко превышает 0,5°. В морях и озерах амплитуда суточных колебаний несколько более 1—5°. Максимум температуры наступает около 3—4 часов пополудня, а минимум через 2—3 часа после восхода Солнца.

Годовые колебания температуры воды проникают вглубь до 200—300 м. Наступление максимума температуры для большинства морей северного полушария наблюдается в августе. Наибольшее охлаждение наступает обыкновенно в феврале и иногда в марте. В открытых морях годовое колебание температуры бывает в пределах 6—12° (для средних широт). В Балтийском море годовое колебание равно 12—17°, в Черном море составляет 20—24°. На озерах годовые колебания значительно больше и зависят от климата окружающей эти озера суши. Наибольшее потепление и похолодание в воде обычно запаздывают на месяц, против соответствующей температуры воздуха.

Температура воды рек зависит от географического положения, источников и скорости течения рек. В больших медленно текущих реках можно наблюдать дневное нагревание верхнего слоя воды.

#### Глава IV

### ТЕМПЕРАТУРА ВОЗДУХА

#### СУТОЧНЫЙ ХОД ТЕМПЕРАТУРЫ ВОЗДУХА

Суточные колебания температуры подстилающей поверхности сопровождаются, естественно, колебаниями температуры прилегающих к ней слоев воздуха. Эти колебания температуры воздуха будут различны над разными подстилающими поверхностями.

Над поверхностью воды дневное повышение температуры воздуха следует за высотой Солнца. Обладая большой теплоемкостью, вода отдает воздуху мало тепла. Из поверхностного слоя воды передается в глубину в 270 раз больше тепла, чем в воздух. Это уменьшает дневное повышение температуры воздуха над водной поверхностью. Огромный запас тепла в воде в ночное время служит источником нагревания воздуха, и температура последнего над водой лишь медленно понижается. Наибольшую температуру воздух над поверхностью моря имеет около полудня, во время максимума солнечной радиации. Иную картину представляет суточный ход температуры над сушей, вдали от морей. В дневные часы температура почвы резко повышается, и разница с температурой воздуха может достигать в отдельных местах до 40° и более. Приземной слой воздуха нагревается главным образом от земной поверхности. Нагревание воздуха сопровождается его расширением. Менее плотный и, следовательно, более легкий воздух не может устойчиво находиться под холодным. Нагретый у земной поверхности воздух начинает подниматься вверх. На место поднявшегося теплого воздуха опускается сверху холодный воздух. Тонкие волнистые струйки воздуха беспорядочно идут вверх и вниз. Слой воздуха, охваченный таким перемешиванием, кажется как бы дрожащим, переливающимся. Перенос тепла путем взаимного перемещения струек теплого и холодного воздуха является основным способом нагревания приземного слоя атмосферы. Нагревание от земной поверхности значительно повышает температуру воздуха над сушей. При одинаковых условиях облучения температура воздуха над сушей бывает выше, чем над морем. Нагревание воздуха от земной поверхности продолжается и после полудня, пока почва имеет достаточно высокую температуру. Наибольшая температура воздуха за день наступает через 2—3 часа после полудня. Наступление максимума бывает тем позднее, чем длиннее дневная часть суток. По мере ослабления потока солнечной энергии и охлаждения земной поверхности, температура воздуха начинает понижаться. Минимальная температура воздуха наблюдается перед восходом Солнца, одновременно с наибольшим охлаждением почвы.

Правильные волнообразные суточные колебания температуры воздуха довольно часто нарушаются приходом теплой или холодной массы воздуха. Ветер также сглаживает резкий суточный ход, перемешивая нагревающийся или охлаждающийся воздух. Выпадение дождя охлаждает воздух. Облака зимой и ночью, перехватывая земное излучение и излучая сами, уменьшают похолодание. В летний же день облака приносят прохладу, затеняя земную поверхность от прямых лучей Солнца.

В зимнее время Солнце слабо нагревает земную поверхность. Продолжительное ночное излучение вызывает сильное охлаждение воздуха в приземных слоях. Поэтому зимой в суточном ходе температуры воздуха основную роль играет не дневное повыше-

ние, а ночное понижение температуры, зависящее от продолжительности и условий ночного излучения. Величина суточных колебаний зимой бывает значительно меньше, чем летом.

На юге суточные колебания температуры воздуха больше, чем на севере. В тропических пустынях разница между высокой дневной и ночной температурой воздуха достигает 30—40°. Колебания температуры поверхности почвы здесь еще более значительны.

Суточный ход температуры воздуха зависит также от рельефа. На вершинах холмов, увалов и других возвышенностей суточные изменения температуры воздуха меньше, чем в долинах, котловинах и других вогнутых формах рельефа. Днем в долинах воздух нагревается как от дна, так и от боков долины, мало перемешивается ветром, и поэтому температура бывает выше, чем над возвышенностями, где ветер свободно перемешивает воздух. В ночное время воздух, охлажденный излучением на вершинах возвышенностей, стекает в долины, увеличивая там общее охлаждение от излучения.

Суточные колебания температуры особенно велики на плоскогорьях теплого пояса Земли. Прозрачность горного воздуха способствует как нагреванию, так и охлаждению поверхности почвы и приземного слоя воздуха.

В средних широтах при одной и той же высоте Солнца весной и осенью суточные колебания температуры бывают больше весной благодаря сильному ночному охлаждению и наличию снега. В полярных областях суточные колебания температуры невелики в летнее и зимнее время. Во время полярной ночи, продолжающейся несколько месяцев, суточные колебания почти совершенно прекращаются.

Суточные колебания температуры над сушей наиболее резко выражены в приземном слое воздуха. С высотой разность между дневной и ночной температурой уменьшается, а время наступления крайних температур запаздывает. На высоте около 1 км обычно наблюдаются незначительные суточные колебания температуры.

## Годовой ход температуры воздуха

Годовые колебания температуры в каком-либо месте определяются его положением на земном шаре. В области экватора Солнце два раза в году находится в зените, незначительно отклоняясь то к югу (зима в северном полушарии), то к северу (зима в южном полушарии). Поэтому годовые колебания температуры в области экватора незначительны. В течение года здесь наблюдается два максимума (во время равноденствий) и два минимума (во время солнцестояний).

В тропических поясах (северном и южном) наблюдается один максимум температуры, вскоре после наивысшего положения

Солнца, и один минимум, после наиболее низкого положения Солнца.

В средних широтах наибольшая и наименьшая температура года также следует за самым высоким и самым низким положением Солнца. Разница в температуре лета и зимы увеличивается по мере удаления от тропиков. В средних широтах приобретают самостоятельное значение переходные периоды от зимы к лету — весна и от лета к зиме — осень. Неодинаковые условия облучения и неравномерное распределение суши и моря создают большое разнообразие температуры воздуха в средних широтах.

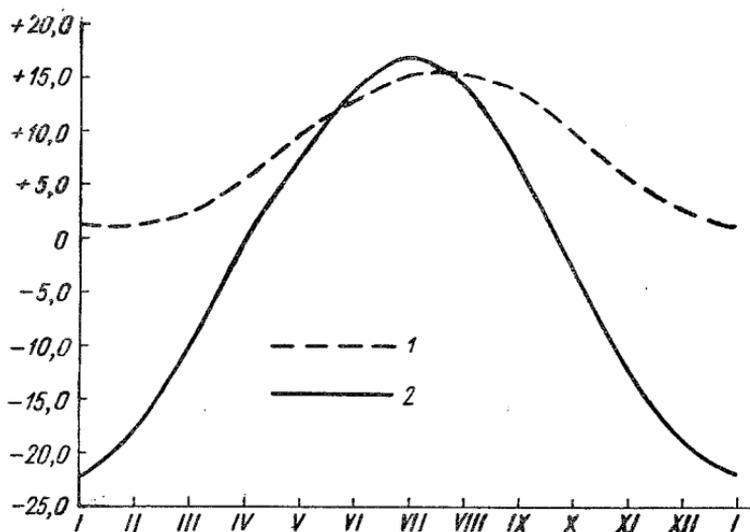


Рис. 12. Годовой ход температуры воздуха.

1 — на острове близ берегов Германии; 2 — среди азиатского материка на той же широте.

Моря оказывают сглаживающее действие на изменение температуры воздуха. Поэтому места, расположенные у берегов морей и океанов, отличаются небольшими колебаниями температуры: прохладной весной, теплыми летом и осенью и умеренно холодной зимой. При продвижении от моря в глубь суши наблюдаются резкие изменения температуры в течение всего года: жаркое лето и холодная, суровая зима. На приведенном графике (рис. 12) видно, как изменяется температура воздуха в двух пунктах, имеющих одинаковые условия облучения (находятся на одной широте), но расположенных различно: один на острове среди океана, а другой внутри материка.

Сравнивая средние температуры за отдельные годы, можно заметить, что один год бывает несколько теплее, а другой — холоднее. Иногда ряд теплых лет сменяется рядом более холодных лет. Такие отклонения обыкновенно незначительны и для длин-

ного ряда лет они равномерно колеблются около какой-то постоянной, средней температуры данного места. Отклонения или изменения температуры одного и того же месяца за отдельные годы бывают довольно значительны, особенно зимой, доходя до  $20^{\circ}$  и более. Неюрмально теплые зимние месяцы или холодные летние, наверное, памяты каждому жителю средних и более высоких широт. В отдельные дни, независимо от времени суток, наблюдается повышение или понижение температуры на  $10\text{--}15^{\circ}$  в течение нескольких часов. Такие нарушения нормального хода температуры наблюдаются чаще всего в средних широтах. В тропиках они гораздо реже и не так значительны.

#### ГЕОГРАФИЧЕСКОЕ РАСПРЕДЕЛЕНИЕ ТЕМПЕРАТУРЫ ВОЗДУХА

Если бы земная поверхность всюду была однородной и воздух не имел бы способности перемещаться, то температура воздуха имела бы вполне определенный суточный и годовой ход, соответствующий широте места. От экватора к полюсам наблюдалось бы равномерное понижение средних годовых значений температуры.

Известно, что температура воздуха в значительной степени зависит от подстилающей поверхности и что воздушные течения производят перераспределение тепла на земной поверхности. Разнообразие подстилающей поверхности и воздушные течения создают сложную картину распределения температуры воздуха на земном шаре.

Для характеристики географического распределения температуры воздуха пользуются графическим методом изолиний. Нанеся на географическую карту средние температуры за год, или за отдельные месяцы, соединяют линиями места с одинаковыми величинами температуры. Такие линии одинаковых значений температуры называются изотермами. На изотермах января виден (в северном полушарии) резкий изгиб изотерм к северу над океанами и к югу над материками (рис. 13). Июльские изотермы для этих же мест дают обратную картину (рис. 14). Объясняется это неодинаковой способностью к нагреванию и охлаждению суши и воды. Зимой поверхность материков сильно охлаждается. Поверхность же океанов бывает значительно теплее, благодаря большой теплоемкости и турбулентному перемешиванию воды.

Разница в температуре воздуха над сушей и океаном особенно заметна в северной части Атлантического океана, где теплое морское течение Гольфстрим оказывает влияние на температуру воздуха северо-западных берегов Европы.

В Северо-Восточной Сибири замкнутые изобары отмечают «полюс холода» — самое холодное место на земле. В районе г. Верхоянска средняя температура января равна  $-50^{\circ}$ .

Изотермы июля показывают более высокие температуры над материками по сравнению с океанами в тех же широтах.

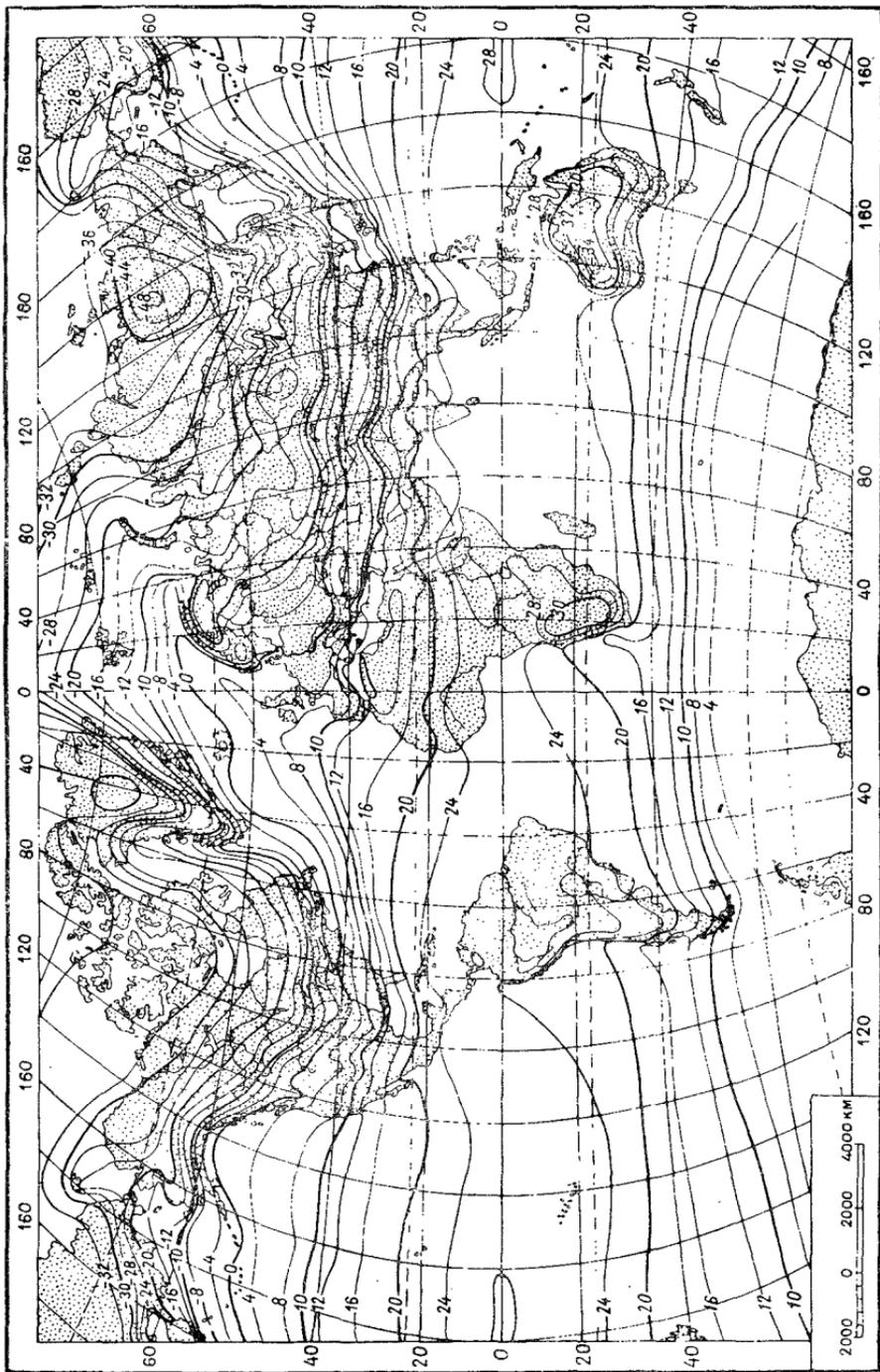


Рис. 13. Изогермы в январе.

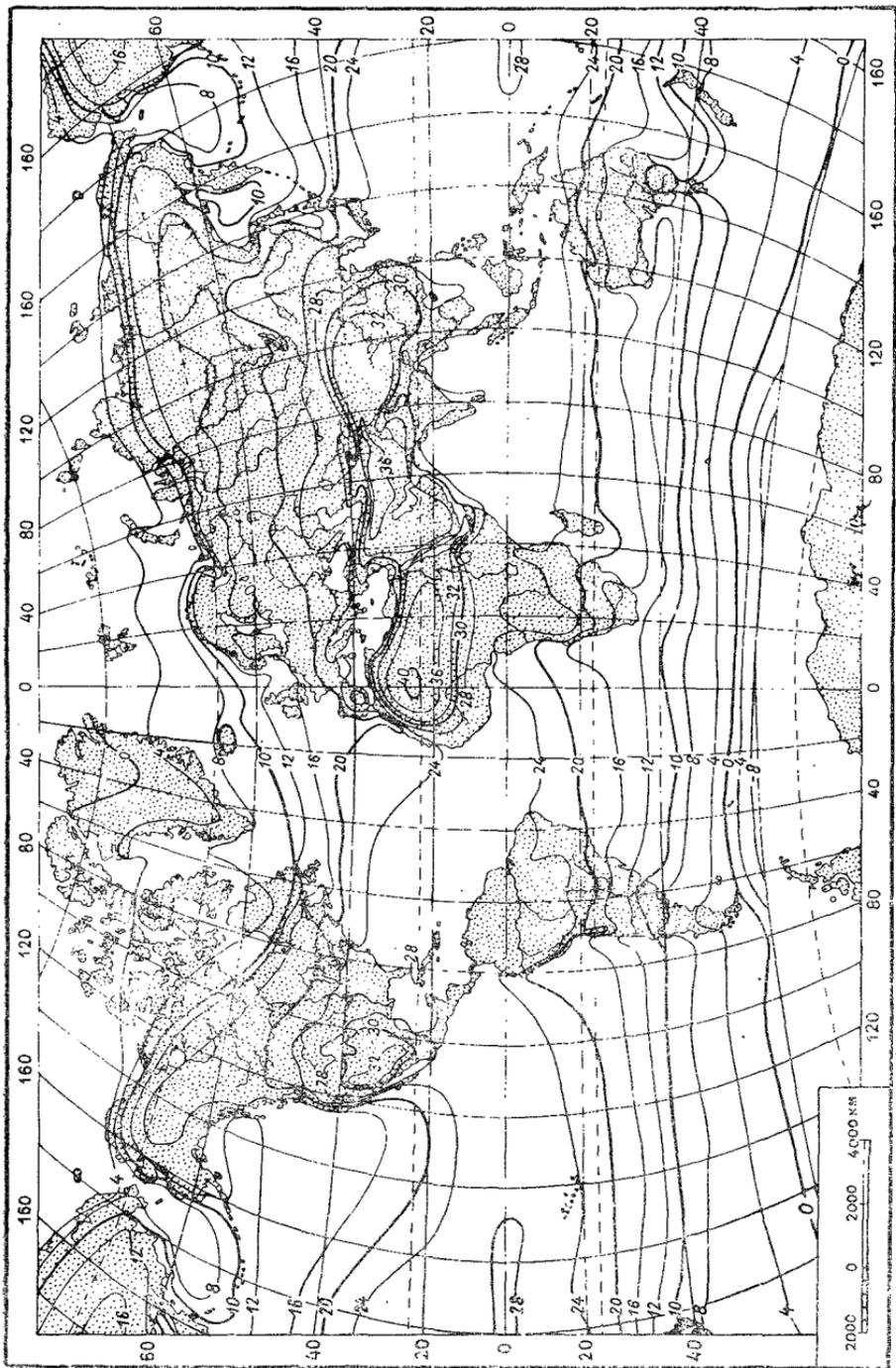


Рис. 14. Изотермы в июле.

Резкий изгиб изотерм к югу заметен на Тихом океане, где вдоль побережий (в северном полушарии) проходят холодные морские течения. Изотермы самых высоких значений температуры, достигающие до  $30-40^\circ$ , замыкаются в больших тропических пустынях. Отдельные температуры доходят до  $57-58^\circ$ . Наиболее низкая температура воздуха отмечена в г. Верхоянске  $-69,8^\circ$  и в Оймяконе  $-70,2^\circ$ . Следует заметить, что в районе «полюса холода» летом бывает достаточно тепло. Средняя температура июля в Верхоянске равна  $15,4^\circ$ , а наивысшая температура достигала  $33,7^\circ$ . Таким образом в районе Верхоянска могут наблюдаться колебания температуры в пределах более  $100^\circ$  ( $103,5^\circ$ ).

### ИЗМЕНЕНИЕ ТЕМПЕРАТУРЫ ВОЗДУХА С ВЫСОТОЙ

Температура воздуха с высотой в тропосфере понижается в среднем на  $0,6^\circ$  на каждые 100 м высоты. Однако довольно часто встречаются отклонения от этого среднего понижения температуры. Величина понижения температуры на каждые 100 м высоты называется вертикальным температурным градиентом. Величина температурного градиента играет большую роль в процессах погоды.

Нагревание газа ведет к увеличению скорости движения его молекул. От этого увеличится число столкновений молекул, а следовательно, и упругость газа, его стремление к расширению. Как только газ получит возможность к расширению, он за счет приобретенного тепла увеличит свой объем и выравняет температуру с окружающей средой. Следовательно, газ на увеличение объема затрачивает приобретенное ранее тепло.

Что будет происходить с воздухом, если увеличивать и уменьшать его объем путем сжатия? Температура сжатого воздуха без всякого притока тепла извне повысится, так как при сжатии увеличится число столкновений молекул, а следовательно, упругость и температура воздуха. Затраченная на сжатие работа (механическая энергия) превратится в тепло (в тепловую энергию) подобно тому, как ударами молотка вызывается нагревание железа. Если сжатый воздух снова разредить (отнять затраченную работу), то его температура понизится до начальной. Так, всякое механическое изменение объема газа сопровождается повышением температуры при сжатии и понижением при разрежении. Такие изменения температуры объема воздуха без притока извне или без отдачи тепла в окружающее пространство называются адиабатическим нагреванием или охлаждением.

