

1.509
171

ГЛАВНАЯ ГЕОФИЗИЧЕСКАЯ ОБСЕРВАТОРИЯ

Журнал „КЛИМАТ и ПОГОДА“

Т. Кладо

ВЫСОКИЕ
== СЛОИ
АТМОСФЕРЫ

ПОПУЛЯРНЫЕ
ОЧЕРКИ ПО
МЕТЕОРОЛОГИИ
ВЫПУСК 7

ИЗДАНИЕ ГЛАВНОЙ
ГЕОФИЗИЧЕСКОЙ
ОБСЕРВАТОРИИ
ЛЕНИНГРАД — 1934

7683

551.509
К-471

Проверено 1939 г.

ПРОВЕРЕНО
1961 г.

НАУЧНЫЙ ОБОД

ИНСТИТУТ
16961

Проверено
1960

Высокие слои атмосферы

Как исследуют верхние слои атмосферы. Основные методы

Все явления погоды, которые имеют такое большое значение для жизни и деятельности человека, разыгрываются в воздушной оболочке нашей земли — в атмосфере. «Мы живем на дне воздушного океана», — сказал известный физик Торичелли, и естественно, что человек, не довольствуясь пассивным пребыванием на этом «дне», уже с давних времен старался исследовать окружающую его воздушную стихию. В последнее время задача исследования верхних слоев атмосферы приобрела особенно важное значение. Прежде всего, установлено, что состояние высоких воздушных слоев имеет теснейшую связь с процессами, определяющими погоду на земле, ее различные особенности, ее смены. Далее, развитие авиации потребовало и продолжает требовать все настоятельнее детального исследования той обстановки, с которой приходится иметь дело летчику во время полета, — условий температуры, ветра, влажности, облачности и др. в различных атмосферных слоях. К этому присоединяется ряд запросов из области энергетике, ветрового кадастра (учета запасов энергии ветра) и других областей строительства, не говоря о вопросах обороны. В последние десятилетия наука о верхних слоях атмосферы, или аэрология («учение о воздухе»), являясь, в сущности, частью общей метеорологии, как физики атмосферы, — выделилась однако в особую отрасль, имеющую свои теоретические и практические задачи и прежде всего — своеобразную методику исследования.

Методика эта определяется главным образом тем, что приборы, помощью которых исследуется состояние различных атмосферных слоев, должны быть подняты на большую или меньшую высоту; для этого требуются особые приспособления, о которых не приходится заботиться метеорологу на поверхности земли. Притом, нужно не только поднять прибор в воздух, но и обеспечить правильность его показаний в воздухе и возможность так или иначе «закрепить» полученные данные, чтобы можно было определить состояние мет. элементов на высоте по возвращении прибора на землю. С этой точки зрения наиболее ранние попытки подема, например, термометров на воздушных змеях были совершенно неудовлетворительны. Одной из первых таких попыток был опыт двух шотландских студентов, Вильсона и Мельвилля, в 1749 году; они несколько раз поднимали на больших бумажных змеях термометры, причем им удавалось достичь высоты кучевых облаков. К бечевке, прикреплявшей термометр к змею, был привязан фитиль, по сгоранию которого термометр падал на землю. Чтобы термометр не разбился, он был защищен мягкой оберткой. Полученные таким путем отсчеты температуры до нас не дошли, но совершенно очевидно, что они не могли быть сколько-нибудь близкими к истине. В конце XVII века были совершены первые свободные полеты на воздушных шарах, наполненных вначале нагретым воздухом, затем — водородом. В 1783 г. физик Шарль поднялся на свободном шаре, взяв с собой барометр и термометр, причем получил в высшей точке подема давление 501 мм и температуру —9°. Таким образом, уже при первых подемах воздушных шаров, у физиков (в их числе был и наш знаменитый Ломоносов) возникла мысль использовать их для исследований атмосферы. Прошло однако очень много лет, прежде чем были изобретены приборы, которые позволяли бы получить надежные данные температуре в свободной атмосфере: здесь необходимо было с одной стороны защитить термометр от непосредственного воздействия солнечных лучей, с другой — обеспечить достаточную вентиляцию термометра во избежание искажений

Библиотека
Московского
аэрологического
института
49234

БИБЛИОТЕКА
ЛЕНИНГРАДСКОГО
АЭРОЛОГИЧЕСКОГО
7683

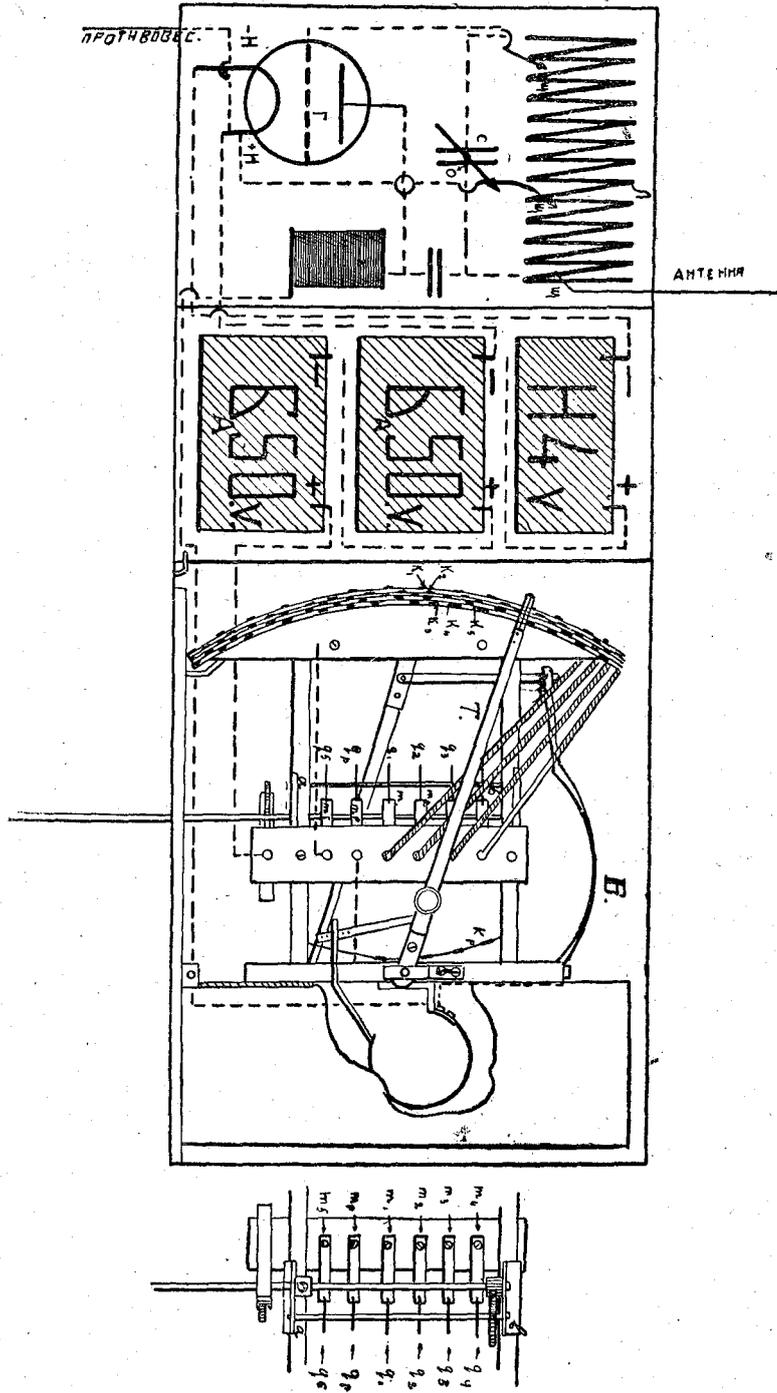


Рис. 1.

тура понизилась на 1° . Таким образом, зная начальную температуру, можно найти температуру в любой момент, когда слышен тот или иной контакт. Специальное приспособление, на котором мы не останавливаемся, дает возможность найти для определенных моментов и давление, необходимое для вычисления высоты, на которой находится прибор (слышится особый непрерывный сигнал). Зная же изменение температуры и высоты по времени, уже не трудно найти температуру, отвечающую любой высоте. Сигналы принимаются помощью радиоприемника на отправной станции, откуда выпущен радио-зонд, или на любой другой станции с соответствующей настройкой.

В виду значительной тяжести радио-зондового прибора, его приходится выпускать на очень больших оболочках (размера 1—2 м в диам.) или на 10—12 обыкновенных оболочках размера 30 см. Радио-зонд свободно достигает высоты 10—12 км, сигналы до самого конца слышны по большей части прекрасно, и при больших оболочках хорошего качества могут быть без труда получены и значительно большие высоты зондирования. Значение радио-зонда для исследования атмосферы в малонаселенных областях неоценимо: в течение какого-нибудь часа получается распределение температуры до больших высот, причем получение этого результата совершенно не связано с нахождением и возвращением прибора. Само собою разумеется, что таким образом можно исследовать не только распределение температуры, а и любого метеорологического элемента; это лишь вопрос техники. Радио-зонд получил широкое применение и у нас и за границей для исследований атмосферы в Арктике, где рассчитывать на нахождение и возврат простых зондовых приборов абсолютно невозможно. В виду значительной простоты и относительной дешевизны прибора Молчанова, во время 2МПГ он применялся не только у нас, но и на ряде зарубежных станций.

Связь между высотой и давлением. Гипсометрическая формула

Обратимся теперь к вопросу нахождения высоты прибора по температуре и давлению—задаче, являющейся основной в обработке данных всякого температурного зондирования, независимо от того, каким методом оно производится.

В радио-зонде мы имеем сигналы, отвечающие давлению в определенные моменты времени, для которых известны и температуры; в змейковых и обычных зондовых под'емах на барабане вычерчиваются кривые изменения температуры и давления с высотой. Если имеются данные и для других метеорологических элементов, то во

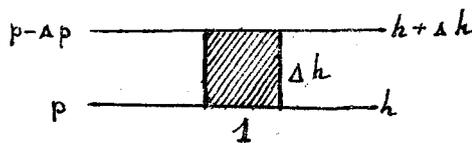


Рис. 2

всяком случае, чтобы отнести их к определенной высоте, прежде всего необходимо уметь вычислить эту высоту по данным наблюдения. Это делается по так называемой гипсометрической формуле, которую, в виду ее основного значения в аэрологии, мы напомним в элементарном виде.

Чтоб найти связь между высотой и давлением, представим себе два уровня h и $h_1 = h + \Delta h$ (рис. 2); пусть на высоте h давление будет p ; на высоте $h + \Delta h$ оно будет меньше на величину Δp , т. е. будет равно $p - \Delta p = p_1$. Чему равна величина Δp ? Уменьшение давления на Δp произошло от того, что, поднявшись на высоту Δh , мы оставили под собою некоторый столб воздуха. Вес этого столба, с сечением, равным единице площади, и даст наше уменьшение давления Δp . Вес же этот равен произведению объема на удельный вес воздуха, т. е.

$$\Delta p = -\rho g \Delta h \dots \dots \dots (x)$$

Если бы плотность воздуха ρ была постоянна во всей толще атмосферы, то уменьшение давления было бы пропорционально разности высот, и задача

решалась бы просто. Но дело в том, что плотность в атмосфере в свою очередь зависит от давления и кроме того от температуры. Если обозначим давление на уровне моря через p_0 , примем за начальную температуру (T_0) 0°C , т. е. 273° абс., а температуру на нашей высоте $h + \Delta h$ обозначим через T , то получим

$$\frac{\rho}{\rho_0} = \frac{p'}{p_0} \frac{T_0}{T}, \quad \Delta p = -g \frac{p'}{\rho_0} \frac{T_0}{T^2} \Delta h, \quad \text{или} \quad \frac{\Delta p}{p'} = -g \cdot \frac{\rho_0}{p_0} \cdot \frac{T_0}{T^2} \Delta h.$$

Здесь под p' и T' приходится подразумевать среднюю температуру и среднее давление в рассматриваемом нами слое от h до $h + \Delta h$, т. е. принимаем, что $p' = \frac{p+p_1}{2}$, $T' = \frac{T+T_1}{2}$, где p и T — температура и давление на уровне h , $p_1 = p - \Delta p$ и T_1 — соотв. давление и температура на уровне $h + \Delta h$ ¹⁾.

Заменяя абсолютные температуры обыкновенными t -рами, отсчитанными от 0°C , получим, что $t = \frac{273^\circ + t + 273^\circ + t_1}{2} = 273^\circ + \frac{t+t_1}{2} = 273^\circ \left(1 + \frac{1}{273} \frac{t+t_1}{2}\right) = T_0 \left(1 + \alpha \frac{t+t_1}{2}\right)$, где α — коэф. расширения 0.00366, или проще 0.004; тогда получим

$$\frac{\Delta p}{p'} = \frac{p-p_1}{\frac{p+p_1}{2}} = \frac{2(p-p_1)}{p+p_1} = g \cdot \frac{\rho_0}{p_0} \frac{\Delta h}{\left(1 + \alpha \frac{t+t_1}{2}\right)}$$

Что касается величины постоянного множителя $g \frac{\rho_0}{p_0}$, то ее легко выразить численно: $g\rho_0$ есть удельный вес воздуха при нормальном давлении и температуре, т. е. 0,00129, p_0 — давление на уровне моря — в среднем составляет 1033 ^t на кв см; отсюда $\frac{p_0}{g\rho_0} = \frac{1133}{0,00129} = 800000 \text{ см} = 8000 \text{ м}$.

Таким образом гипсометрическая формула окончательно принимает вид

$$\frac{2(p-p_1)}{p+p_1} = \frac{1}{8000} \cdot \frac{h_1-h}{1 + \alpha \frac{t+t_1}{2}}, \dots \dots \dots (1)$$

если хотим определять разность давлений по разности высот, или

$$h_1-h = \Delta h = 8000 \frac{2(p-p_1)}{p+p_1} \left(1 + \alpha \frac{t+t_1}{2}\right), \dots \dots \dots (2)$$

если хотим определять разность высот по известной разности давлений. Формула (2) или, что то же, формула (1) носит название формулы Бабинэ. Поскольку в каждом слое атмосферы давление и температура не постоянны, а непрерывно изменяются от верхнего уровня к нижнему по определенному закону, формула эта не является точной, а применять ее можно лишь для сравнительно небольших слоев (порядка 500 — 1000 м) и разностей давлений порядка 50 — 100 мм.

Рассмотрим примеры применения формулы (1) и (2).