Плотность атмосферы довольно быстро уменьшается с высотой. Если отдельная масса воздуха будет подниматься от земной поверхности, то, попадая в слои с меньшей плотностью, она будет выравнивать свою плотность с окружающей средой, увеличивая объем. Поднятие и увеличение объема массы воздуха будут сопровождаться его адиабатическим охлаждением.

Отчего же может происходить поднятие воздуха в атмосфере и как будет происходить подъем при различных условиях распределения температуры с высотой?

Из опыта известно, что в зависимости от своей плотности тела различно погружаются в воду. Тела с большой плотностью, тяжелые, тонут в воде. Тела, имеющие плотность, меньшую, чем плотность воды, плавают на поверхности воды, погружаясь при этом на столько, на сколько они могут вытеснить воды своим весом. Если погрузить глубоко в воду палку и отпустить ее, она тотчас же выскочит из воды, как будто бы ее толкнула какая-то сила. Эта сила возникает каждый раз, когда в жидкость погружают другое тело меньшей плотности. Давление жидкости снизу вверх на какое-либо тело равно весу вытесненной этим телом массы жидкости. Если плотность какого-либо тела больше плотности жидкости, то сила тяжести будет преобладать над давлением снизу, и тело начнет погружаться в жидкость. Если же плотность какого-либо тела окажется меньше плотности жидкости, т. е. если это тело своим объемом вытеснило количество жидкости, большее по весу, чем его собственный вес, то тело будет вытесняться вверх. Подобное же происходит и в атмосферном воздухе.

При нагревании газа на  $1^\circ$  объем его увеличивается при неизменном давлении на  $\frac{1}{273}$  часть этого объема. Следовательно, от нагревания уменьшится плотность. Воздух, обладающий более высокой температурой и менее плотный, будет более легким, чем окружающий его холодный воздух. Нагревание воздуха, сопровождающееся уменьшением плотности, приведет к тому, что нагревшаяся масса начнет вытесняться вверх. Так нагревающийся воздух вследствие разности плотностей и под действием давления окружающей среды всегда поднимается вверх. Стремительное поднятие теплого воздуха над костром, вьющийся дымок папиросы, перемежающиеся струйки воздуха от нагреваемой солнцем почвы — все это вытеснение вверх нагретого воздуха.

Воздух у земной поверхности вследствие неоднородности подстилающей поверхности обычно нагревается неравномерно. Отдельная масса более нагретого воздуха становится менее плотной, чем окружающий воздух, и начинает подниматься вверх. Сухой воздух, поднявшись на 100 м, согласно расчетам, охладится на  $1^\circ$ . Если в окружающем эту массу воздухе имеется нормальное распределение температуры с высотой, т. е. через каждые 100 м температура будет понижаться на величину около  $0,6^\circ$ , то поднимающийся воздух очень быстро выравнивает свою температуру с температурой окружающего воздуха и восходящее движение массы воздуха прекратится. В тех случаях, когда в окружающей атмосфере температура понижается с высотой на величины, большие  $1^\circ$  на 100 м, то восходящая масса сухого воздуха будет проникать вверх до больших высот.

Учитывая роль распределения температуры с высотой в развитии указанных восходящих токов, можно говорить об устойчивости и неустойчивости в атмосфере. Понижение температуры с высотой более чем  $1^\circ$  на 100 м делает атмосферу неустойчивой, так как создает условия для развития восходящих токов и для перемешивания воздуха по вертикали. Нетрудно отсюда заключить, что холодные воздушные массы, вторгаясь на юг, на более теплую подстилающую поверхность, будут неустойчивыми массами. Разность температуры между нижними слоями, быстро нагревающимися от земной поверхности, и верхними слоями с низкой температурой будет велика. В такой массе возникают вертикальные токи.

Тропические и другие теплые воздушные массы, перемещающиеся на более холодную подстилающую поверхность, напротив, будут устойчивыми. Они охлаждаются снизу, а в верхних слоях остаются первоначальные, достаточно высокие температуры. Поэтому понижение температуры с высотой составит всего несколько десятых градуса на 100 м; следовательно, условия для восходящих токов в такой воздушной массе неблагоприятны.

Нередко вместо обычного понижения температуры с высотой наблюдается обратное явление: падение температуры на некоторой высоте замедляется и переходит в повышение. Это повышение температуры с высотой в отдельных случаях захватывает довольно мощные слои и бывает настолько велико, что воздух на большой высоте оказывается значительно теплее приземного воздуха. Иногда температура в некотором слое не повышается с высотой, а остается неизменной; вертикальный градиент в таком слое равен нулю. Явление повышения температуры с высотой носит название инверсии, а слой воздуха, где наблюдается повышение, называется слоем инверсии. Слой воздуха с постоянной температурой по высоте называется слоем изомермии. Чаще всего инверсии наблюдаются у самой поверхности земли. Вследствие сильного охлаждения приземных слоев ночным излучением воздух вышележащих слоев оказывается более теплым. Зимой и в переходные времена года во время продолжительных ночей такие приземные инверсии наблюдаются часто. Ночные инверсии характерны для местностей с пересеченным рельефом. Стеkanie воздуха, охлажденного на склонах и на вершинах возвышенностей, способствует охлаждению в долинах. На склонах и окружающих долину возвышенностях будут наблюдаться более высокие температуры. В отдельных случаях разница температуры воздуха между дном долины и на возвышенности может доходить до  $20^\circ$  и более.

Особенно сильные инверсии образуются в областях с высоким атмосферным давлением (антициклонах), где в высоких слоях развиты нисходящие движения воздуха. Оседая вниз, воздух динамически нагревается на  $1^\circ$  через каждые 100 м, а у земной поверхности вследствие излучения при ясной погоде и незначи-

тельном ветре, который бывает при антициклонах, застаивается холодный воздух. В связи с этим и образуются так называемые инверсии оседания или сжатия. Инверсии образуются также при натекании теплых воздушных масс в верхних слоях на клин холодного воздуха у земной поверхности. Подтекание холодного воздуха, вытесняющего теплые массы вверх, тоже ведет к образованию инверсии. Эти инверсии называются фронтальными.

В безветренные полярные ночи над ледяными полями Арктики, как правило, наблюдается инверсия излучения. Сильные морозы в области якутского «полюса холода» (вблизи г. Верхоянска) обусловлены положением этой местности среди горных хребтов. Холодный и прозрачный воздух, застаиваясь в долинах, день ото дня все более и более охлаждается от излучения. Над холодным приземным слоем при этом наблюдаются более высокие температуры.

Приземные инверсии являются причиной заморозков, которые чаще наблюдаются в пониженных местах рельефа, где скопляется холодный воздух. На более возвышенных местах заморозки бывают реже.

## Глава V

### ВОДЯНОЙ ПАР И ЕГО ИЗМЕНЕНИЯ В АТМОСФЕРЕ

#### ВОДА НА ЗЕМНОЙ ПОВЕРХНОСТИ

Вода заполняет все впадины нашей планеты и образует как бы единый Мировой океан, из которого выступают огромные участки суши в виде материков и отдельных небольших островов. Если бы земной шар имел ровную поверхность, то имеющиеся запасы воды на земле покрыли бы ее слоем около 2700 м. Моря и океаны занимают около  $\frac{3}{4}$  поверхности земного шара. Огромное число малых и больших рек, непрерывным потоком несущих воду в моря и океаны, показывает, что и остальная четверть земной поверхности — суша — изобилует водой. Озера и болота встречаются повсюду как в низких, так и в высоких частях суши. В полярных областях большая часть почвы пропитана водой, образуя раскинувшиеся на тысячи километров болота. В горах среди пластов горных пород, уходящих в глубь земли, бьют с силой ключи воды. На равнинах, где бы ни стали копать, всюду можно найти подземную воду. В почве, где не видно никакой воды, растения своими корнями собирают колоссальное количество влаги. Полярные области и вершины гор покрыты вечными снегами и льдами — водой в твердом состоянии. Если бы весь снег и лед на земной поверхности растаяли, то уровень воды в морях и океанах повысился бы на 50 м.

## Испарение

Известно, что вода, как и другие жидкости, испаряется. С поверхности воды непрерывно вылетают молекулы, образуя водяной пар — газообразное состояние воды.

Часто название «водяной пар» в быту употребляется неправильно. Быстро исчезающее после гудка паровоза облачко называют «паром». О кипящей воде также принято говорить, что «закипела, пар пошел». Подобный же «пар» виден зимой еще над застывшими озерами и реками. Такой «пар» выходит вверху с теплым потоком через открытые двери в теплое помещение и втекает внизу с холодным воздухом. Поэтому же о тумане и облаках говорят, что они состоят из «пара». Все это называемое «паром» не есть водяной пар. Видимый «пар» представляет собой мельчайшие капельки воды, образовавшиеся из невидимого, настоящего водяного пара при его сгущении в холодном воздухе. Быстрое исчезновение видимого «пара» говорит о том, что эти мельчайшие капельки воды быстро испаряются в сухом воздухе. Водяной пар прозрачен, невидим, как всякий газ.

Вода, испаряясь, переходит в газообразное состояние при любой температуре. Это свойство вытекает из подвижности молекул воды. Чем выше температура, тем больше скорость молекулы и тем чаще молекулы, расположенные у поверхности, преодолевают силы сцепления, вылетают из воды в окружающий воздух. Следовательно, чем выше температура воды, тем быстрее с ее поверхности идет испарение. При температуре  $100^{\circ}$  (при нормальном давлении) вода «кипит» — происходит переход воды в газообразное состояние уже не только с ее поверхности, но и во всей толще жидкости. В воде непрерывно образуются пространства, занятые водяным паром, который бурно вылетает из воды. Вода кипит до тех пор, пока продолжается приток тепла. Каждая вылетевшая из воды молекула уносит с собой часть присущей ей тепловой энергии. Чем больше вылетает из воды молекул, тем более общая потеря тепла. Это положение повседневно используется на практике. Для того чтобы вода в кастрюле скорее закипела, ее прикрывают крышкой, уменьшая тем самым испарение, а следовательно и потерю тепла. Убрав крышку с бурно кипящей воды, можно заметить, что кипение становится слабее.

Скорость испарения воды, помимо температуры, зависит также от ряда других причин. Наибольшая скорость испарения при любой температуре будет в безвоздушном пространстве. Молекулы здесь беспрепятственно улетают в пространство, в котором нет столкновений с другими молекулами, что могло бы изменить направление полета и возвратить их обратно в воду. В закрытом сосуде вода испаряется вначале быстро, потом испарение замедляется и, наконец, прекращается совсем. Что же происходит с водяным паром в закрытом сосуде? По мере поступления но-

вых молекул их количество в пространстве над водой будет увеличиваться. Увеличится число столкновений, и молекулы, получившие толчок по направлению к воде, будут падать обратно в воду. При некоторой плотности пара число молекул, возвращающихся в воду, будет равно числу вылетающих из воды. В этом случае говорят, что пространство над поверхностью воды является насыщенным водяным паром, а сам водяной пар называют насыщенным пространством. Количество водяного пара, необходимое для насыщения какого-либо объема, зависит от температуры. Эта зависимость видна из следующей таблицы:

Температура в град.	Количество водяного пара в граммах на 1 м <sup>3</sup> при насыщении
30	30,38
20	17,32
10	9,41
0	4,85
-10	2,35
-20	1,08

Из таблицы видно, что содержание водяного пара быстро уменьшается с падением температуры.

#### ИЗМЕРЕНИЕ ВЛАЖНОСТИ ВОЗДУХА

Для характеристики влажности воздуха применяется ряд величин, из которых наиболее употребительными являются абсолютная и относительная влажность. Абсолютной влажностью называется количество водяного пара, выраженное в граммах, содержащееся в 1 м<sup>3</sup> воздуха. Абсолютную влажность выражают также высотой ртутного столба, который мог бы поддерживать своей упругостью водяной пар, содержащийся в воздухе при этой температуре. Так как упругость водяного пара находится в определенной зависимости от его количества, то можно пользоваться и тем, и другим выражением абсолютной влажности.

Относительной влажностью называют отношение упругости водяного пара, действительно находящегося в воздухе, к максимально возможной упругости водяного пара при данной температуре, выраженное в процентах. Относительная влажность показывает степень насыщения воздуха водяным паром. Если, например, относительная влажность равна 75%, это значит, что в воздухе находится только 75% того количества водяного пара, которое необходимо для насыщения пространства при данной температуре. Если относительная влажность равна 100%, это значит, что данное пространство насыщено водяным паром. В редких случаях относительная влажность имеет значения больше 100% (случай перенасыщения пространства водяным паром).

Прибором для измерения величины влажности служит психрометр. Он представляет собою два одинаковых термометра, из которых резервуар одного обвязан батистом, смачиваемым водой.

В психрометре вода, испаряясь со смоченной поверхности батиста, будет использовать на испарение тепло из воздуха, окружающего резервуар смоченного термометра. Поэтому «смочен-

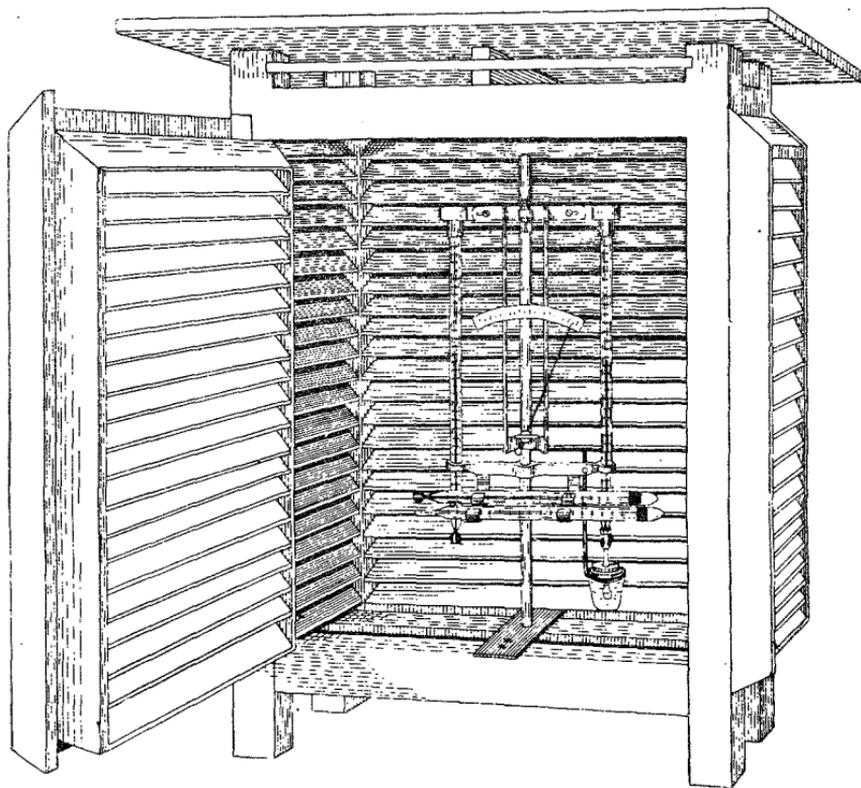


Рис. 15. Установка приборов в будке.

ный» термометр покажет температуру меньшую, чем «сухой», и тем ниже, чем меньше влажность воздуха. С увеличением влажности воздуха интенсивность испарения воды с батиста смоченного термометра будет меньше, и термометр покажет температуру, более близкую к показаниям сухого. Таким образом, по разности показаний сухого и смоченного термометров можно судить о влажности воздуха. Пользуясь специальными «психрометрическими» таблицами, по данным сухого и смоченного термометров можно получить величины как абсолютной, так и относительной влажности.

Для определения относительной влажности применяется также другой прибор — волосной гигрометр. В этом приборе исполь-

зуется специально обработанный (обезжиренный) человеческий волос. В зависимости от степени влажности воздуха такой волос удлиняется с увеличением относительной влажности. Стрелка прибора сразу показывает на шкале величину относительной влажности в процентах.

Психрометр, гигрометр, максимальный и минимальный термометры помещаются в специальной будке, называемой психрометрической. Устройство будки и размещение в ней приборов изображены на рис. 15.

## ГЕОГРАФИЧЕСКОЕ РАСПРЕДЕЛЕНИЕ ВЛАЖНОСТИ ВОЗДУХА

### Суточный и годовой ход абсолютной и относительной влажности

Распределение влажности воздуха и ее изменения зависят главным образом от температуры воздуха. Так как испарение и содержание водяного пара в воздухе находятся в прямой зависимости от температуры, то абсолютная влажность в своем суточном ходе следует за ходом температуры. Чем выше температура, тем больше испарение и тем больше в воздухе содержится водяного пара. Вследствие этого влажность имеет в годовом ходе наибольшие значения летом и наименьшие зимой. В суточном ходе абсолютной влажности различают два типа. Первый наблюдается всегда над морями и зимой на суше над снежным покровом — это простой ход, параллельный ходу температуры. Другой тип суточного хода наблюдается над сушей в летнее время, особенно в ясные дни. В нем отмечается два максимума и два минимума. С утра влажность растет вместе с повышением температуры воздуха. Около 9—10 часов абсолютная влажность замедляет рост и начинает даже уменьшаться, потому что вертикальные токи уносят водяной пар от земной поверхности в более высокие слои. Уменьшение продолжается до 3—4 часов, после чего с ослаблением вертикального перемешивания начинается вторичный рост, до 21—22 часов. После захода Солнца, когда испарение прекращается и начинает выпадать роса, величина абсолютной влажности постепенно уменьшается до утра. В сухих и жарких странах дневное понижение абсолютной влажности дает наибольшее уменьшение за сутки.

Относительная влажность имеет суточный и годовой ход, обратные ходу температуры. С повышением температуры, как видно из таблицы на стр. 51, быстро возрастает количество пара, погрешное для насыщения. Поэтому днем воздух становится относительно суше, несмотря на усиленное испарение и увеличение абсолютной влажности. Местности с большим колебанием температуры имеют и большие колебания влажности воздуха.

## Распределение влажности воздуха

Абсолютная влажность довольно правильно убывает (в целом для всего земного шара) по мере удаления от экватора к полюсам. Наименьшее количество водяного пара наблюдается в полярных областях во время сильных похолоданий (меньше 0,1 мм). Холодные массы арктического воздуха содержат крайне незначительное количество водяного пара и их вторжение в средние широты сопровождается сухой, ясной погодой. С высотой абсолютная влажность быстро убывает, так что половина количества водяного пара, содержащегося в атмосфере, сосредоточена в ее нижних слоях.

Относительная влажность воздуха мало изменяется по широте. Она велика над океанами и на побережьях, а также в полярных областях, где низкие температуры не требуют большого количества пара для насыщения.

Низкая относительная влажность наблюдается над тропиками, в центральных частях материков. Высокие температуры здесь требуют значительного количества водяного пара для поддержания относительной влажности на высоком уровне. Источников же испарения на материках в этих широтах нет в достаточном количестве. В результате таких условий в тропических широтах на всех материках расположены пояса огромных пустынь.

В безжизненных песчаных пустынях наблюдаются наименьшие значения относительной влажности. Среднее годовое значение относительной влажности в пустынях падает иногда ниже 15%. В отдельных случаях степень насыщения воздуха измеряется всего несколькими процентами. Пустыни и другие засушливые места с недостаточной влажностью воздуха занимают около половины суши. С высотой относительная влажность изменяется неравномерно: влажные и даже насыщенные слои чередуются с более сухими.

Растительность, особенно леса, благодаря сильному испарению увеличивает влажность воздуха. Действуя сглаживающе на ход температуры, лес в дневные часы не дает относительной влажности сильно понижаться. Поэтому в лесу наблюдается более ровный ход влажности. Массы воздуха, проходящие через лесные массивы, обогащаются водяным паром и, охлаждаясь, сохраняют высокую степень насыщения. Таким образом, лес оказывает благотворное влияние на окружающую растительность полей.

### КРУГОВОРОТ ВОДЫ В АТМОСФЕРЕ

Метеорологические наблюдения, проводимые в течение продолжительного ряда лет в многочисленных пунктах земного шара, позволили сделать подсчеты количества водяного пара,

содержащегося в атмосфере, количества испаряющейся за год воды с земной поверхности и количества выпадающих за год осадков.

Если бы весь водяной пар, содержащийся в атмосфере, обратился в воду, то он покрыл бы земной шар слоем воды высотой всего лишь в 25 мм (2,5 см). Сравнивая этот ничтожный слой с запасами воды в океанах и морях, приходится удивляться бедности атмосферы водяным паром. Подсчеты показали, что с поверхности морей и океанов ежегодно испаряется  $447\,900\text{ км}^3$  воды, а с поверхности суши — с растительности, почвы, мелких водоемов и т. п. — испаряется  $70\,700\text{ км}^3$  воды. Таким образом, в атмосферу ежегодно в виде пара поднимается  $518\,600\text{ км}^3$  воды, что составило бы слой воды около 1500 мм высотой, равномерно покрывающий весь земной шар.

Наблюдения над осадками показали, что ежегодно на земную поверхность выпадает из атмосферы  $107\,000\text{ км}^3$  воды на сушу и  $411\,600\text{ км}^3$  на моря и океаны. В итоге получается то же самое количество воды ( $518\,600\text{ км}^3$ ), которая испаряется со всей земной поверхности. Общий запас воды на земном шаре остается неизменным, как неизменно количество водяного пара в атмосфере. Излишек выпадающих на поверхность суши осадков ( $36\,300\text{ км}^3$ ) уносится реками обратно в моря и океаны. Источником энергии для такой работы, как испарение и перенос сотен тысяч кубических километров воды, является Солнце. Оно, нагревая воду и сушу, вызывает испарение, поддерживает воздушные течения, которые переносят водяной пар на далекие расстояния от источников испарения. Крутоворот воды делает возможным жизнь на суше, поддерживает запасы воды и течение рек. В этом крутовороте атмосфера играет основную роль. Она принимает испарившийся водяной пар, переносит его в воздушных потоках и снова обращает в воду, поливая земную поверхность дождями или покрывая снегом.