1. Пусть $\Delta h = h_1 - h = 400 \text{ м}$; температура t на нижнем уровне равна 10° , на верхнем 8° ; давление на нижнем уровне равно 740 мм. Найдем разность давлений, отвечающую этой разности высот. В формуле (1) без особой погрешности можно положить $p+p_1 = 2p$; тогда получим для данного примера

$$\frac{2\Delta p}{2p} = \frac{\Delta p}{p} = \frac{\Delta p}{740} = \frac{1}{8000} \cdot \left(\frac{400}{1 + \alpha \frac{10+8}{2}}\right)$$

¹⁾ Более точная формула выводится путем интегрирования обеих частей равенства (х) в пределах от p до p_1 , и от h до h_1 , причем однако t -ру слоя приходится считать постоянной; строго говоря, необходимо еще принять во внимание изменение силы тяжести в зависимости как от широты, так и от высоты места, а также содержание в атмосфере водяных паров, вследствие чего точная формула имеет значительно более сложный вид. Однако, для вычисления обычных аэрологических наблюдений точность, даваемая приближенными формулами, вполне достаточна.

или

$$\Delta p = \frac{740.400}{8000(1 + 0.004 \times 9)} = \frac{74}{2(1 + 0.036)} = \frac{37}{1,036} = 35,7 \text{ мм.}$$

2. Положив $t = t_1 = 0$, найдем т. наз. барометрическую ступень, т. е. высоту, на которую нужно подняться, чтобы давление упало на 1 мм. Для этого случая $p\Delta = p - p_1 = 1 \text{ мм}$. Формула (1) дает, полагая $p + p_1 = 2p$

$$\frac{2}{2p} = \frac{\Delta h}{8000}; \Delta h = \frac{8000}{p}$$

Барометрическая ступень, таким образом, тем меньше, чем больше p ; при $p = 800 \text{ мм}$, $\Delta h = 10 \text{ м}$; при $p = 400 \text{ мм}$, $\Delta h = 20 \text{ м}$; при $p = 200 \text{ мм}$, $\Delta h = 40 \text{ м}$ и т. п.

3. Найдем теперь то изменение давления, которое отвечает изменению высоты на 100 м, опять-таки при $t = t_1 = 0$. Имеем:

$$\frac{\Delta p}{p} = \frac{100}{8000} = \frac{1}{80}; \text{ при } p = 800 \text{ мм получим } \Delta p = 10 \text{ мм}; \text{ при } p = 400 \text{ мм получим}$$

$$\Delta p = \frac{400}{80} = 5 \text{ мм}; \text{ при } p = 200 \text{ мм } \Delta p = \frac{200}{80} = 2,5 \text{ мм и т. д.}$$

Таким образом, барометрическая ступень растет с понижением давления; давление, отвечающее разности высот, например, в 100 м, убывает с понижением давления, — т. е. с возрастанием самой высоты. Если температура рассматриваемого слоя не равна нулю, придется принять еще в расчет множитель $(1 + \alpha t)$ или «бином расширения», от чего барометрическая ступень при том же самом давлении возрастет с возрастанием температуры и уменьшится — с ее убыванием. Наоборот, число миллиметров давления, приходящееся на данную разность высот, например, на 100 м, при одном и том же давлении будет убывать с убыванием температуры и возрастать при ее возрастании. Исходя из полученных формул, можно, например, сказать, что зимой, при более низкой температуре, давление убывает с высотой быстрее, чем летом.

Формула (2) в упрощенном виде, т. е. полагая $p + p_1 = 2p$, дает $\Delta h = 8000 \frac{\Delta p}{p} (1 + \alpha t)$, где $t = \frac{t_1 + t_2}{2}$. Если $t = 0$, $\Delta h_0 = 8000 \frac{\Delta p}{p}$; поэтому можно написать $\Delta h = \Delta h_0 + \Delta h_0 \cdot \alpha t$; иными словами, разность высот Δh , отвечающая определенной разности давлений Δp , может быть составлена из разности высот при 0° с прибавлением некоторой поправки, именно, той же разности при 0° , умноженной на αt . На практике, высоты при 0° , отвечающие тем или другим давлениям, даются в заранее вычисленных гипсометрических таблицах; поправки на температуру могут быть получены простым умножением на αt или даются на графических таблицах. Мы остановились на гипсометрической формуле несколько детальнее потому, что именно она лежит в основе всех обработок аэрологических зондирований.

Обработка аэрологических наблюдений

Для обработки змейковых полетов, как и зондовых, необходимо иметь запись и температуры и давления. Если одна из них отсутствует, вычислить данные подъема невозможно. Если же обе кривые имеются, то для обработки подъема нужно взять на них соответствующие точки, т. е. те, которые отвечают одному и тому же моменту времени. Чтобы можно было их найти, при начале подъема проводятся начальные дуги для каждого из элементов и от этих дуг отмериваются расстояния. Найдя соответствующие точки, отсчитывают от определенной выбранной линии их ординаты. Зная по предварительной проверке прибора, какому значению данного элемента отвечает каждый миллиметр ординаты кривой, и зная начальные значения каждого из элементов в момент выпуска, уже нетрудно найти значения температуры и давления в каждой данной точке. Тогда по формулам, приведенным выше, находят высоту, на которой в каждый момент времени находился прибор, и относят к этой

высоте соответствующие значения температуры, влажности, ветра и т. п. На технике самих подъемов и обработки записей мы здесь не останавливаемся.

Радио-зонд не дает никаких кривых, но там получают определенные сигналы, по которым также можно найти одновременные значения температуры и давления для различных моментов. В некоторых моделях, правда, уже при полете радио-зонда на земле при помощи особого приспособления может быть получена кривая температуры подобно тому, как это происходит при передаче изображений по телеграфу. Но необходимости в таких кривых в случае радио-зонда нет, и непосредственная обработка сигналов дает более точные результаты.

Из сказанного выше ясно, что точность определения высоты в аэрологических подъемах зависит от самой высоты: ошибка на 1 м в нижних слоях дает ошибку в высоте порядка 10 м, в верхних слоях уже ошибку до 50, 100 и более метров, а на очень больших высотах и до километра. Поэтому подъемы до больших высот имеют смысл лишь при достаточно точных барографических коробках, с одной стороны, и при достаточной вентиляции прибора в полете—с другой; вентиляция прибора зависит от вертикальной скорости подъема, точность же коробок и независимость их показаний от температуры представляет техническую задачу, для очень больших высот еще не вполне разрешенную.

Исследование ветра. Шары-пилоты

Для целого ряда практических приложений, для воздушного транспорта, для целей предсказания погоды, для вопросов ветрового кадастра, — наиболее важным элементом является ветер: его скорость и направление. Для исследования распределения воздушных течений по высоте служат так называемые шары-пилоты; это резиновые шары, которые наполняются водородом и выпускаются в воздух без всяких приборов. Окружность их в раздутом виде при выпуске составляет 100—250 см, в зависимости от размера оболочки. Поднимаясь вверх в менее плотные слои, такой шар раздувается все больше и больше, но увеличение его объема уравнивается уменьшением плотности воздуха, вследствие чего его вертикальную скорость можно считать приблизительно постоянной. На определенной высоте, зависящей от размеров оболочки и от степени наполнения шара внизу, давление водорода преодолевает сопротивление оболочки и она разрывается. За шаром, который одновременно с подъемом вверх уносится еще и в сторону воздушными течениями, следят при помощи особого прибора—теодолита, состоящего из зрительной трубы и вертикального и горизонтального кругов, по которым отсчитывается угол высоты шара над горизонтом и горизонтальный угол, определяющий направление на горизонтальную проекцию шара (рис. 3 и 4). Отсчитывая оба эти угла через определенные промежутки времени и зная вертикальную скорость шара, можно получить и скорость его в горизонтальной плоскости, т. е. скорость ветра, а также направление его движения, т. е. направление ветра, в промежутках между отсчетами.

Таким образом оказывается известной в каждый момент и высота шара, и скорость и направление ветра на этой высоте; этим роль шара-пилота ограничивается и в нахождении его остатков нет никакой надобности, да это по большей части и невозможно.

Правда, иногда по месту, где упали остатки лопнувшей оболочки, можно судить об общем пути, пройденном пилотом, и о его средней скорости; иногда для этой цели к шару привязывают открытку с просьбой к нашедшему опустить ее в ящик, указав место находки оболочки; это иногда может дать интересные результаты. Шары-пилоты при хорошем качестве оболочек обычно достигают до 15—20 км. Сведения о ветре, получаемые путем пилотных наблюдений, дополняются еще сведениями о высоте облаков, наблюдая момент вхождения шара в облако (шар становится видимым как бы в тумане,—«туманится»); по времени, прошедшему от выпуска шара до момента этого вхождения, можно легко вычислить высоту облака. Пилотные наблюдения значи-

тельно проще змейковых и зондовых, проще и их обработка, для которой существует ряд упрощающих приспособлений. Но зато они дают лишь сведения о ветре и в отдельных случаях о высоте облаков; эти сведения весьма важны для авиации, но недостаточны для того, чтобы составить представление о процессах, происходящих в атмосфере. Всестороннее их изучение возможно лишь при помощи температурных зондирований, дополненных и определениями влажности.

Необходимо еще заметить, что предположение о постоянстве вертикальной скорости шара-пилота справедливо лишь в первом приближении. На самом деле близ земной поверхности постоянно происходят, как в силу нагревания ее солнцем, так и в силу неровностей ее строения, вихревые, так называемые «турбулентные» движения воздуха, понижающие сопротивление движению шара и стало быть увеличивающие его вертикальную скорость.

Последнюю можно поэтому считать более или менее постоянной лишь начиная с 1000—1500 м над землей, в ближайших же к земле слоях она может отличаться от теоретической на 25—50%.

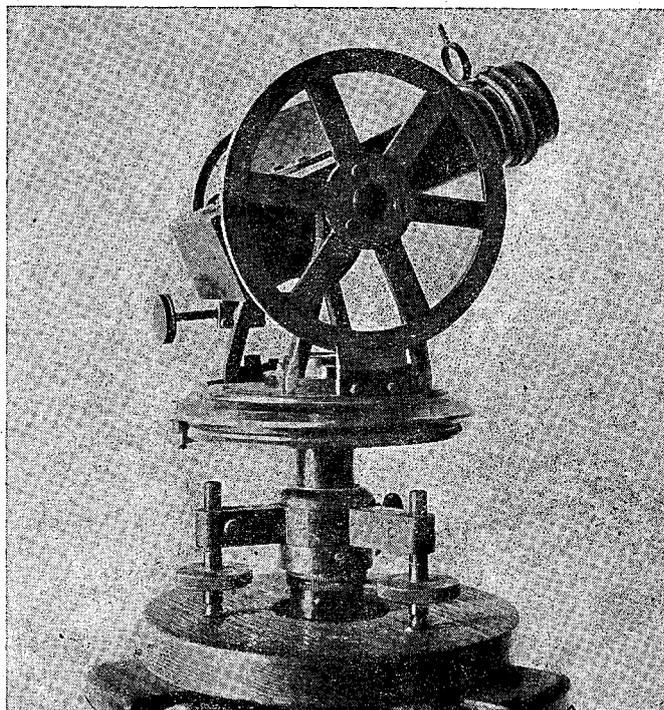


Рис. 3.

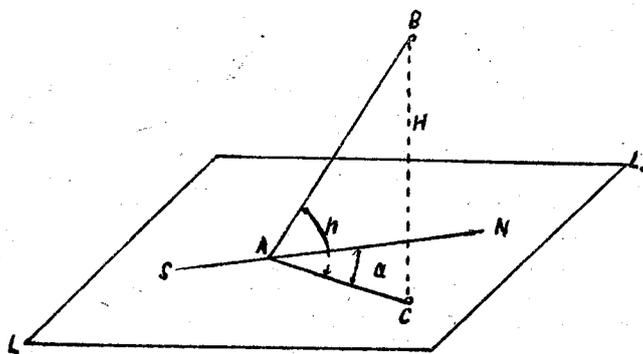


Рис. 4.

Кроме того, в отдельных случаях возможно уменьшение вертикальной скорости шара, вследствие, например, отверстия в оболочке; возможны даже случаи, когда шар лопается, и наблюдатель следит за падающей оболочкой, принимая ее, за дальностью расстояния, попрежнему за шар. Допущение прежней постоянной вертикальной скорости подъема ведет в этом случае к очень грубым ошибкам в определении скорости и направлении ветра, не говоря уже о том, что и сами высоты оказываются при этом фиктивными. Для более точного и надежного определения высоты шара-пилота пользуются так называемыми базисными наблюдениями: шар наблюдается двумя теодолитами, установленными на концах точно измеренной линии, называемой базой. Зная вертикальный и горизонтальный углы по каждому из теодолитов в один

и тот же определенный момент времени, нетрудно найти высоту шара помощью простой тригонометрической формулы. Действительно, если α и δ — горизонтальный и вертикальный углы с одного конца базы, β и γ — с другой, C — проекция шара P на горизонтальную плоскость, то из треугольника APC (рис. 4) имеем:

$$\frac{PC}{AC} = \operatorname{tg} \delta, \quad \frac{PC}{BC} = \operatorname{tg} \gamma;$$

из треугольника ABC :

$$\frac{AC}{\sin \beta} = \frac{BC}{\sin \alpha} = \frac{b}{\sin C},$$

где $b = AB =$ длине базы. Поэтому

$$AC = b \frac{\sin \beta}{\sin C}, \quad BC = b \frac{\sin \alpha}{\sin C}$$

и

$$PC = \text{высоте } H = b \frac{\sin \alpha \operatorname{tg} \gamma}{\sin C} = b \frac{\sin \beta \operatorname{tg} \delta}{\sin C}.$$

Так как

$$C = 180^\circ - (\alpha + \beta),$$

то

$$\sin C = \sin (\alpha + \beta),$$

и формула для определения H принимает окончательно вид:

$$H = b \frac{\sin \alpha \operatorname{tg} \gamma}{\sin (\alpha + \beta)} = b \frac{\sin \beta \operatorname{tg} \delta}{\sin (\alpha + \beta)}.$$

Эта формула позволяет найти высоту шара H уже независимо от каких-либо предположений о его вертикальной скорости. Тот же метод применяется и для определения высоты различных других объектов, например, для определения высоты облаков, высоты полярных сияний и т. п.; конечно, чем выше точка, высоту которой определяют, тем длиннее надо брать базу. Для обычных пилотных наблюдений достаточна база в 1—2 км.

Пилотные наблюдения, благодаря их относительной простоте и доступности, производятся на большом числе станций во многих странах. Температурные зондирования уже менее распространены, и у нас в СССР производятся в широком масштабе лишь в Службке Института Аэрологии, в Москве, на Украине, отчасти в Тифлисе, хотя в ближайшее время станции температурного зондирования будут организованы и в наиболее крупных центрах отдельных союзных республик. Часть аэрологической исследовательской работы ведется и в международном масштабе и объединяется особой Международной комиссией по исследованию высших слоев атмосферы, которая устанавливает особые «международные дни» для детальных зондирований атмосферы во всех странах, производящих аэрологические наблюдения в одно и то же время. Международный Полярный Год (1932—33) также включал в свою программу аэрологические исследования в определенные сроки.