Почему же атмосфера остается столь бедной водяным паром, а не насытится им и не прекратит испарение, как это наблюдается при опытах?

Выпадение осадков в количестве, равном испарившейся воде, указывает, что в атмосфере существует процесс, обратный испарению, — обращение водяного пара в воду в виде облаков и осадков. Действительно, можно повседневно наблюдать различные проявления этого процесса. Обращение водяного пара в воду называется конденсацией и водяного пара. Водяной пар может также переходить и непосредственно в твердое состояние, минуя жидкую фазу. Такой процесс называется сублимацией. Разнообразие условий конденсации и сублимации дает большое количество форм жидких и твердых осадков. Продукты конденсации и сублимации водяного пара носят общее название гидрометеоров.

## ОБРАЗОВАНИЕ РОСЫ, ИНЕЯ И ДРУГИХ ГИДРОМЕТЕОРОВ НА ЗЕМНОЙ ПОВЕРХНОСТИ

При каких же условиях может происходить конденсация водяного пара? Очевидно, что до тех пор, пока относительная влажность меньше 100%, т. е. пока воздух не насыщен водяным паром, конденсация не должна происходить. Рассмотрим изменение величины относительной влажности в приземном слое воздуха после захода Солнца. В теплое время года в ясную и тихую погоду вечером, а также ночью вследствие лучеиспускания происходит охлаждение земной поверхности и находящихся на ней предметов. Воздух, соприкасающийся с охлажденными поверхностями, также охлаждается. Относительная влажность в приземном слое начинает быстро увеличиваться, так как по мере охлаждения воздуха для его насыщения требуется все меньшее и меньшее количество пара. Таким образом, охлаждение воздуха приводит пар к состоянию насыщения без увеличения его количества. Температура, при которой водяной пар, находящийся в воздухе, становится насыщающим пространство, называется *точкой росы*. При дальнейшем охлаждении происходит перенасыщение водяного пара, и избыток его обращается в воду. Наиболее охлажденными на земной поверхности будут предметы, быстро излучающие свое тепло и не имеющие притока тепла из глубины. На таких охлажденных предметах, как только их температура понизится до точки росы, начинает осаждаться водяной пар. На тоненьких травинках, по краям и на волосинках широких листьев травы и кустарников образуются мельчайшие, вначале невидимые, а потом укрупняющиеся капельки *росы*. Роса бывает тем обильнее, чем больше влажность воздуха и чем сильнее ночное охлаждение почвы и наземных предметов. Особенно обильна роса после дождя, а также поздним летом, когда в воздухе еще достаточно тепла и влаги, а продолжительные ночи способствуют сильному охлаждению земной поверхности. Наиболее значительное выделение росы происходит перед восходом Солнца, когда температура воздуха достигает минимума. Утром с повышением температуры воздуха серебристые капельки росы начинают испаряться. При сильном ветре роса обычно не наблюдается, если же она и образуется, то бывает слабой и быстро испаряется. Объясняется это тем, что ветер, перемешивая приземной воздух с вышележащим, не так охлажденным от излучения, повышает температуру и уносит водяной пар. Небольшой ветер, наоборот, может содействовать образованию обильной росы. Слабое перемешивание воздуха, при чуть заметном ветерке, будет подводить к охлажденным поверхностям новые порции влажного воздуха, и капельки росы будут непрерывно расти.

При пасмурной погоде облака защищают земную поверхность от сильного охлаждения, температура излучающих поверхностей не понижается до точки росы, и роса не образуется. Тонкие

высокие облака не препятствуют образованию росы, но увеличение облачности сопровождается более слабым выпадением росы.

В холодное время года точка росы может быть ниже нуля. В таких случаях в ясные ночи ранней весной или поздней осенью на охлажденных излучением поверхностях образуется иней. Избыток водяного пара осаждается в виде мельчайших кристалликов льда. Образовавшиеся кристаллики начинают быстро расти за счет осаждающегося на них водяного пара. Вскоре вся охлажденная поверхность покрывается тонким слоем кристаллов инея. Иней бывает также и зимой. Если присмотреться к поверхности снега после ясной морозной ночи, то можно заметить на снежной поверхности ледяные столбики кристаллов инея. Роса и иней наиболее сильно отлагаются на открытых, свободно излучающихся поверхностях, а также в сырых и низких местах.

Известно, что очень охлажденные предметы, внесенные в теплое помещение, быстро покрываются мельчайшими капельками или снежными кристалликами. Подобное явление наблюдается и в атмосфере. В холодное время года иногда можно заметить, что каменные стены зданий, мраморные колонны и металлические предметы бывают покрыты сплошным твердым налетом снежных кристаллов. Это объясняется тем, что в день образования налета после ряда морозных дней наступило потепление. С покрытыми твердым налетом сооружениями произошло то же, что происходит при внесении охлажденных предметов в теплое помещение. Предшествовавшие морозы сильно охладили их. Когда же произошла смена воздушных масс, то теплый и влажный воздух, соприкасаясь с охлажденными сооружениями, охладился и излишек пара осел в виде твердого налета. Если предшествующее охлаждение было не очень значительным, то с приходом теплого влажного воздуха на поверхности охлажденных предметов должен появиться жидкий налет в виде водяных капель. Твердый и жидкий налеты осаждаются на всех массивных и теплопроводных предметах, возвышающихся над земной поверхностью. Наиболее обильно осаждается налет на вертикальных поверхностях с наветренной стороны.

В морозные дни образуется иногда наиболее красивый зимний наряд природы — изморозь (рис. 16). Изморозью называется белый налет нежного кристаллического строения, осаждающийся на тонких, хорошо обтекаемых предметах, как-то: ветви деревьев, кустарники, телеграфные провода и т. п. Особенно обильно образуется изморозь при тумане. В таких случаях даже хвойный лес, обычно выделяющийся на светлом фоне снега, покрывается белоснежным, искрящимся покровом изморози. Кристаллы изморози оседают на ветвях деревьев и проводах толстым снежным слоем, во много раз превосходящим толщину этих предметов. Телеграфные провода нередко обрываются под тяжестью осевшей на них изморози. Особенно сильно образование изморози на горах, где она покрывает выступы



Рис. 16. Осаждение изморози в горах.

скал, столбы и сооружения очень толстым слоем (до 1 м толщиной). В образовании изморози большую роль играет то обстоятельство, что упругость водяного пара над поверхностью льда меньше, чем над поверхностью воды. Водяной пар начинает осаждаться на лед раньше, чем относительная влажность достигнет 100%. Поэтому, как только на поверхности обтекаемых предметов образуются первые кристаллики льда, их дальнейший рост будет происходить очень быстро, так как для их роста не требуется полное, стопроцентное насыщение воздуха. Кристаллики изморози будут расти, ветвиться тем сильнее, чем лучше условия притока влажного воздуха, что и наблюдается на тонких обтекаемых предметах.

Роса, иней, изморозь и другие осадки, образующиеся из водяного пара непосредственно на земной поверхности, не дают большого количества воды, но для растительности особенно важны и благоприятны обильные росы, почти ежедневно увлажняющие растения. Конденсация водяного пара непосредственно на частицах почвы может служить для растений источником питания почвенной влагой.

#### КОНДЕНСАЦИЯ ВОДЯНОГО ПАРА В СВОБОДНОЙ АТМОСФЕРЕ

Основной процесс конденсации водяного пара происходит в свободной атмосфере. Здесь также главную роль играет понижение температуры, при котором происходит увеличение относительной влажности воздуха. Долгое время оставался неясным вопрос о том, как соединяются молекулы пара, образуя капельки воды. Опыты показали, что в абсолютно чистом воздухе только при восьмикратном перенасыщении молекулы пара соединяются в зародышевые капельки, на которых затем начинается дальнейшее развитие капельки. Таких перенасыщений в свободной атмосфере не бывает. Лишь в конце XIX и начале XX столетия работами ряда ученых было установлено, что конденсация водяного пара в атмосфере происходит на мельчайших частицах, называемых ядрами конденсации. В атмосфере всегда имеется много твердых и жидких частиц, например кислот, солей, продуктов горения, частиц пыли различного происхождения, которые и служат ядрами конденсации. Многие ядра конденсации обладают гигроскопичностью, т. е. способностью впитывать в себя воду и водяной пар. Особенно гигроскопичны частицы соли. Во время сильных штормов на море ветер, разбивая гребни волн, уносит в воздух много мельчайших капелек морской воды. Оставшаяся после испарения капелек морская соль в виде мельчайших пылинкок уносится воздушными течениями в глубь материков. Гигроскопичностью обладают также многие продукты горения (дым) и некоторые химические соединения, имеющиеся в атмосфере в жидком или в газообразном состоянии (аммиак, окислы серы,

азота и др.). В среднем в атмосфере наблюдается следующее распределение ядер конденсации с высотой.

Высота в м . . . . .	0—500	1 000—2 000	3 000—4 000	более 6 000
Число ядер в см <sup>3</sup> . . . . .	22 300	2 500	340	80

Следовательно, в атмосфере всегда достаточно ядер, на которых может происходить конденсация водяного пара. Многие ядра конденсации настолько гигроскопичны, что на них конденсация может начаться даже в ненасыщенном воздухе. На мельчайшие ядра конденсации осаждаются молекулы пара и постепенно, по мере осаждения пара, ядро покрывается пленкой воды. Скопление таких капелек заметно в виде тумана в приземном слое воздуха или в виде облака в высоких слоях. Дальнейший рост капелек происходит при их столкновении и слиянии. Этот процесс слияния называется коагуляцией. В атмосфере наблюдается также процесс сублимации, когда водяной пар отлагается на мельчайших ледяных частицах. Ледяные частицы образуются путем замерзания возникающих капелек при температурах ниже  $-12^{\circ}$ , и на них уже идет процесс сублимации.

Капельки воды могут образовываться и находиться в жидком состоянии при температурах ниже нуля, до  $-20$ ,  $-30^{\circ}$ . Такие капельки называются переохлажденными.

Жители Севера во время сильных морозов ( $-30^{\circ}$  и ниже) наблюдают сверкающие на солнце тончайшие ледяные иглы, плавающие в воздухе. Образование таких ледяных иголок в высоких слоях происходит при низких температурах одинаково как зимой, так и летом.

Капельки тумана и ледяные кристаллики тяжелее воздуха и должны поэтому падать, как бы они ни были малы. При падении капельки и кристаллики испытывают сопротивление воздуха, и скорость их мала (около 1 см/сек). Достаточно самого легкого ветерка, чтобы капельки понеслись вместе с потоком воздуха. Попадая в восходящий поток, капельки будут подниматься вверх.

### Образование туманов

Туманом называют скопление продуктов конденсации (обычно мельчайших водяных капелек) у поверхности земли, понижающее дальность горизонтальной видимости до 1 км и менее. Более слабое помутнение влажного воздуха, при котором видимость повышается до 10 км, называется дымкой. По условиям образования туманы разделяются на три типа: образующиеся вследствие ночного охлаждения земной поверхности (радиационные), возникающие при надвигении теплой массы воздуха на холодную подстилающую поверхность (адвективные) и туманы испарения.

При влажной погоде, особенно после дождей, тихие и ясные ночи обыкновенно сопровождаются образованием тумана.

В вечернее время, когда на траве образуются первые, почти невидимые капельки росы, в приземном слое воздуха появляется легкая дымка. Дымка уплотняется и, наконец, закрывает землю белой, слегка переливающейся пеленой поземного тумана. Наибольшей плотности поземный туман достигает перед восходом солнца. В местностях с неровным рельефом можно заметить, что поземный туман образуется раньше в низких и сырых местах. Ночью при свете луны заметно, как переливающаяся пелена тумана медленно стекает в низкие места, уплотняя ранее образовавшийся там туман.

Условия образования поземного радиационного тумана подобны условиям образования росы. Ночное излучение подстилающей поверхности ведет к охлаждению приземного слоя воздуха и к увеличению относительной влажности. В воздухе начинается конденсация излишка водяного пара. При образовании росы конденсация происходит на земной поверхности, а в случае тумана водяной пар начинает осаждаться на ядрах конденсации в приземном слое воздуха, образуя мельчайшие водяные капельки. Образование тумана начинается вблизи земной поверхности, но дальнейшее развитие его может распространиться вверх при охлаждении более высоких слоев воздуха. При благоприятных условиях излучения в местах с влажным климатом образуются высокие и густые туманы, сохраняющиеся несколько дней подряд. Особенно продолжительны и мощны туманы при тихой морозной погоде.

Туманы, образующиеся при движении теплой и влажной массы воздуха над охлажденной поверхностью (адвективные), отличаются от радиационных (туманов излучения) своей протяженностью и продолжительностью существования. Охлаждение от земной поверхности благодаря перемешиванию воздуха во время его движения распространяется на большую высоту. Во всем охлажденном слое возникает высокий (до 500 м и более) и плотный туман. Такие туманы возникают в зимнее время при движении теплого тропического воздуха на север. Вторжение тропического воздуха через Черное море покрывает иногда значительную часть Украины сплошной пеленой тумана. Движение теплого и влажного воздуха с суши может вызвать образование тумана над более холодной поверхностью моря. Над северо-западной частью Атлантического океана, а также над другими океанами и морями, где по соседству находятся теплые и холодные морские течения, над холодными течениями довольно часто наблюдаются продолжительные густые туманы, образовавшиеся вследствие притока воздуха, нагретого над теплым течением.

Туманы испарения образуются в холодное время года над водными поверхностями. Значительное и непрерывное испарение с больших водных пространств скоро приводит находящийся над ними холодный воздух к состоянию насыщения и дальше к образованию в нем тумана. Такие туманы видны

в морозную погоду осенью и зимой над еще незамерзшими реками и озерами. Особенно часты и мощны туманы испарения над теплыми течениями океанов, заходящими в полярные районы. При некоторых условиях погоды эти туманы распространяются и подолгу держатся над побережьями вблизи теплых течений (Кольский полуостров).

В больших городах иногда образуются особые туманы — городские. Образованию этих туманов способствует наличие в городском воздухе большого количества гигроскопичных, активных ядер конденсации.

## ОБРАЗОВАНИЕ ОБЛАКОВ И ИХ ФОРМЫ

Облака, подобно туману, также представляют собою скопление водяных капелек или ледяных кристаллов в свободной атмосфере. Воздух, не насыщенный водяным паром, охлаждается на  $1^{\circ}$  при поднятии на каждые 100 м высоты, пока не охладится до точки росы. При дальнейшем поднятии и охлаждении избыток водяного пара обращается в воду, образуя на ядрах конденсации мельчайшие капельки, составляющие облако.

Конденсация водяного пара в атмосфере сопровождается выделением тепла, которое унесли с собой молекулы при испарении. Соединяясь в капельки, молекулы теряют свою скорость. Избыток энергии движения переходит к теплоту. Выделение теплоты парообразования при конденсации придает восходящему потоку новую энергию, поддерживая его движение. Так как на испарение затрачивается огромное количество тепловой энергии, то превращение этой энергии снова в теплоту при конденсации имеет чрезвычайно важное значение в образовании облаков. С началом конденсации в поднимающейся массе воздуха начнет увеличиваться разность температуры с окружающей средой, что приводит к более интенсивному поднятию этой массы вверх. Последнее будет сопровождаться дальнейшей конденсацией и бурным развитием облачной массы.

В летний теплый день можно наблюдать облака, плывущие в виде белоснежных куч с плоскими темными основаниями. Такие облака называются кучевыми. Они возникают на вершинах восходящих потоков. Так как конденсация начинается в восходящем потоке на одном уровне, то основание кучевого облака кажется плоским. Во всех восходящих потоках конденсация водяного пара начинается на одной высоте. Следовательно, основания кучевых облаков расположены приблизительно на одной высоте. Вершины кучевых облаков имеют неправильную форму, отражающую степень затухания отдельных частей восходящего потока. В центральной части восходящий поток затухает выше, чем на краях, поэтому и облако здесь имеет наибольшую высоту.

Низкие серые облака, покрывающие сплошной бесформен-

ной пеленой весь небесный свод, называются слоистыми. Они образуются при поднятии (или рассеивании снизу) мощного тумана. Слоистые облака также возникают и достигают особенно мощного развития при натекании теплого (тропического или морского умеренных широт) воздуха на холодный воздух, расположенный узким клином у земной поверхности.

Усиливающийся ветер над покровом слоистых облаков часто приводит их в волнообразное состояние. Отдельные массы облачного покрова втягиваются в верхний поток, сплошная пелена разрывается и принимает кучевообразную форму. При бурном состоянии верхнего потока части слоистых облаков приобретают неправильные, как бы разорванные формы.

Натекание теплых воздушных масс на холодные на значительной высоте (от 4000 до 6000 м) дает начало образованию высокостроистых облаков. Высокостроистые облака представляют собою сравнительно тонкий сплошной покров, имеющий днем светлосерую окраску. Солнце и луна часто просвечивают через эти облака в виде больших светлых пятен.

Подобно тому, как в мелких быстротекущих потоках воды возникают стоячие волны над неровностями дна, так и в воздушных потоках над неровностями земной поверхности происходит волнообразное поднятие воздуха. Воздух, поднимаясь на гребень такой волны, охлаждается, и при достаточной влажности начинается конденсация водяного пара. Образуется остроконечное, выпуклое по гребню волны чечевицеобразное облако, долго сохраняющееся над какой-либо возвышенностью. Неподвижность облака не означает неизменности и неподвижности облачной массы. Воздушный поток непрерывно приносит все новые и новые порции воздуха. Поднимаясь на гребень волны, водяной пар конденсируется, образуя капельки облачной массы. Эти капельки быстро проносятся через гребень и исчезают, испаряясь в опускающемся воздухе. Так непрерывно происходит процесс образования и испарения облачной массы при поднятии и опускании воздуха, проходящего над возвышенностью. Неподвижность и неизменность облака указывают лишь на непрерывность и постоянство процесса образования и исчезновения облачной массы.

Наблюдая за кучевым облаком, можно заметить, как в нем происходит непрерывное нарастание клубящейся облачной массы. Отдельные части облака на его краях постепенно исчезают, испаряясь в окружающем воздухе. Восходящий же поток приносит на высоту все новые массы влажного воздуха. При поднятии теплого воздуха, натескающего на холодные массы, точно так же происходит непрерывное новообразование и испарение разнообразных форм облаков. В зависимости от условий движения и температуры воздуха водяной пар переходит в жидкое или твердое состояние. Если при этом не произойдет образования осадков, то капельки облачной массы, испаряясь, превращаются в водяной пар. Каждое облако в отдельный момент

представляет собою часть пространства, где в зависимости от условий движения, температуры и влажности воздуха происходит процесс конденсации и испарения. Видимая неизменность массы любых облаков так же обманчива, как и в неподвижных чечевицеобразных облаках. В зависимости от преобладания конденсации или испарения облачная масса увеличивается или исчезает.

В атмосфере наблюдается большое разнообразие форм облаков, поскольку весьма разнообразны условия и причины их образования (рис. 17—22).



Рис. 17. Перистые облака.

По высоте облака разделяются на облака нижнего, среднего и верхнего ярусов. Высотой облака считается расстояние от земли до его нижнего основания. Облака нижнего яруса встречаются в пределах от земной поверхности до высоты 2000 м. Основные формы нижнего яруса будут следующие.

1. Слоистые. Облака в виде сплошного равномерного облачного слоя.

2. Слоисто-кучевые. Большие темные валы или гряды из сплюснутых шаров с просветами, занятыми некоторым количеством более тонких серых слоистых облаков.

3. Слоисто-дождевые. Плотный бесформенный слой, из которого выпадают осадки в виде дождя или снега. Высота нижней границы облачного слоя располагается от 100 до 1000 м.

Из облаков среднего яруса наиболее характерны следующие.

1. Высокослоистые. Облака в виде волокнистого или серого, сплошного облачного покрова различной прозрачности.



Рис. 18. Высококучевые облака.



Рис. 19. Высокослойные облака.



Рис. 20. Слоисто-кучевые облака.



Рис. 21. Кучевые облака.

Средняя высота нижней границы около 4000 м. Наиболее плотные высокостойные облака иногда дают слабые осадки. В отдельных случаях видны лишь полосы дождя, который испаряется, не доходя до земной поверхности.