Вообще, аэрологические наблюдения ведутся более или менее систематично и регулярно всего каких-нибудь 30—40 лет. Дольше время после установления основной методики они велись всюду лишь эпизодически, в упомянутые «международные дни», т. е. раз 15—20 в году. С течением времени производство аэрологических наблюдений расширялось и количественно, и качественно. Нужно сказать, что в этом отношении СССР стоит на одном из первых мест. У нас разработан ряд новых приборов и методов, усовершенствованы старые методы наблюдений и обработки, у нас впервые построен

и применен радио-зонд оригинальной конструкции, применяемый теперь и за границей, впервые введены систематические исследования порывистости ветра на различных высотах, систематические базисные наблюдения 3 раза в сутки и т. п. Радио-зондирования производятся у нас с конца 1933 г. почти ежедневно и дали уже богатый материал распределения температур до 8—12 км; во вторую пятилетку поставлена задача исследования высот до 20 км и несомненно она, как и ряд других задач, стоящих перед нашей аэрологией, будет успешно разрешена.

За границей особые заслуги в области аэрологии принадлежат Линденбергской воздухоплавательной обсерватории близ Берлина, причем в работах этой обсерватории большое внимание уделяется обслуживанию авиации. Это, вообще, наиболее обширная область применения аэрологии как непосредственно, так и через посредство службы погоды.

Какие же результаты получаются в итоге аэрологических наблюдений, производимых в течение десятилетий на всем земном шаре?

Строение атмосферы

Прежде всего, наблюдения показали, что всю атмосферу можно разделить на две существенно различные области. Ближайшая к земле, где наиболее сказывается влияние земной поверхности, где происходят вертикальные течения—подъемы и опускания воздушных масс различной плотности, где образуются облака, осадки и т. п.,—носит название тропосферы. Тропосфера простирается примерно до 8—10 км; от поверхности земли до верхней границы тропосферы температура непрерывно падает в среднем на 0.5 на каждые 100 м, так что у границы тропосферы она составляет уже -50° — -60° ниже 0° . Далее начинается так наз. стратосфера, где падение температуры прекращается и наблюдается даже некоторое повышение ее (инверсия). Прекращаются и вертикальные движения воздуха, связанные с влиянием земной поверхности. Граница между тропосферой и стратосферой носит название тропопаузы. В среднем, как уже сказано, она лежит на высоте 8—10 км, но положение ее зависит от широты места: близ экватора стратосфера начинается на высоте 12—13 км, близ полюсов ее граница лежит на высоте 7—8 км. В соответствии с этим, температура на границе стратосферы у экватора ниже, чем в высоких широтах. Наиболее низкая температура, наблюдаемая в стратосфере, была -92° в тропиках, над Батавией. В умеренных широтах температура на границе стратосферы составляет в среднем около -50° . Зимой стратосфера лежит несколько ниже, чем летом. В настоящее время установлено, что прекращение падения температуры с высотой на известном уровне объясняется условиями равновесия между теплом, приходящим от солнца, и теплом, излучаемым земной поверхностью. В первое же время после открытия стратосферы по регистрациям шаров-зондов ученые склонны были считать явление инверсии нереальным, и приписывали прекращение падения температуры влиянию солнечной радиации на показания метеорографа. Реальность стратосферы, как отличного от тропосферы слоя, не подлежит сейчас никакому сомнению, но более или менее исследованы лишь самые нижние ее слои. Прежде всего нужно сказать, что как бы высоко ни залетали шары-зонды (до 35—38 км)—температура стратосферы остается приблизительно одна и та же. Где кончается этот слой постоянной температуры, какие температуры господствуют на очень больших высотах—до сих пор никому не известно. Непосредственных исследований на таких высотах пока нет. Наибольшая высота проникновения человека в стратосферу около 22 км (погибший стратостат Осоавиахим I), стратостат «СССР» 30 сент. 1933 г. достиг 19 км, Пикар в 1931 и 1932 г. г. достиг 16.5 км, американский стратостат в ноябре 1933 г. — 17 слишком км, — т. е. значительно ниже шаров-зондов.

Существуют некоторые теоретические соображения (исследование распространения звуковых волн при сильных взрывах, вычисления на основании на-

блюдаемых высот загорания метеоров и др.), приводящие к заключению, что выше 40 км температура воздуха должна вновь повышаться и достигать не менее +30°C. Есть также основания предполагать, что и состав воздуха значительно меняется с высотой в сторону преобладания более легких газов. Дело в том, что до высоты 10—11 км состав воздуха остается практически неизменным: 78 частей азота, 21 часть кислорода, около 1 части аргона и некоторое количество водорода, неона и гелия, а также различных примесей (водяного пара, углекислоты, пыли и т. п.). Приведенная выше основная формула

$$\Delta p = -\rho g \Delta h$$

показывает, что убывание давления с высотой для каждого газа происходит тем медленнее, чем меньше его плотность. Так как, согласно закону Дальтона, каждый газ в той смеси, которую представляет земная атмосфера, ведет себя так, как если бы он один заполнял пространство, т. е. давление его изменится независимо от давления других газов, то высоту атмосферы каждого отдельного газа можно подсчитать, зная его плотность и его процентное содержание у земной поверхности. Для некоторой иллюстрации найдем высоту так наз. однородной атмосферы для различных газов. Написав нашу основную формулу в виде

$$p - p_1 = \rho g (h_1 - h)$$

поставим задачу — найти высоту атмосферы в предположении, что вся она от уровня моря до своей верхней границы имеет одинаковую плотность ρ_0 . Полагая на границе атмосферы $p_1 = 0$, а на уровне моря: $p = p_0 = 1033$ т на кв см, и $h = 0$, получим, что искомая высота однородной атмосферы $H = \frac{p_0}{g\rho_0} = 8000$ м, иными словами, найденная нами при выводе гипсометрической формулы величина 8000 м (точнее 7991 м) есть не что иное, как высота такой условной, как ее называют, однородной атмосферы для воздуха. Положим теперь, что вся наша однородная атмосфера состоит из водорода. Все рассуждения останутся без изменения, только вместо плотности воздуха 0,001293 придется подставить плотность водорода; поскольку, как известно, водород в 14,4 раз легче воздуха, высота однородной атмосферы, состоящей из водорода, будет в 14,4 раза больше воздушной, или около 115000 м. = 115 км. Кислородная атмосфера оказалась бы, наоборот несколько ниже воздушной, поскольку кислород в 1,105 раз тяжелее воздуха. Здесь мы предполагали, что давление каждого из газов равно атмосферному давлению. В условиях реальной атмосферы, давление каждого из входящих в нее газов зависит от процентного содержания его в смеси; с другой стороны, и температура и плотность не остаются с высотой постоянными, так что давление падает с высотой для каждого газа непрерывно и постепенно, и точного предела, когда оно становится равным нулю, не существует. Тем не менее можно сказать, что высота, на которую простирается атмосфера данного газа, будет тем больше, чем меньше его плотность; предел, за которым давление становится практически ничтожным, лежит для легких газов значительно выше, чем для тяжелых. Поэтому с некоторой высоты начинается резко выраженное относительное преобладание более легких газов — водорода и гелия, а затем — одного водорода. Приводимый здесь рисунок (рис. 5) изображает теоретическую схему распределения газов в атмосфере, данную Гемфрисом; она наиболее близко согласуется с имеющимися опытными данными. Существуют однако и другие схемы, значительно отличные друг от друга уже по одному тому, что служащие отправным пунктом данные о содержании различных газов в нижних слоях атмосферы недостаточно точны, когда дело идет о чрезвычайно малых количествах. Усовершенствование методов наблюдений должно помочь ближе выяснить состав и строение высших слоев атмосферы; кроме теоретического пути, возможны и непосредственные исследования, например, получение проб

воздуха с больших высот посредством ракеты, особого шара-зонда или непосредственно на стратостате. До сих пор, однако, не удалось достигнуть высот, где состав воздуха значительно отличался бы от состава ближайших к земле слоев ¹⁾).

Есть, как уже было упомянуто выше, некоторые косвенные данные, подтверждающие гипотезу слоистого строения атмосферы на самых больших высотах. Таковы, например, наблюдения над так наз. аномальной слышимостью звука от сильных взрывов, артиллерийской стрельбы и т. п. Оказывается, что за более или менее значительным пространством, где звук слышен нормальным образом, следует «зона молчания», — кольцо, где звук не слышен вовсе, еще далее начинается зона, где опять звук взрыва становится слышен. Эта вторая зона объясняется уже отражением звуковой волны от некоторого слоя в атмосфере, где происходит резкое изменение плотности. Вычисление показывает, что этот слой должен лежать на высотах порядка 70—80 км. Как видно из чертежа схемы Гемфриса, как раз на этой высоте начинается резкий переход к «водородной атмосфере». Явления сумерек также дают некоторые указания на строение высоких слоев атмосферы. Именно, при заходе (или восходе) солнца в безоблачную погоду, после того как солнце опустилось за горизонт, на небе еще бывает видна светлая дуга, которая объясняется отражением солнечных лучей от некоторой границы между двумя слоями атмосферы различной плотности. Эта дуга исчезает, когда солнце опускается на 8° под горизонт, и вычисление показывает, что соответствующая этой высоте граница совпадает с границей тропосферы и стратосферы (около 10—11 км). Когда солнце опускается ниже 8° за горизонт, еще продолжают так наз. астрономические сумерки, которые кончаются в момент опускания солнца до 16° за горизонт. Эти сумерки обусловлены отражением света от границы, лежащей на высоте порядка 70 км. Наконец третья, самая слабая дуга исчезает в момент опускания солнца на 30° за горизонт, что отвечает слою порядка 200 км. Само собою разумеется, что о таких высотах мы пока не можем иметь никаких непосредственных сведений. Единственно, что удавалось там наблюдать, это полярные сияния, высота которых, начинаясь с 70—80 км, в отдельных случаях доходит до 500—600 км. Поскольку северные сияния, согласно современным теориям, представляют потоки лучей, аналогичных разрядам в Гейслеровских трубках, приходится считать, что и на этих громадных высотах еще имеются следы воздуха, в котором могут происходить подобные разряды.

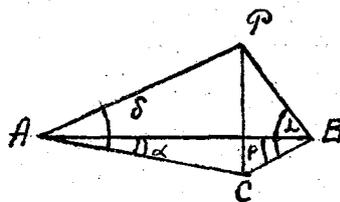


Рис. 5

Необходимо еще отметить одно явление, наблюдающееся иногда в высоких слоях атмосферы—это серебристые или светящиеся облака. Эти облака, несколько напоминающие по форме перистые, имеют в то же время своеобразное свечение и наблюдаются поздно ночью. По определениям с двух концов достаточно большой базы, высота их в различных случаях оказывалась от 30 до 80 км; они обычно имеют движение с запада. Полагают, что эти облака зависят от скопления в высоких слоях атмосферы вулканической пыли, выброшенной при извержении вулканов; существует также и гипотеза, что они состоят из водяных паров,—если только предположить, что температура этих слоев достаточно высока. В пользу гипотезы о связи таких облаков с большими вулканическими извержениями говорит то, что, действительно, эти облака и сопутствующие им яркие красные зори часто наблюдаются после таких извержений (впервые они наблюдались в 1885 г., после сильнейшего извержения вулкана Кракатоа в 1883 г.). Но в последнее время высказываются предположения,

¹⁾ Проба воздуха, взятая при полете стратостата „СССР“ дала состав воздуха практически тот же, что и у земли; многочисленные пробы воздуха, взятые при полете на стратостате Осоавиахим I, погибли вместе с отважными исследователями.

что эти облака могут образоваться и независимо от извержений, хотя трудно представить себе, каким образом водяные пары могут быть занесены в столь высокие слои сквозь крайне холодные слои стратосферы. Есть гипотеза, что серебристые облака состоят из ледяных кристаллов, образующихся, под влиянием испускаемых солнцем электронов, из гремучего газа, который находится в атмосфере на очень больших высотах. Окончательно вопрос этот до сих пор не разрешен.

В последние годы работами ученых различных стран установлено существование на высоте порядка 40—50 км слоя озона. Этот слой, как показывают новейшие исследования, несколько меняет свою высоту в различных широтах, а также в зависимости от общих условий погоды (высокого или низкого давления). Этот слой озона, образующийся из кислорода воздуха под действием солнечных лучей, имеет большое непосредственное значение для жизни человека, так как обладает свойством задерживать часть ультрафиолетовой радиации солнца, губительно действующую на живые организмы. Было даже высказано мнение, что частота солнечных ударов в некоторые годы обуславливается уменьшением, под влиянием каких-либо причин, слоя озона в атмосфере.

Для изучения атмосферного озона существует специальная международная комиссия. На основании некоторых исследований самого последнего времени есть основание думать, что слой озона делится на два, из которых один может опускаться до границы стратосферы, другой примерно совпадает со слоем Хейсайда (проводящим слоем в атмосфере, примерно на высоте 80 км от которого отражаются радио-волны). Поле для исследований в этой области весьма обширное, и нет сомнения, что ближайшее будущее принесет много новых открытий, которые помогут нам уяснить вопрос о строении и составе воздушной оболочки нашей земли.

Явления, происходящие в тропосфере

Вернемся однако ближе к земле, в тропосферу, в нижних слоях которой мы живем и которую можно считать более или менее изученной. Именно в тропосфере разыгрываются те явления погоды, которые имеют такое большое и непосредственное влияние на всю деятельность и жизнь человека, несмотря на то, что вертикальные размеры тропосферы ничтожны в сравнении с величиной земного радиуса: действительно, как мы знаем, радиус земли составляет около 6000 км, тогда как высота тропосферы лишь около 11 км.

О составе воздуха в пределах тропосферы мы уже говорили. Воздух на этих высотах состоит практически из 78 частей (по объему) азота, 21 кислорода, около 1% аргона и ничтожных количеств водорода, неона и гелия. К этому нормальному составу, постоянному для любого места и для любого времени, присоединяются еще переменные количества воды во всех трех состояниях (пара, жидкой воды, кристаллов льда или снега), углекислоты, озона, а также различной пыли. В явлениях погоды и эти примеси играют определенную роль. В частности, роль пылинок, при большом их скоплении в особенности, заключается в том, что они поглощают больше тепла, чем окружающий воздух; это вызывает нагревание частиц воздуха, связанных с самой пылинкой, и, как следствие, подъем их вверх; таким путем пылинки содействуют перемешиванию воздуха, о котором более подробно будет речь ниже.