2. Высококучевые. Эти облака дают большое разнообразие форм. Наиболее характерными из них являются группы или гряды плоских облаков с просветами голубого неба, напоминающие расколовшуюся на небольшие части льдину. Иногда

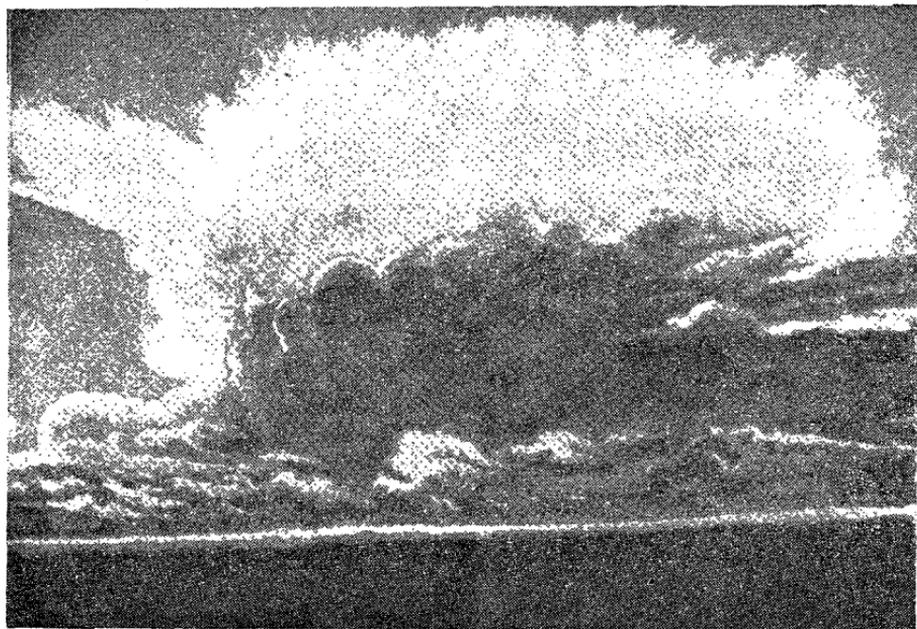


Рис. 22. Ливневые облака.

отдельные облака расположены в виде валов или волн, пересеченных прямолинейными просветами.

Облака верхнего яруса носят общее название перистые по их внешнему виду, напоминающему завитые, белоснежные перья. Высота перистых облаков 6000—10 000 м. На такой высоте при температуре  $-20$ ,  $-40^{\circ}$  воздух содержит очень малое количество водяного пара. В случае конденсации здесь образуется, минуя стадию жидкой воды, тонкий слой ледяных кристаллов (иголочек). Все перистые облака представляют собой скопление ледяных кристалликов.

В случае натекания теплых масс воздуха на холодные образуется перистое облако в виде тонкой белой вуали. Такие перистые облака называются перисто-слоистыми. В этих облаках, вокруг солнца и луны нередко образуются светлые круги с радиусом 22 или  $46^{\circ}$ , называемые гало.

Перистые облака имеют красивые формы: в виде полос, выходящих из одной части горизонта, расходящихся по небосводу и снова сходящихся в противоположной части горизонта благодаря эффекту перспективы); в виде волнистых тонких прядей шелковистых волос; иногда напоминают своим видом белые лошадиные гривы, пушистые хвосты, пучки с крючковатыми головками и т. п. Облака в виде маленьких белых хлопьев и шариков без теней, похожие на серебристую чешую рыб, называются перисто-кучевыми. Перистые облака не дают собственных теней.

В разделении облаков по ярусам выделяются отдельно облака вертикального развития, основания которых располагаются в нижнем ярусе, а вершины могут доходить до уровня облаков верхнего яруса. К таким облакам относятся кучевые облака и наиболее характерные кучево-дождевые или лигневые облака.

Возникающие в результате чрезвычайно мощных восходящих потоков ливневые облака достигают высоты выше 5000 м в средних широтах, а в тропиках — до 10 000 м и выше. Нижнее основание ливневых облаков бывает на высоте 1000—2000 м. Восходящие потоки в ливневых облаках достигают больших скоростей. Пока вершина облака еще не достигла уровня ледяных кристалликов, она состоит из переохлажденных капель. Вершина облака при этом имеет резкие очертания. Если вершина поднимается выше, то начинается ее обледенение, появляются кристаллики и снежинки, и вершина облака приобретает расплывчатый, волокнистый вид. Развитие ливневого облака часто сопровождается грозой. Для грозового облака обязательным является наличие твердых ледяных частичек в верхней части облака. Также необходимо, чтобы в облаке имели место сильные восходящие токи воздуха, до 10 м/сек и больше. Эти вертикальные токи при неравной величине капель и наличии в верхней части облака ледяных кристалликов являются причиной разделения элементов облака на отрицательно и положительно заряженные частицы. Разноименные заряды в отдельных частях облака достигают колоссального напряжения. По мере накопления зарядов между отрицательно и положительно заряженными частями облака или отдельными облаками, а также между облаком и землей возникают разряды в виде молнии. Разряды между землей и облаком объясняются тем, что под каждым облаком или даже под его отдельными частями, возникает в земле заряд противоположного знака. Электропроводность почвы имеет большое значение для места удара молнии. Молния чаще всего ударяет в высокие предметы. Во время грозы не следует останавливаться под одиночными деревьями или под старыми высокими деревьями в лесу, а также под деревьями с разветвленной корневой системой (дубы и другие лиственные породы). Находясь на совершенно открытом месте, лучше всего лечь ничком на мокрую землю.

Безопаснее всего находиться в доме с хорошо заземленной железной крышей или с правильной системой молниеотводов.

Гром, сопровождающий молнию, возникает одновременно с последней. Чем дальше гроза, тем позднее слышен гром после молнии. Свет распространяется со скоростью 300 000 км/сек, а звук имеет скорость только около 320 м/сек. Следовательно, молния видна почти в самый момент разряда, а треск, звуковые волны, возникающие при разряде, доходят через некоторое время. Находясь на расстоянии 1 км от разряда, можно услышать гром только через 3 секунды после молнии. Звуки от более удаленных участков разряда будут доходить непрерывно в течение некоторого времени и восприниматься как раскаты грома. Продолжительность грома поддерживает эхо (отражение звуковых волн от земной поверхности и более плотных частей облака).

Вспышки молний отдаленных гроз, находящихся за горизонтом, называются з а р н и ц а м и.

### Суточный и годовой ход облачности и распределение ее по земному шару

В изменениях форм и количества облаков как в суточном, так и в годовом ходе нет такой правильности, которая наблюдается в ходе других метеорологических элементов. Только облака восходящих токов имеют более определенный суточный и годовой ход. Для кучевых и лишивых облаков максимум наблюдается в дневные часы теплого времени года, когда есть благоприятные условия для развития восходящих токов. Слоистые формы в суточном ходе имеют максимум утром, а в годовом — в зимнюю половину года.

Количество облачности выражается в процентах покрытия небесного свода облаками, причем за 100 % принимается полное покрытие неба облаками. При отдельных наблюдениях количество облаков определяется по десятибалльной системе (10 баллов принимают полное покрытие неба облаками). Наибольшее количество облачности на земном шаре наблюдается на широте около 60° (79% в южном полушарии, 61% в северном) и на экваторе (58%).

Наименьшее количество облачности бывает в пустынях, отдаленных от морей горными хребтами.

В СССР наибольшее количество облачности наблюдается на севере Кольского полуострова (до 70 % и больше), наименьшее — в Средней Азии (20—35 %). Число ясных дней в году изменяется от 260 в Термезе до 9 в Имандре (на Кольском полуострове).

Среднее количество облачности для земного шара равно 52 %, из них на высокие облака приходится 31 % и на низкие 21 %. Следовательно, половина нашей планеты в каждый отдельный момент покрыта облаками.

В распределении облаков по высоте замечено существование определенных уровней, на которых облака преобладают. Это следующие высоты: 500, 1700, 4300, 6500, 8300 и 9900 м. Между указанными высотами лежат зоны, сравнительно бедные облаками.

При наблюдениях над облаками определяют количество всех облаков и отдельно нижних, а также их формы (названия). Наблюдения за скоростью и направлением движения облаков долгое время служили единственным средством изучения воздушных течений на высотах.

## ОБРАЗОВАНИЕ ОСАДКОВ, ИЗМЕРЕНИЕ ИХ И РАСПРЕДЕЛЕНИЕ ПО ЗЕМНОМУ ШАРУ

Осадками называются все частицы воды, выпадающие из облака в жидком или твердом состоянии.

Осадки делятся на три основных типа: ливневые, обложные и морозящие.

Ливневыми называются осадки в виде дождя или снега, выпадающие из ливневых облаков. Осадки эти крупнокапельные (или хлопья снега), они выпадают с большой интенсивностью, но кратковременны.

Обложные осадки выпадают с умеренной интенсивностью продолжительное время и на большом пространстве из слоистодождевых, иногда из высокостроистых облаков.

Морозящими дождями, или моросью, называются осадки, выпадающие из слоистых облаков. Это очень мелкие капли или мельчайшие снежинки, падение которых едва заметно на глаз.

Для выпадения осадков из облака необходимо, чтобы произошло укрупнение облачных частиц и образовавшаяся капля стала такой тяжелой, что ее уже не могли поднимать или поддерживать в облаке восходящие токи.

Укрупнение частичек облака происходит благодаря двум процессам — конденсации и коагуляции, т. е. благодаря осаждению водяного пара на поверхность капелек и слиянию мелких частичек в более крупные.

Исследованиями установлено, что упругость насыщающего водяного пара неодинакова над поверхностями различной кривизны. Чем меньше радиус капельки и, следовательно, чем больше кривизна ее поверхности, тем выше должна быть для нее упругость насыщающего пара. Следовательно, если в облаке имеются капли различной величины, то имеющаяся упругость водяного пара будет для них неодинакова. Для крупных капелек она может быть максимальной (насыщающей), а для мелких капелек — недостаточной. Вследствие этого мелкие капельки испаряются, а на крупных продолжается конденсация. Таким образом, крупные капельки могут увеличивать свои размеры

не только за счет общего процесса конденсации, происходящего в данной воздушной массе, но и за счет переноса к ним водяного пара с более мелких капелек. Процесс перемещения водяного пара с мелких капелек на более крупные имеет существенное значение в укрупнении капель и в образовании дождя. Однако из чисто водяных (капельно-жидких) облаков не выпадает значительных осадков.

В облачных массах, сохраняющихся длительное время (слоистых или слоисто-кучевых облаках), создаются условия для укрупнения отдельных капелек и выпадения их в виде мельчайшего дождя — мороси. Диаметр капелек мороси меньше 0,4 мм. Падение их почти незаметно. При падении на поверхность воды капельки мороси не дают расходящихся кругов, как это бывает с каплями дождя. Следы отдельных капелек мороси не заметны также и на поверхности почвы.

В облаках, состоящих из ледяных кристалликов и водяных капелек, процесс образования крупных капель протекает более интенсивно. На больших высотах при температуре  $-10$ ,  $-20^{\circ}$  в вершине развивающегося ливневого облака, наряду с обычным процессом конденсации, возникает процесс сублимации, т. е. переход водяного пара в твердое состояние (в лед), минуя стадию жидкой воды. Возникшие при этом ледяные кристаллики начинают увеличиваться значительно быстрее, чем жидкие капельки облака. Причиной более быстрого роста ледяных кристалликов служит особое свойство водяного пара. Упругость насыщенного водяного пара над поверхностью воды всегда больше, чем над поверхностью льда, и эта разница увеличивается с понижением температуры. Так, если при температуре  $-10^{\circ}$  некоторое количество водяного пара имеет над поверхностью воды 100% относительной влажности, то над поверхностью льда относительная влажность будет равна 110%. При температуре  $-20^{\circ}$  стопроцентная относительная влажность над водой имеет значение 120% над льдом. При более низких температурах разность значений относительной влажности еще увеличивается: при  $-30^{\circ}$  перенасыщение над льдом больше на 34%, при  $-40^{\circ}$  — на 47%. Поэтому в ливневом облаке ледяные кристаллы быстро растут, так как они находятся в перенасыщенной для них среде. Рост кристалликов продолжается даже тогда, когда относительная влажность для капелек становится менее 100%. В последнем случае капельки испаряются, а поступающий с них водяной пар осаждается на ледяных кристалликах. Таким образом, разная величина упругости водяного пара над водой и льдом служит причиной перемещения водяного пара с капелек на ледяные кристаллики и усиленного роста последних.

Ледяные кристаллики в вершине ливневого облака развиваются вначале как мельчайшие шестигранные призмочки или пластинки. Попадая в среду переохлажденных капелек, кристаллик вскоре разрастается в небольшой снежный комочек. Усилен-

ный приток водяного пара к шестигранным призмочкам или пластинкам из перенасыщенной для льда среды особенно благоприятен для образования ответвлений на углах и гранях кристалликов и превращения их в снежные комочки. Непрерывно увеличивая свою массу за счет осаждения водяного пара и, отчасти, за счет столкновения с переохлажденными капельками, снежные комочки становятся тяжелее и уже с меньшей скоростью увлекаются вверх. Наиболее развившиеся, тяжелые снежинки начинают падать.

Появление ледяных кристалликов в среде переохлажденных капелек облака всегда резко нарушает структуру облачной массы. Ледяные кристаллики быстро осаждают на себе излишек водяного пара и тем самым заставляют сильнее испаряться капельки облака. Ледяной кристаллик в объеме  $1 \text{ см}^3$  может через 10—20 минут осадить на себе водяной пар от 1000 капелек облачной массы. Испарение и исчезновение значительной части капелек облачной массы и образование вместо них ледяных кристаллов придают вершине облака размытые очертания.

Получившиеся в процессе конденсации и коагуляции более крупные облачные частички все же еще не дают значительных осадков. Для выпадения последних необходима коагуляция образовавшихся водяных капелек или снежных частичек.

Слияние мелких капелек происходит в условиях турбулентного движения, при котором мелкие капельки, сталкиваясь, сливаются в более крупные. Кроме того, крупные капельки, падая с большей скоростью, чем мелкие, догоняют их, соударяются и сливаются с ними.

Снежинки при взаимных столкновениях начинают сцепляться своими разветвлениями, а при температурах выше  $0^\circ$ , слипаясь, образуют крупные хлопья. В приземных, теплых слоях воздуха хлопья мокрого снега могут таять и достигать земной поверхности уже в виде дождя.

В образовании длительных, обложных дождей также принимают участие ледяные кристаллики. Наличие дождя показывает, что воздушная масса, в которой происходит образование облаков, поднялась до уровня низких температур и что на верхней границе облачного слоя началось образование ледяных кристалликов. Часто облака, разные по строению, располагаются в атмосфере одно над другим. Из верхнего облака (ледяного) при этом могут выпадать кристаллики или снежинки, которые, проходя через нижнее облако (водяное), дают дождь или снег.

Град (рис. 23). Летом в жаркие дни из мощных ливневых облаков иногда наблюдается выпадение града. Градины бывают разных размеров. Наиболее крупные имеют величину куриного яйца и даже большую. При сильном нагреве подстилающей поверхности в дневные часы возникают особенно мощные восходящие токи. Образующиеся при этом ливневые облака растут в высоту до нескольких километров. Образовавшийся в ледяной

части облака кристаллик при падении превращается в снежный комочек — снежную крупу. Падая через часть облака, состоящую из переохлажденных капелек, снежная крупинка от соударения с ними покрывается слоем прозрачного льда. Мощные восходящие токи возвращают вверх начинающую падать градинку. Попадая снова в слой кристаллов и снежинок, оледеневший комочек покрывается слоем снежных кристаллов, быстро

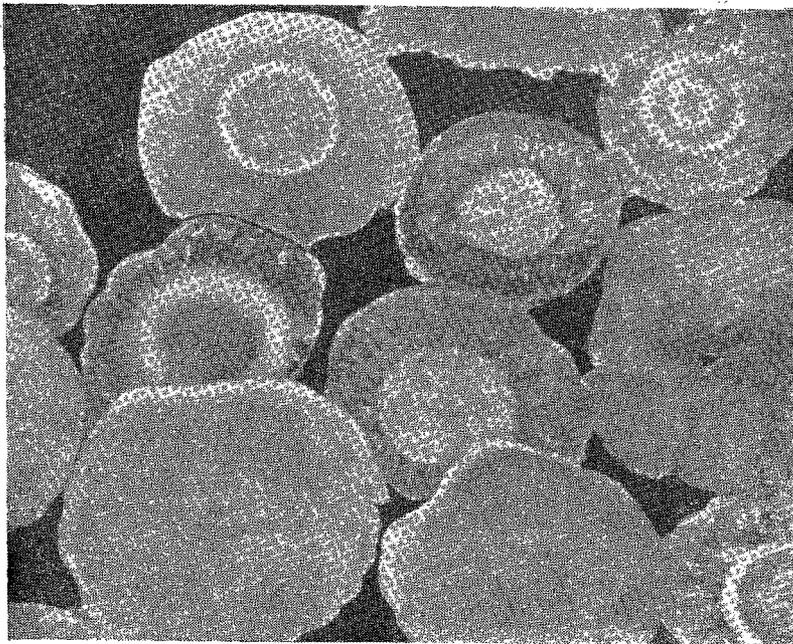


Рис. 23. Градины.

растущих на нем. При падении вниз образовавшийся слой кристаллов снова покрывается замерзающими на нем переохлажденными капельками. Несоднократные подъемы и падения придают градинам слоистое строение, а длительное пребывание в облаке необычайно увеличивает их размеры.

Предшествующие граду крупные дождевые капли представляют собой растаявшие градины, охлаждающие воздух до выпадения основной массы.

**Крупа.** Ранней весной и осенью из облаков ливневого характера выпадает снежная крупа. В образовании крупы основную роль играет неодинаковая упругость насыщающего водяного пара над водой и льдом. В это время года, благодаря низким

температурам воздуха, образование ледяных кристалликов происходит на меньшей высоте, и область их распространения захватывает значительную часть ливневого облака. Образовавшийся ледяной кристаллик начинает бурно расти, давая ответвления не только по своим углам, но и на боковых гранях, и на основании. Шарообразному развитию такого кристалла (называемого сферокристаллом) способствует примерзание мельчайших переохлажденных капелек. Длительное пребывание в облаке

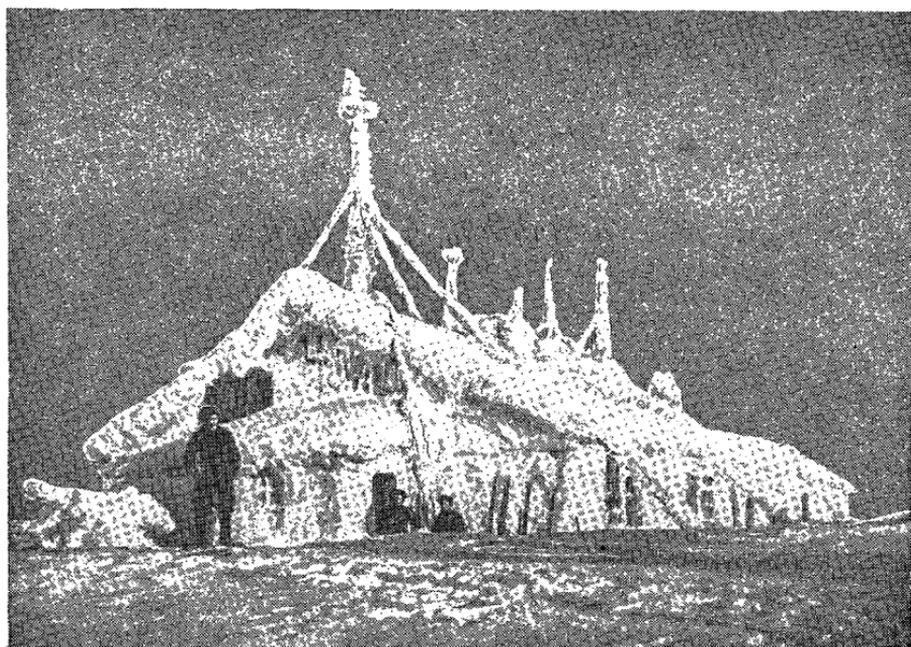


Рис. 24. Гололед на здании высокогорной обсерватории.

развивающегося таким образом кристаллика приводит к образованию белых снежных комочков размерами от 2 до 5 мм в диаметре. Крупа обыкновенно выпадает при востроной, шквалистой погоде. На высоких горах крупа выпадает и во время летних гроз.

В переходные времена года на мерзлую почву иногда с шумом выпадают мелкие ледяные шарики диаметром от 1 до 3 мм. Их называют ледяным дождем. Образующиеся в верхнем, более теплом слое капельки дождя, приближаясь к земле и проходя холодный приземной слой, замерзают и дают ледяной дождь.

В некоторых случаях капли жидкого дождя, проходя через нижние холодные слои, не успевают застыть, а только приходят в переохлажденное состояние. Падая на холодную земную по-

верхность, они моментально застывают, образуя прозрачную ледяную корку. Такое явление, когда дождь покрывает слоем прозрачного льда почву, травы, деревья, здания и все другие

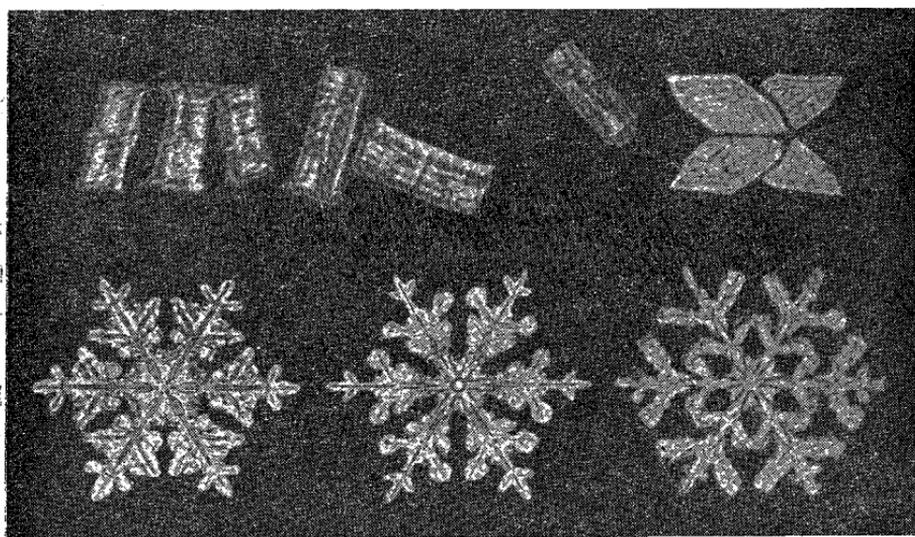
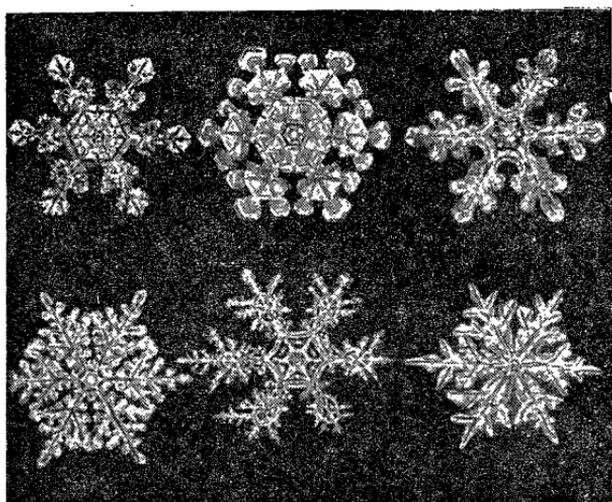


Рис. 25. Различные формы снежинок.