Ветер

Воздух в нашей атмосфере находится в непрерывном движении: даже у поверхности земли затишье представляет сравнительно редкое явление. Горизонтальные движения воздуха носят название ветра. Ветер обуславливается тем, что различные места земной поверхности нагреваются неодинаково; это имеет место и в больших масштабах, когда например, в экваториальных странах земля получает больше тепла от солнца, чем в полярных, — и в более мелких

масштабах, в зависимости от причин местного характера. Более теплый воздух имеет меньшую плотность, чем холодный, поэтому давление в нем убывает медленнее, чем в холодном, и на одной и той же высоте над землей над более нагретыми участками давление будет выше, чем над менее нагретыми. Поэтому вверху образуется отток воздуха в сторону более холодных воздушных масс. Но этот отток на верхнем уровне вызовет понижение давления внизу у земли, вследствие чего к более нагретому участку начнется приток воздуха от соседнего холодного. Таким образом получается система течений—внизу от холодных участков, где давление выше, к теплым, где давление ниже; вверху—наоборот. Воздух, если бы не было вращения земли, перемещался бы при этом в направлении наиболее сильного падения давления, или, как говорят, в направлении градиента давления. Если соединить на карте места с одинаковыми значениями давления воздуха, получим так называемые *изобары* (линии одинаковых давлений); нетрудно видеть, что давление изменяется наиболее быстро в направлении нормали¹⁾ к изобарам, причем чем чаще расположены изобары, тем больше изменение давления, приходящееся на единицу длины, т. е. величина градиента. За величину градиента условно считают число миллиметров давления, приходящееся на 1° меридиана, т. е. 111 км. Иногда давление выражают в миллибарах. Чтобы перейти от миллиметров ртутного столба к миллибарам, надо вспомнить, что атмосферное давление, которое уравнивается высотой ртутного столба в 760 мм, равно 1033,6 кг на кв. см (76 × 13,6), или, в абс. единицах, сила атмосферного давления будет $1033,6 \times 980,6 = 1.013,550$ дин (точнее, только 1.013.300 дин, если взять удельный вес ртути = 13,596). Под миллибаром (*mb*) разумеется давление в 1000 дин на кв. см; поэтому нормальное давление в 760 мм будет отвечать 1013 миллибарам, а давление в 1 мм будет $= \frac{1013}{760} = 1,333$ миллибара. Таким образом давление в *n* миллиметров будет в миллибарах выражаться числом $n \times 1,333$; давление в *m* миллибар выразится в миллиметрах числом $\frac{m}{1,333}$. Мы остановились подробнее на этом пересчете в виду того, что в настоящее время на картах погоды всех стран чаще употребляются миллибары, чем миллиметры; однако барометры в СССР попрежнему применяются со шкалами, разделенными на миллиметры.

Если бы не существовало вращения земли, движение воздуха, проявляющееся, как ветер, происходило бы, как указано выше, по направлению градиента давления, от высокого давления к низкому. Вследствие же вращения земли, направление этого движения отклоняется вправо (в северном полушарии); у самой поверхности земли это отклонение несколько уменьшается под влиянием силы трения, но чем дальше от земной поверхности, тем больше трение ослабевает. Поэтому и направление ветра внизу менее отклонено от направления градиента, чем в свободной атмосфере, а чем выше, тем больше это отклонение (вправо); таким образом получается, что направление ветра, у земли отклоненное от градиента около 60°—70°, с высотой поворачивает вправо, и примерно на высоте 1000 м составляет с градиентом прямой угол, т. е. движение воздуха совершается уже по направлению изобары. Эти теоретические соображения вполне подтверждаются наблюдениями: по мере поднятия вверх, ветер в среднем поворачивает вправо, т. е. *N* ветер переходит в *NE*, *S*—в *SW* и т. п. Что касается скорости ветра, то она тем больше, чем больше градиент давления. У земли скорость ветра, отвечающая градиенту, уменьшается вследствие трения, а так как трение ослабевает с высотой, то его задерживающая сила сказывается чем дальше, тем меньше. В результате, получается усиление ветра по мере поднятия в свободную атмосферу. Как отклонение ветра вправо, так и возрастание скорости происходит быстрее всего на ближайших к земле высотах, в слоях до 500—600 м.

Сказанное относится к средним условиям распределения ветра с высотой; в отдельных же случаях, в связи с различным расположением областей

¹⁾ Нормаль в какой-либо точке кривой есть прямая, перпендикулярная к касательной в этой точке; так, для окружности, направление нормали есть направление радиуса.

высокого и низкого давления и в зависимости от распределения температур у земли, этот общий характер претерпевает более или менее значительные изменения, и может получиться как вращение ветра влево, так и уменьшение его скорости с высотой в некоторых слоях. Правое или левое вращение ветра, как и характер изменения его скорости на различных высотах, служат характерными признаками того или иного типа погоды, и нередко пилотные наблюдения дают возможность предсказать за некоторое время наступающую смену погоды. Об этом будет рассказано более детально в брошюре, посвященной службе погоды.

Температура воздуха

По мере поднятия над поверхностью земли, которая является источником тепла для земной атмосферы (см. брошюру о температуре), температура воздуха убывает. Это падение температуры составляет примерно $0^{\circ}.4 - 0^{\circ}.6$ на каждые 100 м высоты. Оно, однако, различно летом и зимой. Летом, в особенности днем, земная поверхность сравнительно сильно нагревается лучами солнца и оказывается значительно теплее более высоких слоев: тогда падение температуры с высотой идет более быстро и достигает в ближайших к земле слоях 1° на 100 м и даже более. Наоборот, зимой в наших широтах, особенно в тихую и ясную погоду, земная поверхность охлаждается путем лучеиспускания и может охладить прилегающие к ней нижние слои воздуха настолько, что они окажутся холоднее лежащих выше. Тогда получается не падение, а повышение температуры с высотой, носящее название инверсии («обращение»: обратный ход температуры). Величина падения температуры на 100 м высоты называется вертикальным температурным градиентом; в случае инверсии, градиент будет отрицательным. Кроме указанных местных влияний — охлаждения или нагревания земной поверхности — градиент температуры в большей мере зависит от свойств той воздушной массы, которая расположена в данное время над местом наблюдения, — свойств, которые в свою очередь обуславливают и сами эти местные влияния, поскольку, например, лучеиспускание зимой или нагревание земной поверхности летом возможны лишь в ясную погоду, т. е. при определенном состоянии воздушных масс. Холодной воздушной массе, т. е. движущейся над более теплой подстилающей поверхностью (под подстилающей поверхностью разумеется поверхность земли и ближайший слой порядка 10 м высоты), свойственны вообще более значительные градиенты; теплой воздушной массе, т. е. движущейся над холодной поверхностью, свойственны уменьшенные градиенты и даже инверсии.

Очевидно, что в случае инверсии равновесие воздушных слоев должно быть устойчивым, так как более теплые и стало быть легкие слои расположены над более холодными, т. е. более тяжелыми. Наоборот, при значительном падении температуры с высотой, т. е., как говорят, при большом температурном градиенте, равновесие становится неустойчивым. Нетрудно рассчитать примерно, каков крайний градиент, при котором равновесие атмосферных слоев стало бы неустойчивым. Очевидно, равновесие еще может быть безразличным тогда, когда плотность воздушных слоев во всей толще атмосферы одна и та же; при этих условиях мы получаем, как было указано выше, высоту однородной атмосферы равной 7991 м (стр. 12); если предположим, что у земли мы имеем температуру 0° , а на границе атмосферы абсолютный нуль $= -273^{\circ}$, то такое падение температуры с высотой будет $273^{\circ} : 7991 = 0,034$ на каждый метр, или $3^{\circ}.4$ на каждые 100 м высоты. Понятно, что если падение температуры больше, чем эта величина, плотность атмосферы в верхних слоях окажется больше, чем в нижних, и равновесие станет неустойчивым. Если бы при тех же условиях мы имели атмосферу не из воздуха, а, положим, из водорода, то наибольшее падение температуры, при котором еще возможно равновесие, получилось бы делением той же величины 273° на высоту однородной атмосферы для водорода 115000 м, т. е. оно оказалось бы равным $0^{\circ}.24$ на 100 м. Правда, необходимо заметить, что если бы такое распределение температуры осуществлялось на очень большом протяжении, равновесие и в этом случае могло бы

небольшая масса воздуха будет подниматься вверх, дальнейшая судьба ее зависит от того, каково падение температуры или вертикальный температурный градиент в свободной атмосфере. Обозначим этот градиент через γ и положим, что температура у земли равна t_2 , а поднимающаяся масса имеет температуру $t_1 > t_2$. На высоте h температура воздуха станет $t_2 - \frac{h}{100} \gamma$; наша поднимающаяся масса, охлаждаясь адиабатически на 1° на 100 м , будет на той же высоте иметь температуру $t_1 - \frac{h}{100} \cdot 1^\circ = t_1 - \frac{h}{100}$. Разность температур нашей массы и окружающего воздуха будет поэтому равна $\Delta t = t_1 - t_2 - \frac{h}{100} (1 - \gamma)$.