предметы, находящиеся под открытым небом, называется гололедом (рис. 24). Гололед наблюдается особенно часто в юго-западных районах Европейской территории Советского Союза при вторжении теплых масс поздней осенью или ранней весной.

Он затрудняет движение транспорта. Под тяжестью обильного гололеда обрываются телеграфные провода, ломаются тонкие ветви плодово-ягодных деревьев и кустов. Особенно опасен гололед в степных животноводческих районах. Покрывая пастбища ледяной коркой, гололед не дает возможности животным добыть себе корм.

Снег. Снежинка (рис. 25) образуется путем конденсации водяного пара, минуя стадию жидкой капельки. Начальной формой снежинки является тончайший ледяной кристаллик в виде шестигранной пластинки. В воздухе, насыщенном водяным паром, как уже указывалось выше, кристаллик начинает быстро расти. Рост кристаллика будет идти быстрее на углах, где на меньшую площадь приходится больше водяного пара из окружающего пространства. На уголках шестигранной пластинки появляются новые кристаллики льда. Образуется шестилучевая звездочка-снежинка. При дальнейшем росте на каждом уголке или на отдельных уголках растут новые кристаллики, дающие со временем свои ответвления. Под влиянием различных условий влажности, температуры и ветра снежные кристаллики принимают ту или иную форму. Из любого облака выпадает множество снежинок различных форм, иногда наблюдается преобладание снежинок какой-либо одной формы. Снежинки дают чрезвычайно разнообразие форм, часто очень красивых. В научных учреждениях и у некоторых любителей имеются тысячи фотографий снежинок, и каждая из них чем-либо отличается от другой.

Во время сильного и сплошного снегопада отдельные снежинки, сцепляясь между собой, образуют крупные хлопья снега.

## Снежный покров

Снежный покров играет весьма важную роль в природе и в народном хозяйстве. Во время зимних холодов снег как плохой проводник тепла предохраняет почву от сильного промерзания. Снежный покров необходим для благополучной перезимовки озимых хлебов и других растений. Особенно важно значение снега, прикрывающего растения во время зимних и весенних оттепелей, сменяющихся резкими похолоданиями. При весеннем таянии снега огромное количество воды постепенно впитывается в почву. Это дает оживающим растениям необходимое количество влаги в тот момент их развития, когда они наиболее нуждаются в обилии влаги и когда осадков обыкновенно бывает недостаточно. Количество выпавшего за зиму снега и его таяние весной определяют весеннее половодье и водоносность рек.

На распределение снежного покрова и образование различных форм его залегаения большое влияние оказывает ветер. Сильный, ветер переносит и уплотняет снег. В одних местах он обнажает почву, в других заносит огромные сугробы. В открытых, степных районах значительная масса снега переносится

с полей и других ровных мест в овраги и балки, в речные долины, в заросли камышей и т. п. Для предотвращения переноса снежного покрова приходится применять специальные меры. Насаживания ползающих полос и другие мероприятия по снегозадержанию дают возможность регулировать распределение снежного покрова, повышать его запасы на тех полях, где это необходимо.

Высота снежного покрова и продолжительность его залегания на обширной территории СССР весьма разнообразны. На Европейской территории СССР наибольшее количество снега выпадает в северо-восточной части. Большой высоты снежный покров достигает также в отдельных районах Сибири и на Дальнем Востоке. Наименьшая высота снежного покрова бывает в южных степных районах Европейской территории СССР и в Средней Азии. На северной окраине Сибири снежный покров залегает почти 9 месяцев. Продолжительность залегания снежного покрова на Европейской территории СССР увеличивается с юго-запада как бы по дуге, соединяющей Каспийское, Черное и Балтийское моря. На юге СССР, особенно по берегам Черного моря и в южной части Каспийского моря, выпадающий снег почти не лежит, он вскоре тает.

На вершинах высоких гор, благодаря низкой температуре воздуха, снежный покров сохраняется постоянно. Граница залегания вечного снега зависит от широты места: на Памире она располагается на высоте около 5000 м, на Кавказе — 3000—3800 м, в полярных областях — 100—300 м.

Накопление снега на склонах гор при некоторых условиях служит причиной снежных обвалов или лавин. В образовании лавин, помимо накопления снега на крутых склонах, большое значение имеют процессы преобразования самой снежной толщи.

Каждую снежинку в отдельности и снежный покров в целом нельзя рассматривать как что-то устойчивое, имеющее постоянную форму и свойства. Физические свойства снега зависят в основном от его плотности и структуры. Плотность снега обычно постепенно увеличивается со временем. Довольно часто она резко изменяется от условий погоды. Сильные ветры, оттепели или дождь вызывают уплотнение снега. Во время сильных метелей, а также при поземках переносится огромное количество снега. При этом переносе изменяется не только внешняя форма залегания снега, но и строение отдельных снежинок. Снежинки разрушаются от трения, и их обломки плотно укладываются в сугробах. Структура снега, помимо внешних воздействий, непрерывно изменяется в результате внутренних процессов. В толще снежного покрова вследствие разности температур между верхними и нижними слоями происходит перемещение водяного пара — испарение одних и рост других снежных кристаллов. В отдельных слоях происходит перемещение водяного пара с мелких на крупные кристаллы. Такое разрыхление снега с образованием крупных ледяных кристаллов можно найти в продолжительно лежавшем

снега, особенно в его нижних слоях. Перекристаллизация снега, образование в отдельных слоях или у подстилающей поверхности крупнозернистого рыхлого слоя служит причиной неожиданных лавин со склонов гор.

Снег, скопившийся во впадинах между отдельными горными вершинами, со временем уплотняется, принимая зернистую кристаллическую форму. Самые нижние слои под давлением вышележащих обращаются в лед. Лед обладает пластичностью, т. е.



Рис. 26. Вершины Эльбруса покрытые вечным снегом

способностью изменять свою форму под давлением. Благодаря пластичности огромные массы льда, заключенные в высоких горных ложбинах, начинают медленно опускаться, течь вниз по ложбине. Такое образование льда в горах называется ледником (рис. 26). Медленное повышение линии таяния снега на горах и таяние ледников поддерживают в летнее время высокий уровень горных рек.

В полярных областях постоянными снегами и льдами покрыты огромные пространства. Постоянный ледниковый покров занимает 11% всей территории суши. Ледники покрывают всю Антарктику, Гренландию и ряд островов. Толщина ледяного покрова здесь достигает нескольких сот метров. Скорость движения ледников Гренландии доходит до 20 м в сутки. К берегам океанов подходят ледяные стены. Огромные глыбы в несколько сот метров высотой обрушиваются в воды океана и плывут

в виде ледяных гор — айсбергов. Айсберги уносятся от берегов Гренландии к югу холодным морским течением. Частые туманы над холодным течением делают чрезвычайно опасным плавание в северо-западной части Атлантического океана. Столкновения судов с незамеченными в тумане айсбергами служили причиной многих катастроф.

Центральная часть полярного бассейна покрыта плавающими многолетними льдами (рис. 27). Продолжительная темная поляр-



Рис. 27. Льды полярных морей.

ная зима способствует накоплению ледяного покрова. Незаходящее солнце во время полярного лета не в состоянии растопить многометровый лед. То, что не может сделать полярное солнце, делают теплые воды Атлантического океана, куда мимо берегов Гренландии выносятся льды. Многолетние льды от берегов Восточной Сибири и Северной Америки сложными путями выносятся в Атлантический океан. Морские волны разламывают ледяные поля на отдельные льдины, которые постепенно тают в водах океана.

### Измерение осадков

Для измерения количества выпавших осадков употребляется прибор — осадкомер (рис. 28).

Осадки, падающие в ведро осадкомера, скатываются через воронкообразную перегородку на дно. Два раза в сутки накопив-

мерного ведра и деления измерительного стакана рассчитаны так, что если при измерении получено 25 делений стакана, то это значит, что из выпавшего дождя на поверхности земли образовался бы слой воды в 2,5 мм. Для измерения количества осадков, выпавших в виде снега используют тот же осадкомер. Для этого дождемерное ведро вносят в теплое помещение. Когда снег растает, то образовавшуюся воду сливают в измерительный стакан.

Для измерения высоты снежного покрова применяют деревянные рейки с сантиметровыми делениями. Рейки устанавливают с осени так, чтобы нулевое деление находилось на уровне поверхности земли.

На ровном месте около метеорологической станции устанавливают три снегомерные рейки, по которым ежедневно утром делаются отсчеты высоты снежного покрова. Высота снежного покрова на выбранной площадке может быть не характерной для большой территории из-за разнообразия рельефа и подстилающей поверхности. Поэтому метеорологические станции один раз в декаду или пятидневку (во время снеготаяния) производят специальные измерения снежного покрова на большой территории (снегосъемки). Для

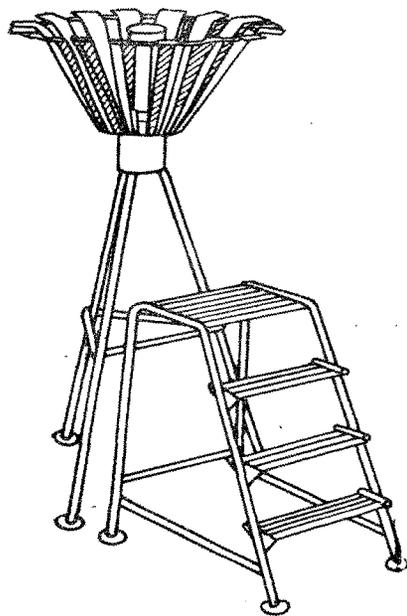


Рис. 28. Осадкомер на подставке с лесенкой.

этого выбирается постоянный маршрут (в виде треугольника или по прямой линии) и на нем делается не менее 100 промеров высоты и не менее 20 измерений плотности снега. Маршрут выбирается с таким расчетом, чтобы он характеризовал типичное для данной местности залегание снежного покрова. Для измерения высоты снежного покрова на маршрутах употребляется специальная переносная рейка. Плотность снега измеряется весовым плотномером, состоящим из цилиндра и весов. По окончании снегосъемки вычисляют среднее значение высоты снега и среднюю плотность из всех определений. По высоте и плотности снега можно вычислить средний запас воды в снеге для любой территории, залегание снежного покрова на которой характеризуется данными метеорологической станции. Сведения о запасе воды

в снеге необходимы для определения обеспеченности почвы вла-  
гой при весеннем снеготаянии, для расчета наполнения прудов и  
водохранилищ, для различных гидротехнических расчетов и глав-  
ное для прогноза паводка и стока рек.

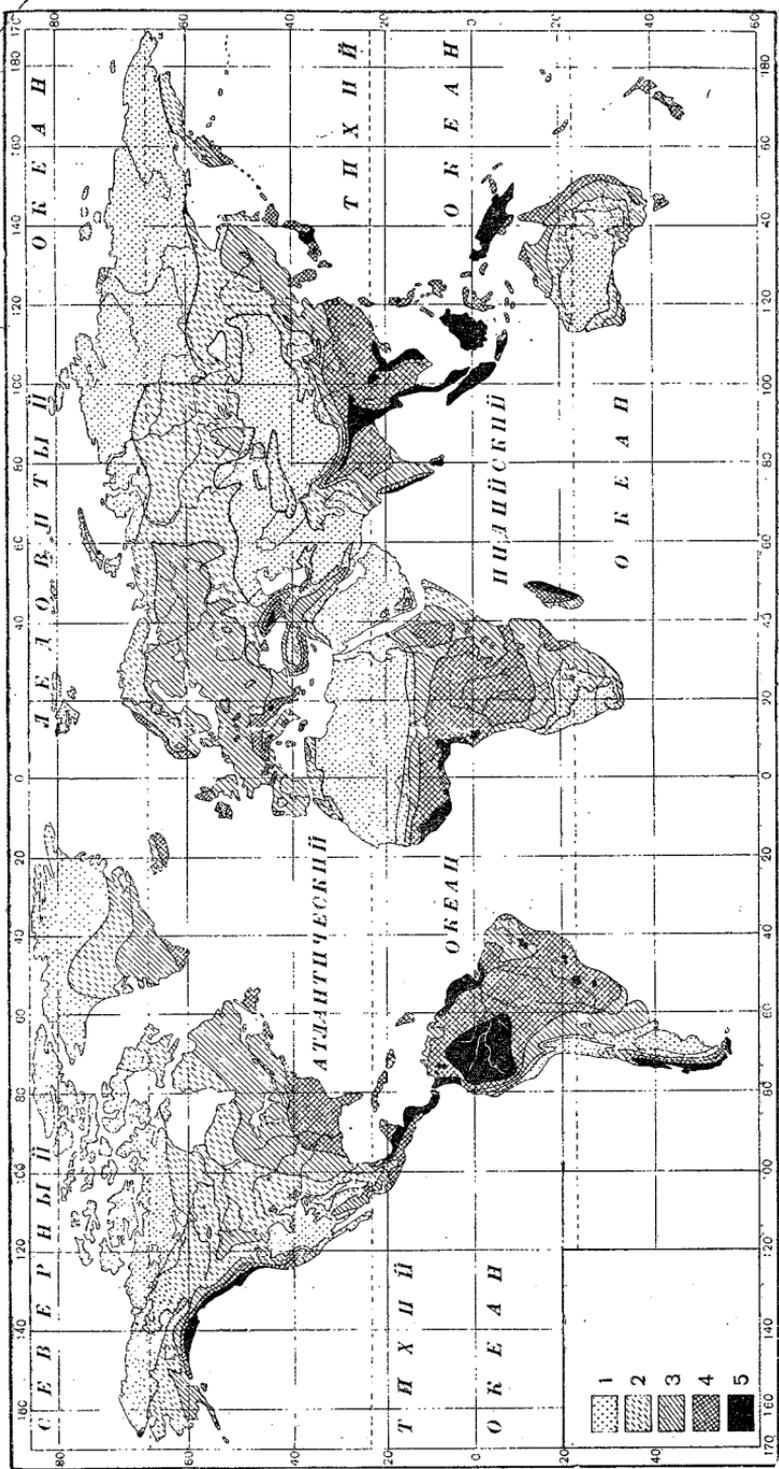
### Распределение осадков по земной поверхности

В суточном и годовом ходе осадков нет строгой закономер-  
ности. Приведенные выше данные об облачности могут до неко-  
торой степени указать на возможное время выпадения наиболь-  
шего количества осадков. Распределение осадков, так же как и  
распределение температуры, изучается с помощью географических  
карт, на которых линиями соединены места с одинаковым коли-  
чеством осадков, выпавших за год или другие сроки. Эти линии  
называют изоггитами (рис. 29).

Осадки распределяются на земной поверхности крайне не-  
равномерно. Общим является положение, что части суши, распо-  
ложенные вблизи морей, получают больше осадков, чем цен-  
тральные части материков. Наибольшее количество осадков вы-  
падает в экваториальной зоне (1000—2000 мм — на материках  
и до 6000 мм на островах Тихого океана). По обе стороны эква-  
тора количество осадков уменьшается. На некотором расстоянии  
от тропиков (на широтах 30—35°) проходят пояса с наименьшим  
количеством осадков (пояса пустынь). В средних широтах осад-  
ков выпадает достаточно благодаря постоянной смене воздушных  
масс. В полярных областях, вследствие низких температур и  
малого содержания водяного пара, осадков выпадает меньше  
(местами менее 150 мм за год).

Горы оказывают большое влияние на распределение осадков.  
Теплые и влажные массы воздуха, встречая на пути горные  
хребты, поднимаются по их склонам. При поднятии происходит  
процесс конденсации водяного пара и выпадение осадков. Потеряв  
влагу на наветренной стороне, воздушные массы, перевалив  
через хребет и опускаясь снова на равнину, оказываются более  
сухими. Влияние гор сказывается даже на достаточном отдале-  
нии от морей. Так, в Предуралье количество осадков значительно  
больше, чем в Зауралье; например, города Уфа и Челябинск  
расположены примерно на одной широте, но по разным сторонам  
Урала; в г. Уфе в среднем за год количество осадков составляет  
599 мм, а в Челябинске (к востоку от Урала) — всего лишь  
366 мм.

В предгорьях вблизи южных морей выпадает очень много  
осадков. Наибольшее количество осадков наблюдается в пред-  
горьях Гималаев. В местечке Черралпунджи (Индия) в среднем  
за год выпадает около 12 700 мм осадков. В 1899 году в Черра-  
пунджи количество осадков за год составило 16 м 300 мм. За  
один день там было отмечено количество осадков, равное



1 м 36 мм (1036 мм), т. е. в два-три раза больше, чем выпадает за год в отдельных пунктах СССР с достаточно влажным климатом (рис. 30).

В средней полосе Европейской территории СССР выпадает около 500—600 мм осадков в год. На юго-западных склонах Кавказа наблюдается максимальное для СССР количество осадков: местами более 2500 мм. Наименьшее количество осад-

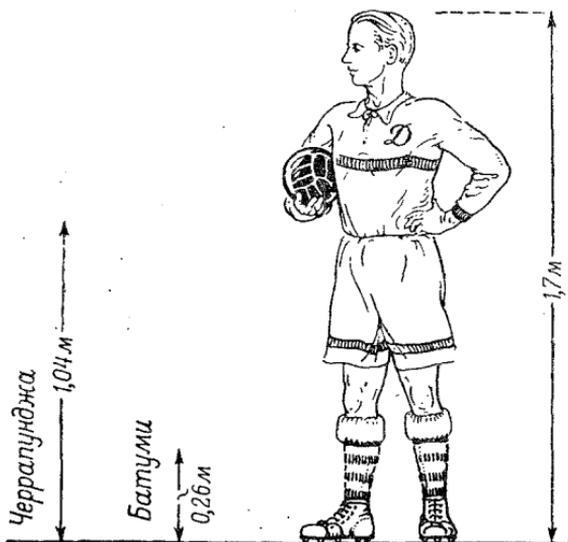


Рис. 30. Высота максимального количества осадков, выпавших за один день.

ков отмечается в Средней Азии — менее 100 мм в год в отдельных районах.

Среднее количество осадков за год для всего земного шара равно 1100 мм, т. е. выпавшие за год осадки могут покрыть всю земную поверхность равномерным слоем воды более 1 м.

## Глава VI

### ВОЗДУШНЫЕ ТЕЧЕНИЯ

#### ВЕТЕР У ЗЕМНОЙ ПОВЕРХНОСТИ

Ветром называется движение воздуха, наблюдаемое в данном пункте. Благодаря способности воздуха к перемещению, происходит выравнивание температуры на земной поверхности, осуществляется круговорот воды в атмосфере и все связанные с последним процессы. Ветер и реки своей работой создают определенные формы рельефа земной поверхности.

Движение воздуха только при малых скоростях бывает равномерным и прямолинейным (прямоструйным). С увеличением скорости происходит разделение воздуха на отдельные струйки. Каждая струйка, сохраняя общее поступательное движение всей массы, беспорядочно изменяет свое направление, завихряется и переплетается с другими. Ветер становится неровным по скорости и меняющимся по направлению. Такое состояние движущегося воздуха называется турбулентным или просто турбулентностью. Турбулентное состояние воздуха усиливается с увеличением скорости. Об этом можно судить по характеру ветра: чем сильнее ветер, тем сильнее его изменчивость в направлении и скорости. Турбулентность способствует выравниванию температуры, влажности и других свойств воздуха во всем слое перемешивания. Во время сильного ветра происходит как бы перемешивание воздуха, что делает его более однородным по высоте.

Различные неровности земной поверхности определенным образом влияют на направление и скорость движения воздуха. Встречая горную цепь, движущийся воздух поднимается и переваливает через хребст. При этом на вершинах, на перевалах, происходит увеличение скорости ветра. Это увеличение распространяется на довольно значительную высоту над горами (около  $\frac{1}{3}$  высоты препятствия).

На склонах возвышенностей наблюдается изменение направления ветра в сторону долины и других более низких мест, куда устремляется ветер, обтекая возвышенность. Двигаясь над равниной и встречая на пути расположенную под углом речную долину или большой овраг (балку и т. п.), ветер отклоняется в направлении долины. Воздушные массы будут проходить через такие понижения рельефа не прямолинейно, а пересекая их под некоторым углом. Так, дымовая волна, выпущенная перед широкой долиной, не перейдет на другой берег долины прямо по направлению ветра, а выйдет несколько в стороне (в зависимости от направления и ширины долины), уклоняясь в сторону направления долины, попутную направлению ветра. На улицах больших городов вследствие сужения потока скорость ветра увеличивается. При движении вдоль улиц ветер создает на их углах большие завихрения.

В движущемся через горы воздухе образуются горизонтальные завихрения, особенно сильные на подветренной стороне. Защищенный горным хребтом воздух нижних слоев на подветренной стороне, втягиваясь в наклонно спускающийся с хребта воздушный поток, образует вращательное, вихреобразное движение с горизонтальной осью. За отдельными возвышенностями образуются вихри с вертикальной осью, подобно тому, как за каменными столбами мостов происходит завихрение воды. Завихрения воздуха точно так же происходят в углублениях земной поверх-

ности (котловинах, глубоких долинах и оврагах, расположенных поперек движения ветра, обрывах речных долин и т. п.). На лесных полянах и просеках также происходят завихрения ветра. При малых скоростях ветра в местах завихрений образуются зоны затишья.

Как правило, скорость ветра с высотой возрастает. Земная поверхность задерживает движение воздуха, тормозит его. Над морями скорость ветра больше, чем над материками, но даже над поверхностью морей ветер в нижних слоях имеет меньшую скорость, чем в верхних.

Наибольшее увеличение скорости ветра наблюдается в приземном слое: от поверхности земли до высоты 2 м. Выше скорость ветра нарастает медленнее. На метеорологических станциях скорость ветра обычно определяется на высоте 10—15 м. По сравнению со скоростью, наблюдающейся на этой высоте, она будет в два раза больше на высоте около 500 м.

В суточном ходе ветра наблюдается определенная закономерность. Наибольшую скорость ветер имеет днем (после полудня), наименьшую — ночью. Разность между дневной и ночной скоростью больше летом и меньше зимой. Такой суточный ход ветра наблюдается до высоты всего около 100 м летом, а зимой до высоты около 50 м. Для высот, больших 100 и 50 м, наблюдается обратный суточный ход: днем уменьшение скорости ветра и ночью — увеличение. Изменения скорости ветра в суточном ходе объясняются следующим образом. Утром благодаря нагреванию земной поверхности и возникновению восходящих токов воздушные частицы с малыми скоростями начинают подниматься вверх, а частички с большими скоростями — опускаться вниз к земной поверхности, что приводит к ускорению движения воздуха у земной поверхности. В верхних же слоях произойдет некоторое уменьшение скорости. Ночью с прекращением турбулентного перемешивания верхний поток вследствие меньшего трения ускоряет свое движение.

Высоту смены суточного хода ветра можно наблюдать каждый тихий вечер, следя за дымом фабричных и заводских труб. Поднимаясь прямо вверх, дым на небольшой высоте быстро поворачивается и уносится горизонтально по направлению дневного ветра.

## ОБРАЗОВАНИЕ ВОЗДУШНЫХ ТЕЧЕНИЙ И МЕСТНЫЕ ВЕТРЫ

Что же заставляет воздух двигаться?

Различные участки земной поверхности нагреваются различно. Одни участки нагреты больше, и воздух над ними также нагрет больше, чем над менее теплыми участками. Теплый воздух расширяясь, становится более легким. Вследствие этого возникает разность в атмосферном давлении, и появляется сила, которая заставляет воздух перемещаться из области с большим давлением в область с меньшим давлением. Эта сила называется

силой барического градиента. Она всегда направлена в сторону меньшего давления и действует всюду, где имеет место различный нагрев воздуха над подстилающей поверхностью и где вследствие этого создается в атмосфере разность давлений.

Такое различие в нагреве воздуха создает постоянные ветры, дующие в определенных направлениях.

Воздух над сушей и над морем нагревается неодинаково. По мере поднятия солнца над горизонтом температура воздуха над сушей увеличивается быстрее, чем над морем. Это неравенство температур охватывает довольно большие слои. Нагретый воздух над сушей расширяется и поднимается вверх. Вследствие этого давление у земной поверхности уменьшается. Над морем из-за меньшего нагревания воздух остается более плотным и более тяжелым. Воздух начнет двигаться в сторону меньшего давления. С моря, где образовалось высокое давление, подует на сушу легкий ветерок. Приток воздуха на сушу и ее нагревание создадут высокое давление в верхних слоях над сушей. Это вызовет вверх обратный поток воздуха к морю. Возникнет постоянный круговорот воздуха, поддерживаемый неравномерным нагреванием суши и моря. Так в летний ясный день на берегах моря наблюдается прохладный ветер — морской бриз (рис. 31).

При ночном охлаждении получится обратное явление. Суша охлаждается быстрее, и воздух над ней начнет уплотняться. Над морем же воздух будет более теплым. Снова образуется неравномерное распределение давления, обратное дневному: теперь уже сверху воздух потечет с моря, а у земной поверхности возникнет ветер с суши на море — береговой бриз.

По мере удаления от берега в глубь суши или моря дневной и ночной бризы постепенно затухают. Пространство, захватываемое бризом, довольно значительно в тропиках и уменьшается в умеренных широтах, где разница в нагревании суши и моря не так значительна. На побережье Балтийского моря дневной бриз проникает в глубь суши на 20—30 км, ночной же бриз распространяется на море до 10 км.

Бризы наблюдаются также на берегах крупных озер и очень широких рек. На окраинах лесных массивов, расположенных рядом с обнаженной, хорошо прогреваемой почвой, или же вблизи обширных болот, могут возникать при безоблачной тихой погоде явления, подобные бризу. Особенно это заметно в полосе лесостепи, когда от расположенного рядом леса сначала легкими волнами, а затем постоянным потоком потечет прохладный воздух.

В горных долинах также наблюдается периодическая смена ветров противоположных направлений, подобная бризам. Находящийся в долине воздух нагревается днем как от дна долины, так и от ее склонов. Вследствие этого нагретый воздух начинает подниматься из долины по склонам. Такой ветер, возникающий в утренние часы и дующий днем из долины вверх по склону,

называется долинным ветром. В центре долины наблюдается обратный поток воздуха сверху вниз. Таким образом здесь создается также замкнутая циркуляция воздуха.



Рис. 31. Схема бриза: сверху — направление воздушного потока при морском бризе, внизу — то же при береговом бризе.

В ночные часы холодный поток воздуха, стекающий по горным склонам в долину, называется горным ветром. Вверху над этим потоком возникает противотечение — из долины к вершинам гор.

Различие в тепловом состоянии суши и моря в летний и зимний сезоны года также вызывает периодическую смену ветров. Летом, когда сильнее нагрета суша, с моря дует влажный, приносящий обильные осадки ветер — летний муссон. Зимой же, наоборот, образуется течение с холодной суши на более теплое море в виде сухого и холодного зимнего муссона.

Благодаря длительности сохранения большой разности температур между сушей и морем в годовом ходе получается значительная разность давления на огромных пространствах. Поэтому муссоны обладают большей скоростью ветра и далеко распространяются как в глубь материка, так и на море. При значительной протяженности и скорости муссонов на них значительно сказывается действие отклоняющей силы вращения Земли.

При движении воздуха в северном полушарии он отклоняется вправо от своего направления. Такое отклонение происходит вследствие вращения Земли. Всякое тело, движущееся относительно земной поверхности, отклоняется при своем движении вправо в северном полушарии и влево в южном. Многие, наверное, замечали, что правый берег рек бывает высоким. Река под действием отклоняющей силы вращения Земли уклоняется вправо и подмывает все более правый берег. Левый же берег обычно представляет собою низину, заполненную речными отложениями. На воздушных течениях, которые имеют большую протяженность, всегда сказывается действие отклоняющей силы вращения Земли.

В области экватора высокая температура и восходящие токи воздуха обуславливают постоянное низкое давление. Массы воздуха, стремящиеся в экваториальный пояс низкого давления из пояса высокого давления, у  $30\text{--}35^\circ$  широты отклоняются при своем движении и текут уже в северном полушарии с северо-востока, а в южном — с юго-востока. Эти постоянные ветры называются пассатами. Северный и южный пассаты разделяются полосой затишья. Непрерывный приток воздуха и сильное нагревание в поясе экватора создают благоприятные условия для мощных восходящих токов. Обилие облачности и осадков, значительная высота тропосферы над экватором обусловлены этими восходящими токами. Поднявшийся воздух растекается от экватора к северу и к югу, образуя на высотах постоянные течения — антипассаты.

Под действием отклоняющей силы вращения Земли антипассаты, текущие вначале по направлению к полюсам, постепенно отклоняются в северном полушарии к востоку. На широте  $30\text{--}35^\circ$  антипассаты уже имеют западное направление. Скопление воздуха и его опускание вызывают повышение давления у земной поверхности. Так, около широты  $30\text{--}35^\circ$  образуются в обоих полушариях пояса высокого давления. Опускающийся воздух будет сухим и теплым от адиабатического нагревания. Поэтому вблизи тропических поясов высокого давления образовались на суше огромнейшие пустыни Африки, Азии, Америки и Австралии.

В главе I рассматривалось деление атмосферы по высоте. Нижний слой атмосферы — тропосфера, в которой в основном происходят все процессы, определяющие погоду и влияющие на деятельность человека, — в свою очередь расчленен вдоль земной поверхности на отдельные воздушные массы. Воздушной массой называется некоторая обширная масса воздуха, обладающая определенным строением и свойствами и перемещающаяся по земной поверхности как одно целое. Воздушная масса может занимать по горизонтали миллионы квадратных километров, а по высоте несколько километров. Иногда такая масса простирается до границ стратосферы.

Воздушные массы получают название по той географической зоне, где они образовались и приобрели свои типические особенности. Каждая воздушная масса обладает определенной температурой, влажностью, прозрачностью и другими свойствами, отличающими ее от другой массы. Температура воздушной массы и другие ее свойства находятся в соответствии с географическими условиями, особенно с состоянием подстилающей поверхности той зоны, где эта масса образовалась.

При переходе от одной массы к другой температура и другие метеорологические элементы быстро меняются иногда на расстоянии нескольких десятков километров. Такая сравнительно узкая переходная зона, где изменяются метеорологические элементы в двух массах, называется поверхностью раздела между воздушными массами, или фронтом. При перемещении каждая воздушная масса сохраняет присущие ей особенности и фронт раздела.

По своему происхождению воздушные массы делятся на следующие четыре типа: арктические, воздух умеренных широт, тропические и экваториальные.

Арктический воздух характеризуется низкими температурами, большим падением температуры с высотой, малой влажностью и большой прозрачностью. Он образуется обыкновенно в центральной части полярной области. В зимнее время, а также поздней весной и ранней осенью, массы арктического воздуха могут заходить в средние широты, вызывая резкое похолодание. В ясные морозные ночи с приходом арктического воздуха происходят наиболее сильные понижения температуры.

Воздух умеренных широт образуется в средних широтах. Он характеризуется более умеренной температурой и меньшей прозрачностью, чем арктический. Зимой он является для наших широт теплой массой, летом — холодной.

Тропический воздух отличается высокой температурой, большой абсолютной влажностью и сильной запыленностью. Приток тропического воздуха вызывает в средних широтах общее потепление и ухудшение видимости (прозрачности воздуха).

Экваториальный воздух обладает высокими температурой и влажностью. В средних широтах он не доходит до земной поверхности, растекаясь сверху над охлажденным тропическим воздухом или воздухом умеренных широт.

Воздушные массы, кроме экваториальных, делятся в свою очередь в зависимости от очага формирования на морские или континентальные.

Наиболее резкие и продолжительные изменения погоды на территории СССР связаны с перемещениями воздушных масс. Весенние возвраты холодов в мае объясняются вторжением арктического воздуха. Сильное ночное излучение в прозрачном и холодном арктическом воздухе вызывает заморозки, губительно действующие на молодые цветущие растения. Осенние потепления в конце сентября и в начале октября (так называемое «бабье лето») вызываются приходом тропического воздуха. Зимние потепления, сопровождающиеся обильным выпадением снега, обусловлены вторжением морского умеренного воздуха с Атлантического океана. Летом вторжения морского умеренного воздуха вызывают, наоборот, небольшое похолодание. В южной части Европейской территории СССР зимние потепления связаны со вторжением тропического воздуха через Черное море. Наиболее жаркая и сухая погода устанавливается в связи со вторжением континентального тропического воздуха из Средней Азии.

## Перемещение воздушных масс и фронтов

Если бы Земля была неподвижна и имела однородную подстилающую поверхность, то между ее жарким поясом и холодными полюсами существовали бы в обоих полушариях правильные системы ветров, подобные бризам. Но действие отклоняющей силы вращения Земли не дает возможности осуществить такой перенос. Начинающийся от экватора отток воздуха на высоте задерживается уже на широте 30—35°. Опускающиеся здесь массы теплого тропического воздуха устремляются по земной поверхности из области высокого давления к северу и встречаются на пути массы холодного воздуха умеренных широт. Граница раздела между воздушными массами сужается и становится резкой. Поверхность раздела между массами воздуха умеренных широт и массами тропического воздуха называется полярным фронтом.

Между воздухом умеренных широт и арктическим воздухом, занимающим центральную часть полярной области, точно так же образуется промежуточная переходная зона — фронт. Этот фронт носит название арктического. Во всех случаях образования фронтов более холодный воздух вследствие своей плотности будет подтекать под теплый, а теплый — натекать, распространяясь над холодным. Фронтальная поверхность всегда имеет наклон в сторону холодного воздуха под очень малым углом

к поверхности земли. Представляя себе фронт между воздушными массами, необходимо всегда иметь в виду, что это — поверхность, наклоненная над землей, и что у земли будет проходить лишь линия фронта, которая и отмечается на картах погоды.

В средних широтах все разнообразие погоды в основном обусловлено сменой воздуха умеренных широт тропическими воздушными массами или наоборот, а также более редкими вторжениями арктического воздуха.

Благодаря неравномерному распределению суши и моря, наличию высоких горных цепей, теплых и холодных морских течений, полярный фронт в средних широтах разделен на ряд отдельных участков, различно расположенных вокруг Земли. На каждом участке полярного фронта между воздухом умеренных широт и тропическим воздухом всегда возникают волны длиной в тысячи километров. В гребнях этих волн тропический воздух проникает к северу. Воздух же умеренных широт в тыловой части волны устремляется к югу. В результате развития волны и под воздействием отклоняющей силы вращения Земли ветры принимают характер огромного вихря, имеющего поступательное движение. Такое перемещение воздушных масс называется циклоном. Часть поверхности полярного фронта в передней части циклона называется теплым фронтом (рис. 32). Холодный воздух уходит, уступая место у поверхности Земли тепловому тропическому воздуху. В тылу циклона холодный воздух продвигается к югу, подтекая под теплый воздух. Участок полярного фронта здесь носит название холодного фронта. Часть циклона между теплым и холодным фронтом, занятая тропическим воздухом, называется теплым сектором циклона. Воздух умеренных широт, наступая активно на теплый сектор, сужает его. Холодный фронт как бы нагоняет теплый фронт. Наконец, оба фронта смыкаются. Весь тропический воздух в области циклона оттесняется при этом от поверхности Земли в верхние слои. Такой процесс называется окклюзией циклона, а сам циклон — окклюдированным. До этого момента энергия движения в циклоне поддерживается вследствие неустойчивого состояния двух смежных воздушных масс. Когда же весь теплый воздух окажется вытесненным холодным, стратификация (расслоение по вертикали) воздушных масс становится устойчивой. Циклон начинает затухать. Вслед за этим циклоном на фронте в гребне новой волны возникает другой. Циклоны всегда идут сериями, причем каждый следующий циклон проходит южнее предыдущего.

Роль циклонов заключается в том, что теплый воздух в теплом секторе циклона переносится далеко на север, а массы холодного воздуха в тылу его продвигаются далеко на юг. Таким образом, серия циклонов является основным механизмом, который создает обмен воздуха между широтами.

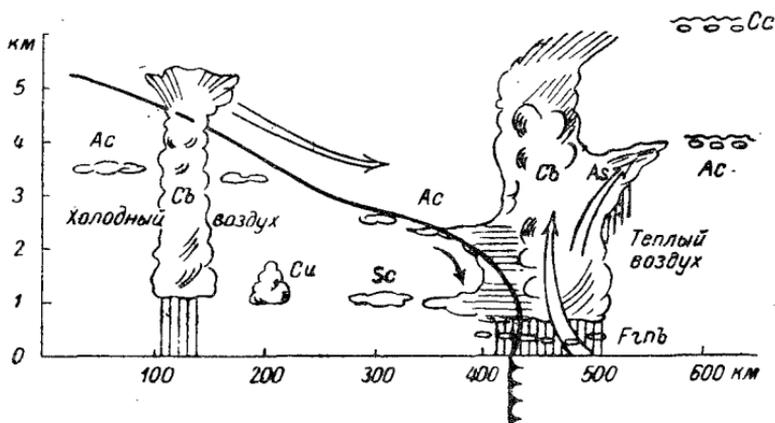
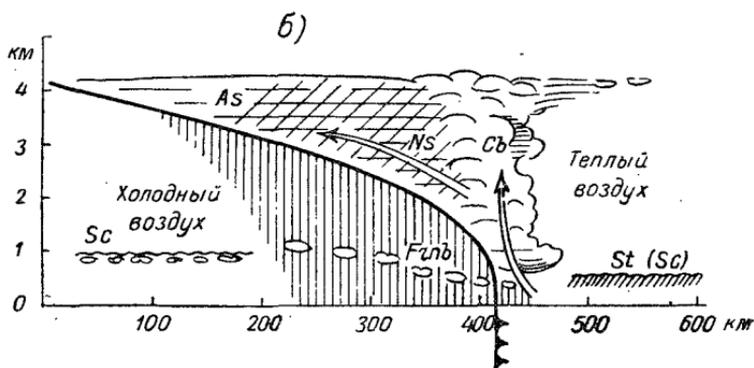
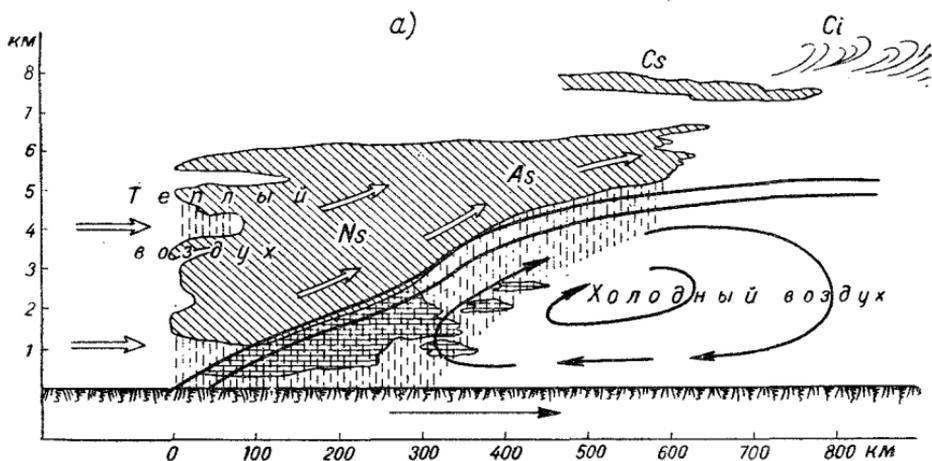


Рис. 32. Схема вертикального строения теплого фронта (а) и холодных фронтов (б).

Постепенное замещение более плотных масс воздуха теплыми тропическими, происходящее в области теплого фронта, вызывает понижение давления в районе перемещения этих масс. После прохождения холодного фронта, когда холодные массы вытесняют менее плотные массы теплого сектора, давление воздуха возрастает.

Тропический воздух, двигаясь летом с юга на север, будет охлаждаться снизу. Поэтому в нижних слоях его относительная влажность возрастает, образуются туманы и слоистые облака с выпадающими из них осадками. Воздух умеренных широт, двигаясь с севера на юг и проходя над все более теплой поверхностью Земли, нагревается снизу. В нем развиваются восходящие токи нагретого воздуха, приводящие к образованию кучевых и ливневых облаков. На теплом и холодном фронте в циклоне возникают обширные облачные системы, связанные с восходящим скольжением теплого воздуха по фронтальной поверхности. У теплого фронта воздух поднимается по отступающему пологому клину холодного воздуха. При приближении теплого фронта наблюдается последовательная смена облачных форм. Вначале появятся перистые облака в виде расходящихся загнутых полос, затем — в виде прозрачной пелены — перисто-слоистые облака. После этого появляются облака среднего яруса высокослойные, которые, уплотняясь и снижаясь, переходят в слоисто-дождевые облака, дающие спокойные, продолжительные обложные осадки. Ширина полосы обложных дождей обыкновенно бывает около 300—400 км. Образование облаков и осадков на теплом фронте происходит вследствие охлаждения теплого воздуха, натекающего на клин отступающего холодного воздуха.

У холодного фронта наступающий вал холодного воздуха вытесняет теплый воздух, который, охлаждаясь при поднятии, образует мощные ливневого характера облака с обильными кратковременными осадками. Летом прохождение холодного фронта нередко сопровождается грозой, захватывающей длинную полосу вдоль фронта. Холодный фронт характеризуется также шквалистыми ветрами и после его прохождения — похолоданием.

Вслед за прошедшим циклоном с его низким давлением в центре и повышением давления к периферии следует область повышенного давления. Внедряясь в тыл циклона, массы холодного воздуха образуют область повышенного давления, называемую антициклоном. Антициклон характеризуется высоким давлением в центре и ветрами, дующими из центра по часовой стрелке. В центре антициклона имеет место опускание воздуха. Это опускание обуславливает сухую и ясную погоду с правильным ходом метеорологических элементов. Нисходящее движение и образующиеся при этом мощные инверсии в антициклоне задерживают образование кучевых облаков. Но при значительной влажности воздуха и сильном охлаждении путем излучения в нижних слоях могут развиваться приземные туманы.

Холодные массы, опускаясь с каждым вновь образующимся циклоном все южнее, достигают, наконец, пояса высокого давления, который прекращает циклоническую деятельность на данном участке полярного фронта. По истечении нескольких дней, пришедшие сюда массы холодного воздуха как бы перерождаются: прогреваются, запыляются и принимают свойства воздуха, характерного для данного места.

Разнообразие рельефа и подстилающей земной поверхности (вода, суша), взаимная связь с окружающими воздушными течениями и другие условия создают большое разнообразие в образовании фронтов, в циклонической деятельности, в путях циклонов и в образующихся при этом условиях погоды.

### ИЗМЕРЕНИЕ АТМОСФЕРНОГО ДАВЛЕНИЯ И ВЕТРА

Первым, кто указал на то, что воздух имеет вес, был Галилей. Его ученик Торичелли доказал это на опыте (1643 г.). Он наполнил ртутью стеклянную трубку, запаянную с одного конца, осторожно перевернул ее и погружил открытый конец в сосуд с ртутью. При этом он заметил, что ртуть отделилась от верхнего запаянного конца трубки, образуя над собой пустоту, и остановилась на высоте около 760 мм. Повторяя этот опыт с трубками всевозможных размеров и формы, Торичелли нашел, что ртуть останавливалась, независимо от формы или наклона трубки, на высоте около 760 мм, считая от поверхности ртути в сосуде. Он объяснил свой опыт тем, что воздух оказывает давление на поверхность ртути в сосуде и поддерживает своим весом столб ртути в трубке. Объяснение Торичелли вызвало сомнения у современников, которым воздух казался невесомым. Тогда другой известный ученый Паскаль предложил новый опыт, окончательно развеявший сомнения в существовании атмосферного давления. Паскаль предложил измерять высоту столба ртути у подножья и на вершине горы. Он рассуждал так: если давление зависит от веса воздуха, то на вершине горы, где массы воздуха над чашкой ртути меньше, столбик ртути должен быть ниже. При измерении давления на вершине горы столбик ртути действительно оказался короче, чем у подножья.

Употребляемый в настоящее время прибор для измерения давления воздуха — барометр (рис. 33) — представляет собою усовершенствованное повторение опыта Торичелли. Стеклянная трубка с ртутью заключена в металлическую оправу, на которой есть приспособление для отсчетов высоты столба ртути. Сосуд заменяет небольшая чашка, приделанная к оправе. Баро-



Рис. 33.  
Станционный  
чашечный  
барометр.

метр подвешивается за верх оправы, и поэтому всегда устанавливается отвесно. Существует несколько систем ртутных барометров, отличающихся по своей конструкции.

Давление воздуха можно также измерять прибором — анероидом (рис. 34). Приемником у анероида служит плоская круглая коробочка, из которой выкачан воздух. Коробочка соединена с упругой стальной пружиной. При увеличении атмосферного давления коробочка сжимается. При уменьшении давления пружина растягивает коробочку. Эти деформации коробки передаются системой рычагов на стрелку анероида, которая движется

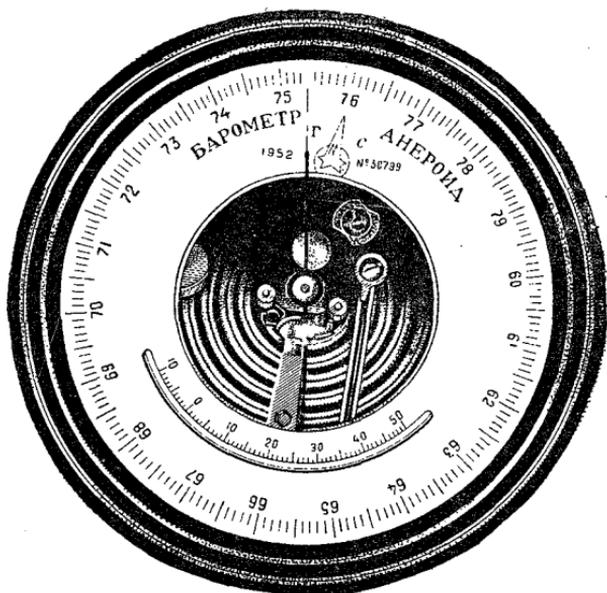


Рис. 34. Внешний вид анероида.

по шкале и указывает величину давления. Показания анероида предварительно сравниваются с ртутным барометром.

В каждом отдельном случае барометр показывает вес воздуха, находящегося над ним. Так как высота различных участков суши неодинакова, то и показания барометров будут весьма различны. Зная высоту отдельных пунктов над уровнем моря, к показаниям барометров придают поправку, составляющую разность давления на данной высоте с давлением, которое было бы на уровне моря. Благодаря такому приведению показания всех барометров к уровню моря, можно сравнивать давление воздуха в одном пункте с давлением в другом независимо от их высоты.

Для непрерывной регистрации колебаний атмосферного давления применяют самопишущий прибор — барограф. Приемником у барографа служит серия небольших анероидных коробочек, соединенных в столбик. Один конец столбика укреплен

неподвижно, другой (верхний) системой рычагов соединен со стрелкой, на конце которой надето перо. Регистрирующая часть барографа устроена так же, как у термографа.

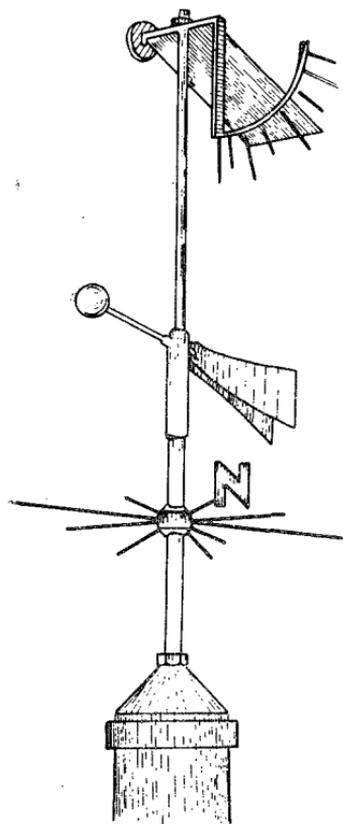


Рис. 35. Флюгер.

Существует распространенное мнение, что по показаниям анероида можно предсказывать изменение погоды. На некоторых анероидах над шкалой давления воздуха даже написаны якобы соответствующие определенной величине давления типы погоды: от «великой суши» до «бури». Все это является заблуждением. Нужно помнить, что анероид и другие барометры показывают только давление воздуха, а не какую-нибудь «великую сушь» и прочее. Барометр весьма полезен и необходим при самостоятельной ориентировке в погоде, но для этой цели необходимо еще знание роли давления в движении воздушных масс и в формировании условий погоды.

Направление и скорость ветра определяются по флюгеру (рис. 35).

Ветер, обтекая подвижную флюгарку, устанавливает ее указатель в сторону, откуда дует ветер. Во время наблюдений следят за положением указателя над неподвижными штифтами, указывающими страны горизонта, и их с помощью определяют направление ветра.

В метеорологии приняты следующие основные русские и международные обозначения направлений ветра:

Русское название	Международное название	Сокращенное обозначение
Север	Норд	С
Северо-восток	Норд-ост	СВ
Восток	Ост	В
Юго-восток	Зюд-ост	ЮВ
Юг	Зюд	Ю
Юго-запад	Зюд-вест	ЮЗ
Запад	Вест	З
Северо-запад	Норд-вест	СЗ

Соответственно этим основным направлениям на флюгере закреплено восемь штифтов. Штифт, указывающий на север, помечен большой металлической буквой N. Кроме этих основных

направлений, определяются также промежуточные направления, например, северо-северо-восток (ССВ), восток-северо-восток (ВСВ) и т. д. Направление определяется всегда по той части горизонта от куда (а не куда) дует ветер.

Скорость ветра определяется на флюгере по отклонению металлической доски, определенного размера и веса. Доска подвешена за верхний конец, и ветер отклоняет ее от отвесного положения на тот или иной угол в зависимости от силы ветра. Доска скреплена с флюгаркой так, что она всегда устанавливается против ветра своей плоскостью. Положение отклоненной доски отсчитывается по дуге с 8 штифтами-указателями, соответствующими определенным скоростям ветра.

В походных условиях, а также при специальных исследованиях применяется для определения скорости ветра прибор — ручной анемометр (рис. 36). Скорость ветра принято измерять тем расстоянием в метрах, которое частица воздуха пройдет в 1 секунду (*м/сек*).

Во время ураганов ветер может иметь чрезвычайно большие скорости, превышающие 30—50 *м/сек*. В литературе можно встретить описания очень сильных ветров, сопровождавшихся большими разрушениями. Наибольшие скорости ветра получаются при вихреобразном, вращательном движении воздуха, носящем название смерч или тромб. В центре смерча образуется движение по вертикали, и ветер может поднимать на воздух предметы с большим весом. Смерч нередко вырывает с корнем старые дубы, поднимает и разламывает в щепки деревянные дома, захватывает людей и животных, перебрасывая их за сотни метров, вырывает в земле воронки, как после взрыва бомб. В одном случае смерч (31 мая 1892 г. в Кроации), раскидав составшедшего поезда, поднял на воздух последний вагон (весом 13—14 т) и перенес его за 30 м через телеграфные провода. Иногда смерчи, проходя над мелкими водоемами «выпивают» их вместе с рыбами, сотни которых выпадают потом из облака. На морях смерчи поднимают огромные столбы воды, доходящие до облаков.

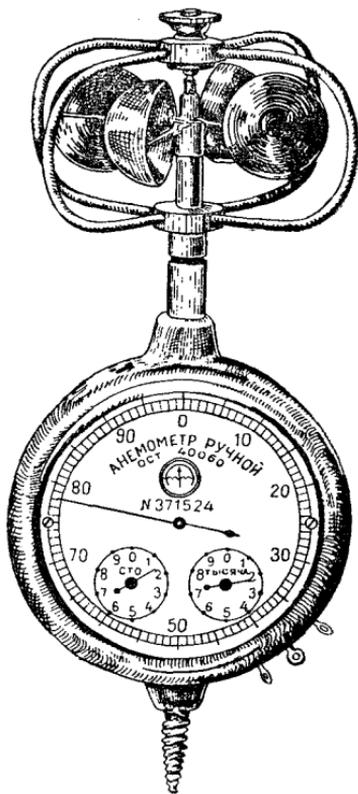


Рис. 36. Ручной анемометр.

Наибольшая скорость ветра на земном шаре наблюдается в Антарктике и в Арктике, где нет препятствий его движению.



Рис. 37. Сила ветра в баллах.

В службе погоды, а также в морской практике для определения скорости ветра принята международная таблица ветров (рис. 37).

Баллы	Словесная характеристика ветра	Скорость в м/сек	Скорость в км/час	Бесприборная оценка по действию ветра
0	Штиль	0—0,5	0—1	Дым поднимается отвесно или почти отвесно; листья неподвижны
1	Тихий	0,6—1,7	2—6	Движения флюгера незаметны; направление ветра определяется без прибора
2	Легкий	1,8—3,3	7—12	Дуновение ветра чувствуется лицом; листья шелестят, флюгер начинает двигаться
3	Слабый	3,4—5,2	13—18	Листья и тонкие ветки деревьев все время колышутся; ветер развеивает легкие флаги
4	Умеренный	5,3—7,4	19—26	Ветер поднимает пыль; приводит в движение тонкие ветки деревьев
5	Свежий	7,5—9,8	27—35	Качаются тонкие стволы деревьев, на воде появляются волны с гребенками
6	Сильный	9,9—12,4	36—44	Качаются толстые сучья деревьев, гудят телеграфные провода, трудно пользоваться зонтиком
7	Крепкий	12,5—15,2	45—54	Качаются стволы деревьев; гнутся большие ветви, при ходьбе против ветра испытывается заметное сопротивление
8	Очень крепкий	15,3—18,2	55—65	Ветер ломает тонкие ветки и сухие сучья деревьев; затрудняет движение
9	Шторм	18,3—21,5	66—77	Небольшие разрушения (ветер срывает дымовые трубы и черепицу)
10	Сильный шторм	21,6—25,1	78—90	Значительные разрушения; деревья вырываются с корнем
11	Жестокий шторм	25,2—29,0	91—104	Большие разрушения
12	Ураган	Свыше 29,0	Свыше 104	Опустошающее действие

## МЕТЕОРОЛОГИЯ НА СЛУЖБЕ НАРОДНОГО ХОЗЯЙСТВА

## МЕТЕОРОЛОГИЧЕСКАЯ СЛУЖБА

В СССР всей работой по метеорологии руководит Главное управление гидрометеорологической службы при Совете Министров СССР, находящееся в Москве. Научно-методическое руководство осуществляется Главной геофизической обсерваторией им. А. И. Воейкова, расположенной в Ленинграде.

Главное управление гидрометеорологической службы руководит также всеми гидрологическими работами: изучением рек, озер и морей и всеми другими исследованиями, связанными с водой на земной поверхности.

Непосредственное руководство работой гидрометеорологических станций и других учреждений гидрометслужбы осуществляется местными управлениями гидрометслужбы при советах министров союзных республик, а в РСФСР — управлениями, объединяющими отдельные административные и географические районы. При всех управлениях гидрометслужбы есть отделы службы погоды, занимающиеся прогнозами погоды. При Главном управлении гидрометслужбы существует Центральный институт прогнозов, сводки которого ежедневно передают по радио. Во всех крупных городах и административных центрах, а также при аэропортах и морских портах есть отделения или бюро службы погоды.

В задачу метеорологической службы входит обеспечение запросов народного хозяйства в отношении погоды и климата. Сведения о текущей погоде и главное о предстоящей нужны почти во всех отраслях народного хозяйства. Для того чтобы получить эти сведения, а также для изучения погоды и климата, организованы метеорологические станции. На всей опромкнутой территории СССР нет такого уголка, где бы не было поблизости метеорологической станции. От Арктики до ледников Памира, от Балтийского моря до Тихого океана раскинулась сеть метеорологических станций (рис. 38, 39). На островах полярных морей, в тундре северных побережий, в глухой тайге, среди полей колхозов, на железнодорожных станциях, среди социалистических городов, вблизи гигантов промышленности, среди безжизненных пустынь, на заоблачных вершинах гор — всюду стоят сторожа погоды: несколько белых будок, дождемер, флюгер и другие метеорологические приборы. Четыре раза в день — в 1, 7, 13 и 19 часов по местному среднему времени — аккуратно, минута в минуту, приходят сюда наблюдатели и проводят наблюдения, записывая результаты их в специальные книжки. Наблюдателей не остановит ни ураган, ни ливень, ни метель. Одновременность, точность, аккуратность — вот основное, к чему стремятся наблюдатели. Все записи необходимо сделать тут же на месте у приборов, при

любых условиях погоды. В течение дня нужно непрерывно следить за изменением облачности, чтобы в срок правильно определить формы и количество облаков. Росу, зарюницу, начало дождя, легкий перенос снега у земной поверхности, круг около луны — все, что происходит в атмосфере, каждое явление погоды отмечается в книжке наблюдателей с указанием времени начала и конца явления. Производя наблюдения, необходимо придать поправки к отсчетам приборов согласно поверочным свидетельствам, выдаваемым Бюро поверки приборов гидрометеорологической службы на каждый метеорологический прибор. Правильность всех записей в книжке наблюдений обязательно проверяется следующей сменой наблюдателей. Проверенные записи переносятся в специальные таблицы метеорологических наблюдений. В таблицах подсчитываются средние значения метеорологических элементов за декады и за месяц, а также делаются выборки наибольших и наименьших величин метеорологических элементов за месяц и некоторые другие выводы. Проверенные еще раз старшим наблюдателем и начальником станции все материалы наблюдений (книжки с подлинными записями, ленты самопишущих приборов и таблицы) высылаются не позднее 10-го числа следующего месяца в местное управление гидрометслужбы. Здесь, в отделах обработки метеорологических наблюдений, все записи тщательно проверяются, сопоставляются с данными соседних станций. После того как метеорологи, специалисты по обработке материалов, будут уверены в точности каждой величины, таблица передается в отделы климатологии для использования в качестве справочного материала по самым разнообразным запросам государственных, научных и хозяйственных организаций.

Для того чтобы сопоставлять наблюдения на одних станциях с наблюдениями на других и выявить особенности суточных изменений метеорологических элементов в районе станции, все станции проводят наблюдения в одни и те же сроки, равномерно распределенные по суткам, но каждая станция ведет свой счет времени так, чтобы 12 часов дня приходилось на момент наивысшего положения солнца на небесном своде.

Такие сроки наблюдений отвечают требованиям изучения климата, но эти сроки не удовлетворяли службу погоды. Для прогнозов погоды необходимо знать, что происходит на всей территории СССР в один и тот же момент времени. Поэтому в последние годы метеорологические станции стали проводить дополнительные наблюдения для службы погоды в сроки: 1, 3, 7, 9, 13, 15, 19 и 21 час по московскому времени.

Проводя такие наблюдения, наблюдатели быстро обрабатывают их и составляют метеотелеграмму. Через 10—15 минут после срока все сведения о погоде в виде 5—7 групп по пять цифр в каждой, зашифрованных по особому коду, передаются на телеграф или радисту радиостанций. Учреждения связи передают

метеотелеграммы вне всякой очереди. Не больше, чем через час после наблюдений сведения о погоде со всей территории СССР уже находятся в Центральном институте прогнозов и в местных отделениях службы погоды.

Многие метеорологические станции уделяют особое внимание обслуживанию какой-либо отдельной отрасли народного хозяй-

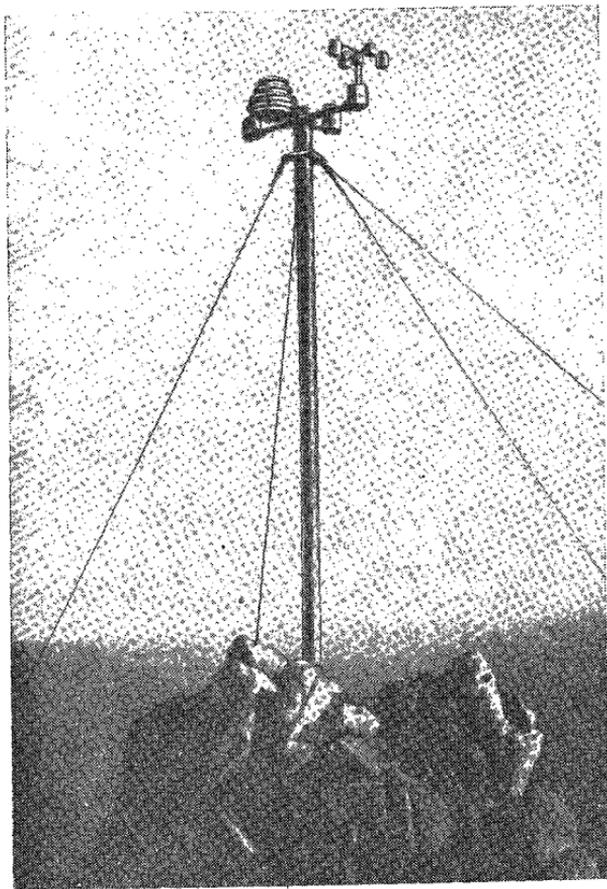


Рис. 38. Автоматическая радиометстанция.

ства и проводят дополнительно специальные наблюдения. Сельскохозяйственные метеорологические станции определяют влажность почвы, состояние и время наступления отдельных фаз развития растений, оживляют зимой пробы озимых растений и т. п. Авиационные метеорологические станции уделяют особое внимание состоянию более высоких слоев атмосферы, проводя для этого специальные наблюдения; курортные — следят за ходом метеорологических элементов, а также

ведут наблюдения за интенсивностью солнечной радиации и условиями погоды, влияющими на состояние человеческого организма. Суда во время плавания на морях проводят метеорологические наблюдения и сообщают сведения о погоде по радио. Автоматические радиометстанции, установленные в безлюдных труднодоступных местах, дают радиосигналами необходимые сведения о погоде без участия наблюдателей.

Метеорологические станции делятся на типы, в соответствии с программой проводимых ими наблюдений.

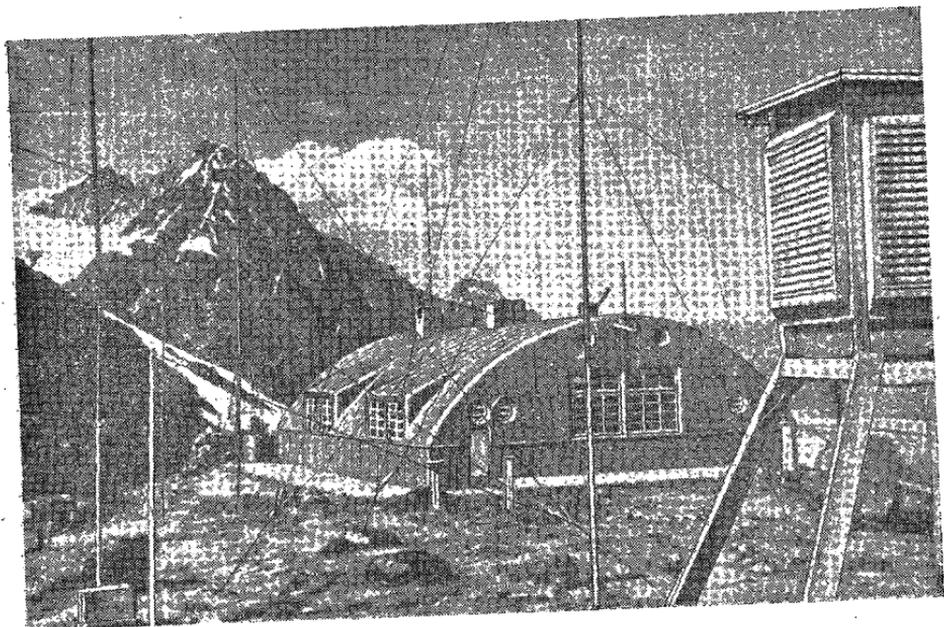


Рис. 39. Высокогорная метеорологическая станция.

При обслуживании авиации основное внимание уделяется ветру в высоких слоях атмосферы. Для этой цели на некоторых метеорологических станциях (и на аэродромных) ежедневно выпускаются резиновые шары, наполненные водородом. За выпущенным шаром следят с помощью угломерного прибора — теодолита — с одного или двух пунктов, расположенных на расстоянии 1 км друг от друга. Зная скорость подъема шара и используя полученные отсчеты углов по теодолитам, вычисляют скорость и направление ветра для основных высот, пройденных шаром. Такие шары называются шарами-пилотами.

Прибор радиозонд, выпускаемый на большом резиновом шаре, наполненном водородом, подает специальные радиосигналы о величинах давления, температуры и влажности воздуха на различных высотах в атмосфере. Радиосигналы, принятые радиоприемником на земле, позволяют точно определить указанные

элементы для всех высот подъема радиозонда. Высота подъема радиозондов нередко достигает стратосферы. В верхних слоях резиновый шар или лопается от расширения водорода и падает на землю, или вследствие утечки газа начинает медленно опускаться. Обычно радиозонд во время подъема уносится ветром от места выпуска на несколько десятков километров. При медленном спуске радиозонд уносится ветром иногда за несколько сот километров от места выпуска. Первый в мире радиозонд был сконструирован и выпущен в СССР в 1930 году проф. П. А. Молчаливым.

Помимо радиозондов исследование высоких слоев производится при помощи подъема самолетов. Под крылом самолета помещается специальный самопишущий прибор — самолетный метеорограф. На самолете также поднимается наблюдатель — борт-аэролог. Самолетное зондирование проводится регулярно в ряде пунктов СССР.

Для более детального исследования высоких слоев тропосферы и стратосферы применяются особые воздушные шары — аэростаты. В специальной корзине, привязанной к большому шару, помещаются наблюдатели с приборами и во время полета производят наблюдения. Такие аэростаты иногда пролетают большие расстояния и держатся в воздухе 40—60 часов. Аэростатные наблюдения проводятся Центральной аэрологической обсерваторией под Москвой.

## ПРЕДСКАЗАНИЕ ПОГОДЫ

В задачу метеоролога-синоптика, занимающегося прогнозами погоды, входит составление карты погоды по данным наблюдений, получаемых с метеорологических станций. На специальный бланк географической карты около каждой точки, указывающей положение метеостанции, условными значками наносятся все основные сведения о погоде, полученные с данной станции. Синоптик, изучая такую карту, проводит на карте линии одинаковых давлений воздуха — изобары, — определяет место нахождения различных фронтов между воздушными массами (тропическими, умеренными, арктическими и другими). Обыкновенно на карте погоды СССР и смежных стран наблюдается целая серия старых и молодых циклонов, взаимодействие между которыми приходится учитывать при дальнейшем анализе карты. Составив карту погоды, синоптик приступает к анализу перемещения воздушных масс. Для этого приходится пользоваться ранее составленными картами (ежедневно составляется не менее четырех карт погоды). Основным моментом в прогнозе погоды является точный учет данного (последнего) состояния погоды. Зная зависимость и закономерность в ходе метеорологических элементов, учитывая перемещение воздушных масс и возникающие при этом условия погоды, синоптик составляет прогноз погоды. При прог-

нозах погоды используются также имеющиеся наблюдения за состоянием метеорологических элементов в высоких слоях атмосферы.

Перед синоптиком, составляющим прогноз, стоит чрезвычайно сложная задача. Некоторые явления погоды не поддаются точному количественному учету. Карта погоды отражает состояние воздушных масс в приземном слое, в котором каждый метеорологический элемент подвержен влиянию местных условий. В самой атмосфере, благодаря сложности взаимодействия воздушных масс, происходят неожиданные изменения в движении и состоянии этих масс. Перемещение воздушных масс в средних широтах можно сравнить с водоворотом в бурной реке. Здесь происходят сложные изменения в состоянии атмосферы, учесть их все очень нелегко. Но наука все же может гордиться своими знаниями о воздушной оболочке и практическим применением этих знаний. Прогнозы погоды даются с оправдываемостью около 85—90%.

К прогнозам погоды нужно относиться с достаточным доверием, а главное научиться понимать их.

Синоптики не имеют возможности составлять полное «расписание» погоды для отдельных мест. Прогноз дается для больших участков земной поверхности, куда ожидается смещение той или иной воздушной массы с характерными особенностями погоды (отдельные области, края или части их). Только для больших городов и в специальных случаях составляются детальные прогнозы для отдельных пунктов (прогнозы по пути перелетов авиации и т. п.). Услышав по радио прогноз, следует в случае заинтересованности в сведениях об условиях погоды (опасность заморозков, уборочные сельскохозяйственные работы и т. п.) установить связь с ближайшей метеорологической станцией. На метеорологической станции могут уточнить общий прогноз, выслушав по радио специальную информацию службы погоды, предназначенную для метеорологов. Метеорологическая станция может также давать сведения о текущей погоде и своевременно предупредить о неожиданных, непредусмотренных прогнозом, изменениях в условиях погоды.

Если нет метеорологической станции, то необходимо внимательно следить за состоянием погоды. Прогноз погоды даст условия погоды на больших площадях. Используя эти сведения об окружающей погоде, можно правильно судить о предстоящих изменениях погоды в месте наблюдений.

Существует целый ряд так называемых местных признаков погоды. Предсказание погоды по местным признакам вполне осуществимо. Во всяком случае внимательное наблюдение за погодой и знание местных признаков может избавить от неожиданностей в изменениях погоды. При наблюдении за погодой никогда не нужно судить о предстоящих изменениях по одному только признаку или по случайному взгляду на небо. Необходимо систематически следить за ходом погоды, представлять себе

происшедшие процессы и по ряду признаков (облака, ветер, ход метеорологических элементов, оптические и другие явления в атмосфере), учитывая взаимную сопряженность отдельных явлений, судить о предстоящей погоде.

## РАЗВИТИЕ НАУЧНЫХ ЗНАНИЙ О ПОГОДЕ

Предвидение погоды было заветной мечтой человечества. Изменчивая и разнообразная по своему проявлению погода будила мысли и чувства человека, была одним из важных факторов прогрессивного развития человечества. Очевидно, что желание благоприятной погоды, необходимой для жизни и производственной деятельности, было одним из первых желаний мыслящего человека. Ночное похолодание и холода зимы побудили человека прикрывать свое тело одеждой, строить жилища, добывать и хранить огонь. Зима и засушливые периоды побудили создавать запасы продуктов, заниматься земледелием. Первобытная техника развивалась как средство самозащиты человека от природы и в первую очередь от погоды.

В далекие времена, отделенные от нас десятками тысячелетий, вследствие изменений климата территория Европы неоднократно покрывалась сплошными льдами, как ими покрыта сейчас Гренландия. Наступление ледников заставляло весь животный мир, в том числе и человека, уходить на юг. В поисках пищи человек, прикрывшись шкурой убитого зверя, с дубиной в длинных руках, уходил на юг, куда вели следы зверей и улетали птицы. Наиболее организованные, развитые племена уходили на южные окраины Азии, на север Африки. Здесь по окончании последней ледниковой эпохи возникли очаги древнейших культур. Много тысячелетий тому назад, уже в историческое время, из засушливой Центральной Азии племена кочевых народов двинулись в степную полосу Европы. На заре истории человечества происходили переселения, борьба племен и народов. Сравнение природных условий коренных местобитаний с природой новых земель играло не последнюю роль в переселении народов. Великие города, разрушенные в схватках народов, засыпались слоями песка и пыли. Зной и ветер хоронили древнейшие культуры.

В борьбе за существование человек рано научился следить за погодой. Неудивительно, что последовательность в наступлении отдельных явлений погоды была подмечена еще в глубокой древности. Многовековой опыт наблюдений за погодой дошел до нас в виде народных примет. Большинство народных примет о погоде связано с различными религиозными и другими суевериями. В миропонимании первобытного человека погода занимала большое место. Воздействуя на деятельность человека то положительно, то отрицательно, она содействовала развитию понятий о добром и злом начале. Деятельная и непонятная, жестокая в суровую зиму и в засушливое лето, милостивая спокойными

дождями и снегопадами, гневная в грозах, ураганах и метелях, величественная в сиянии солнца, в причудливых образованиях туманов и облаков — погода, расчлененная на добрые и злые явления, обожествлялась человеком, ум которого еще не в состоянии был постичь природу.

В средние века смену погоды объясняли изменениями в положении небесных светил. Различные же характерные сочетания погоды с положением небесных светил служили в свою очередь якобы предзнаменованиями в общественных событиях и в жизни отдельных людей (астрология).

Середина XVII века считается рубежом в развитии метеорологии: кончился первый период, когда все наблюдения за погодой проводились без приборов, и результаты наблюдений давали только качественную характеристику погоды, начался второй период, когда наблюдения стали проводиться по приборам, и результаты наблюдений выражались количественно, в определенных единицах. Развитие промышленности в конце средних веков обусловило небывалый до того времени расцвет физики, предоставив средства для научных исследований. Великие физики и математики Галилей, Паскаль, Ньютон, Ломоносов и другие занимались разрешением разнообразных технических проблем и открывали общие физические законы. Успехи физики XVI и XVII веков позволили определить физическую сущность погоды, дали приборы для измерения отдельных метеорологических элементов и обусловили развитие самостоятельной науки о погоде — метеорологии.

Развитие капитализма вызвало необходимость изучения новых путей сообщения. «Завоевание земли» европейскими колонизаторами требовало изучения открываемых и захватываемых земель. На средства различных торговых компаний, отдельных государств и их адмиралтейств организовались многочисленные экспедиции в неисследованные части океанов и материков. Ученые в составе экспедиции (а часто в качестве руководителей экспедиции) производили изучение и описание новых земель. Потребности сельского хозяйства и колонизация малоосвоенных частей государств также требовали изучения климата и погоды. Эти мощные стимулы позволили в течение трех последних столетий (XVII, XVIII и XIX) изучить климат земного шара и природу основных явлений погоды. Русское правительство организовало в 1732 году Великую северную экспедицию, которая должна была дать ответ на поставленный еще Петром I вопрос «сошлась ли Америка с Азией» и составить описание восточных берегов Сибири. Экспедицию возглавлял капитан Беринг, по имени которого назван пролив между Азией и Америкой. Великая северная экспедиция положила начало систематическому изучению климата России. Производство метеорологических наблюдений в городах Европейской России и Сибири было поручено учителям, чиновникам и ссыльным «из боярских сынов» и военным.

М. В. Ломоносов, много занимавшийся вопросами атмосферного электричества и физики воздуха, заложил основы развития русской метеорологии. Приводимая выдержка с исключительной глубиной определяет практическую задачу науки о погоде:

Наука легких метеоров,  
Премени пеба предвещай  
И бурный шум воздушных споров  
Чрез верны знаки предъявляй,  
Чтоб ратай мог избрати время,  
Когда земле поверить семя  
И дать когда покой браздам,  
И чтобы, не боясь погоды,  
С богатством дальни шли народы.

Указанные М. В. Ломоносовым задачи метеорологии красной нитью проходят через все докладные записки передовых русских ученых, добивавшихся помощи государства в организации метеорологических наблюдений.

В тридцатых годах XIX столетия стараниями академика А. Я. Купфера была организована сеть метеорологических станций на территории России, а в 1849 году была учреждена Главная физическая обсерватория для руководства всем метеорологическим делом в России. Материалы наблюдений русских метеорологических станций позволили уже в конце XIX века иметь достаточно подробное описание климата нашей родины.

Следуя заветам Ломоносова, русские метеорологи уделяли большое внимание применению метеорологии в сельском хозяйстве, что послужило основанием для развития сельскохозяйственной метеорологии.

Развитие синоптической метеорологии тормозилось отсутствием быстродействующей связи. Для предсказания погоды нужны сведения о текущей погоде в отдаленных пунктах, а это стало возможным только с изобретением телеграфа.

Во время Крымской кампании, 14 ноября 1854 года, сильная буря уничтожила в Балаклавской бухте союзный англо-французский флот и разрушила сухопутный лагерь. Французский ученый Леверье, исследуя эту бурю, показал, что если бы данные метеорологических наблюдений, производимых сетью метеорологических станций, своевременно поступили в центральное научное учреждение, то вполне можно было бы проследить путь этой бури и предупредить флот о надвигающейся опасности. После исследования Леверье во Франции и позже в других странах были организованы центральные метеорологические учреждения, в задачу которых входило следить за состоянием погоды и предупреждать о ее изменениях. Изобретение телеграфа позволило быстро получать необходимые сведения с большой территории и составлять карты погоды. Таким образом, было положено начало научным прогнозам погоды.

Новый этап в развитии метеорологии начинается со времени империалистической войны 1914—1918 годов. Необходимость пользоваться ограниченной территорией для предсказания погоды во время войны вызвала увеличение числа пунктов наблюдений и поиски новых методов предсказаний. Авиация и дальнебойная артиллерия требовали сведений о высоких слоях, что вызвало быстрое развитие новой отрасли метеорологии — аэрологии, изучавшей верхние слои атмосферы. Густая сеть метеорологических станций и развитие аэрологических исследований позволили в начале 20-х годов установить новый метод предсказания погоды, основанный на учении о воздушных массах и поверхностях раздела этих масс — фронтах. Применение радиосвязи значительно улучшило своевременность и полноту получаемых сведений для составляемых карт погоды.

Так в развитии метеорологии оказали влияние две войны: Крымская кампания и империалистическая война 1914—1918 годов. Война (1914—1918 годов) показала, что правильный учет метеорологических условий может чрезвычайно содействовать успеху военных операций. Наоборот, хорошо задуманные операции без учета климатических и текущих условий погоды кончались неудачей. Например, провалу Дарданельской кампании (1915—1916 гг.) немало содействовал жестокий шторм, когда после первой неожиданной атаки английские военные корабли должны были оставить узкий Дарданельский пролив из-за опасения быть разбитыми с берега.

Всем известно так же, как отразилась холодная зима 1812 года на армии Наполеона, хотя Наполеон был первым полководцем, предварительно изучавшим климат предстоящего театра войны.

В войну 1914—1918 годов роль метеорологии особенно возросла в связи с применением авиации и отравляющих веществ. Немцы, начавшие применять удушливые газы, неоднократно испытывали их действие на своих войсках, не учтя изменения в направлении ветра в связи с рельефом или юбцами условиями погоды.

Большая Отечественная война дала много примеров, когда правильный учет условий погоды содействовал успешному проведению операций отдельными командирами и на фронтах в целом. Война также дала немало стимулов к специальным исследованиям, к развитию и применению новых методов.

В вопросах культуры и мирного производительного труда погода играла и продолжает играть чрезвычайно важную роль. Достаточно упомянуть о роли ветра в распространении культуры. Неизвестный, но гениальный изобретатель поставил парус на утлюю, выдолбленную из дерева лодку и заставил буйный ветер, от которого доселе он искал лишь защиты, служить человеку. Ветер помог человеку преодолеть безбрежные просторы морей, соединил народы, разделенные непреодолимой преградой. Парус-

ное мореплавание на заре истории уже разносило семена культуры из ее древнейших очагов: Китая, Индии, Египта, Греции, Рима и других.

Сила ветра еще в древнейшие времена была использована на службе человеку. Ветер молот зерно, вращая крылья ветряных мельниц. Такие же крылья поднимали и поднимают воду для орошения садов и полей.

Завидуя птицам, свободно парящим в воздухе, человек издавна стремился научиться летать. Смелчаки приделывали себе легкие крылья и хотели летать подобно птицам. Лишь в наше время человек одолел воздушную стихию, заставив пропеллер самолета врезываться в упругий воздух. Силу ветра человек использует для безмоторного летания. Планеры, подобно парящим птицам, летают в воздухе, используя восходящие токи.

Распространенное сейчас использование гидроэнергии находится в зависимости от метеорологических условий, так как течение рек есть лишь одно из звеньев круповорота воды в атмосфере.

Велико значение погоды в сельском хозяйстве. Социалистическое сельское хозяйство освободилось от покорности погоде, но борьба за высокие, многомиллиардные урожаи требует повседневного внимания к условиям погоды как во время развития растений, так и в процессе сельскохозяйственных работ. Много работы предстоит опытникам-практикам и ученым по расширению границ земледелия на север и по освоению целинных и залежных земель. Успехи северных мичуринцев показывают, что человек может вывести новые растения, приспособленные к суровым условиям севера.

Влияние погоды сказывается почти во всех отраслях народного хозяйства, но ни в одной отрасли планового социалистического хозяйства погода уже не может вызвать у нас катастрофических нарушений или вызвать в чем-либо понижение благосостояния народа. Достаточно сравнить засуху 1921 года, это «наследие проклятого прошлого», — как ее назвал В. И. Ленин на III съезде Советов, — с последующими, столь же сильными засухами, наблюдавшимися в то время, когда социалистическое хозяйство уже окрепло. Последние засухи не только не унесли ни одной человеческой жизни, но даже не сказались на экономике засушливых районов. Социалистические формы народного хозяйства, планомерная, научно организованная борьба с природой — вот залог безопасности и господства человека над природой. «Не в воображаемой независимости от законов природы заключается свобода, а в познании этих законов и в основанной на этом знании возможности планомерно заставлять законы природы действовать для определенных целей». Так писал один из основоположников научного, коммунистического построения общества — Энгельс.

Чем больше мы будем уделять внимания вопросам погоды в повседневной производительной деятельности каждого трудящегося, тем больше будет эффект от этой научно организованной борьбы с природой, тем выше будет благосостояние и мощь нашей социалистической Родины.

---

# О Г Л А В Л Е Н И Е

	Стр.
Введение . . . . .	3
Глава I. Воздушная оболочка Земли . . . . .	6
Некоторые основные свойства воздуха как газа . . . . .	6
Строение и основные свойства атмосферы . . . . .	8
Глава II. Лучистая энергия Солнца . . . . .	18
Солнце — источник тепла и света . . . . .	18
Ослабление солнечной радиации . . . . .	22
Радиация Земли и атмосферы . . . . .	24
Приход и расход лучистой энергии . . . . .	24
Измерение лучистой энергии . . . . .	27
Солнце и жизнь на Земле . . . . .	29
Глава III. Тепловой режим почвы и водоемов . . . . .	31
Измерение температуры . . . . .	31
Температура почвы . . . . .	35
Температура водных поверхностей . . . . .	38
Глава IV. Температура воздуха . . . . .	39
Суточный ход температуры воздуха . . . . .	39
Годовой ход температуры воздуха . . . . .	41
Географическое распределение температуры воздуха . . . . .	43
Изменение температуры воздуха с высотой . . . . .	46
Глава V. Водяной пар и его изменения в атмосфере . . . . .	49
Вода на земной поверхности . . . . .	49
Измерение влажности воздуха . . . . .	51
Географическое распределение влажности воздуха . . . . .	53
Круговорот воды в атмосфере . . . . .	54
Образование росы, инея и других гидрометеоров на земной поверхности . . . . .	56
Конденсация водяного пара в свободной атмосфере . . . . .	59
Образование облаков и их формы . . . . .	62
Образование осадков, измерение их и распределение по зем- ному шару . . . . .	70
Глава VI. Воздушные течения . . . . .	83
Ветер у земной поверхности . . . . .	83
Образование воздушных течений и местные ветры . . . . .	85
Воздушные течения . . . . .	89
Измерение атмосферного давления и ветра . . . . .	94
Глава VII. Метеорология на службе народного хозяйства . . . . .	100
Метеорологическая служба . . . . .	100
Предсказание погоды . . . . .	104
Развитие научных знаний о погоде . . . . .	106

*Глебов Петр Александрович.*

Наука о погоде.

Отв. редактор *Б. П. Кароль.*

Редактор *Ю. В. Власова.*

Техн. редактор *А. А. Соловейчик.*

Корректор *М. П. Бушева.*

Сдано в набор 13/V 1955 г.

Подписано к печати 13/VII 1955 г.

Бумага 60×92<sup>1</sup>/<sub>16</sub>.

Бум. л. 3,5.

Печ. л. 7.

Уч.-изд. л. 7,54.

Тираж 30 000 экз.

М-42432.

Индекс МЛ-97.

Гидрометеиздат, Ленинград, В. О., 2-я линия, д. 23.

Заказ № 441. Цена 2 руб. 30 коп.

2-я типо-литография Гидрометеиздата, Ленинград, Прачечный пер., д. 6.