Если $\gamma > 1$, Δt будет все время положительно, так как к положительной разности $t_1 - t_2$ прибавляется положительная же величина. Наша масса будет все время теплее окружающего воздуха и следовательно будет продолжать подниматься, как более легкая. Если $\gamma < 1$, разность Δt уменьшается с возрастанием h и на некоторой высоте обращается в нуль; эта высота определяется формулой $\Delta t = 0$, $h = \frac{t_1 - t_2}{1 - \gamma} \cdot 100$; с этой высоты температура воздуха и температура поднимающейся массы сравняются и поднятие прекратится. При $\gamma = 1$ разность температур Δt остается все время постоянной, равной начальной величине $t_1 - t_2$, и поднятие не прекращается, но, так как эта разность не растет с высотой, как в случае $\gamma > 1$, то сравнительно быстро температура должна сравняться, и тогда равновесие нашей массы относительно окружающего воздуха станет безразличным.

Очевидно, что если $\gamma = 1$, то перемешивание воздуха не меняет его температуры, так как разность температур поднимающейся массы и окружающего воздуха остаются равными на любой высоте. Если $\gamma > 1$, поднимающийся воздух, оставаясь более теплым, поднимает температуру верхних слоев воздуха, а опускающийся, оставаясь холоднее окружающего, охлаждает нижние слои. В силу этого разность температур между верхними и нижними слоями все уменьшается, т. е. градиент становится меньше, чем первоначальный градиент γ . Отсюда следует, что вертикальный градиент, больший единицы, не может долго удержаться в атмосфере, как это и наблюдается на самом деле. — Если, наконец, $\gamma < 1$, поднимающийся воздух охлаждает верхние слои, а опускающийся нагревает нижние, и градиент в атмосфере растет, но, как мы видели выше, при $\gamma < 1$ вертикальные движения вообще не могут достигать большого развития и сравнительно быстро должны прекратиться.

Указанная выше величина падения $= 1^\circ$ на 100 м относится к «сухому» воздуху, т. е. хотя и содержащему водяные пары, но далекому от насыщения, и все сказанное имеет место до тех пор, пока не достигнута точка росы, т. е. та температура, при которой содержащиеся в воздухе пары переходят в состояние насыщения. С момента насыщения, поднимающийся дальше и охлаждающийся воздух выделяет избыток паров, причем освобождается скрытая теплота испарения; вследствие этого для такого воздуха при адиабатическом (без притока или отнятия тепла извне) поднятии охлаждение будет уже не 1° на 100 м , а меньше; величина его колеблется от $0^\circ.4$ до $0^\circ.7$ на 100 м и зависит как от давления, так и от температуры (для насыщенного воздуха, падение в 1° на 100 м является постоянным). Поэтому влажная (насыщенная) масса воздуха может при поднятии оставаться теплее окружающего воздуха даже и в том случае, если в нем градиент (падение температуры) меньше 1° на 100 м , лишь бы он был больше, чем падение температуры в нашей влажной массе. Наоборот, если влажная масса будет опускаться, она будет, нагреваясь, удаляться от насыщения, и поэтому возрастание в ней температуры будет равно 1° на

образом ту же величину около 1° . Итак, величина адиабатического понижения температуры при поднятии в свободной атмосфере одна и та же, независимо от того уровня, на котором происходит поднятие.

Само собою разумеется, что в атмосфере из другого газа, для которого постоянные имеют иные значения (удельный вес, теплоемкость и т. п.) величины адиабатического изменения температуры при поднятии были бы другие.

100 м, как и для сухого воздуха. Чтобы она могла оставаться холоднее окружающего воздуха и продолжать опускание, необходимо, чтобы в этом окружающем воздухе градиент был $> 1^\circ$.

Таким образом при известных условиях восходящие движения влажных масс могут осуществляться и при градиенте в свободной атмосфере, меньшем 1° на 100 м, опускаться же они в этом случае могут лишь вынужденно, под влиянием какой-либо силы. Поэтому насыщенная масса оказывается в более благоприятных условиях для поднятия, чем сухая. Массы, содержащие большие количества влаги, быстро достигают насыщения и способны давать мощные облака и осадки. Для образования последних, следовательно, не необходимо, чтобы градиент в атмосфере был больше 1° , важно лишь, чтобы он был больше, чем падение температуры в поднимающейся влажной массе при данных условиях температуры и давления; но конечно, чем больше градиент, тем более благоприятны условия для развития вертикальных движений.

Процессы образования различных форм облаков детально рассмотрены в брошюре С. И. Троицкого «Облака, их происхождение и значение в жизни

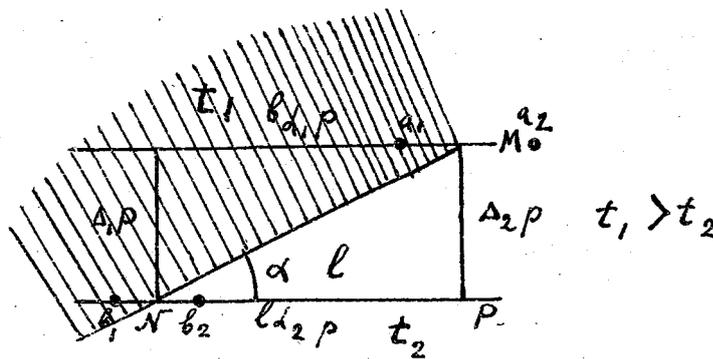


Рис. 6

человека», и на них мы поэтому не останавливаемся. Остановимся несколько подробнее на общих условиях равновесия воздушных масс по вертикали в той элементарной форме, в какой это было изложено впервые П. А. Молчановым.

Как указано было выше, в случае нахождения рядом воздушных масс с различными температурами возникает как смещение более теплой массы вверх — вертикальное движение, так и горизонтальное течение, направленное вниз от холодной массы к теплой, вверх — от теплой к холодной (стр. 17). Вертикальные движения, в случае небольшого горизонтального протяжения масс сравнительно с вертикальным, будут выражены значительно сильнее горизонтальных, и поведут к перемешиванию воздуха. Если же, наоборот, горизонтальные протяжения масс достаточно велики, а малы вертикальные, горизонтальные движения будут выражены с полной определенностью, и, будучи направлены вверх — от теплой массы, вниз — от холодной, вызовут наклон разделяющей их поверхности по направлению к холодной массе, как показывает чертеж 6. Наклон этот будет различаться в зависимости от разности температур обеих масс и от разности давлений, обусловленных разностью температур. Вычислить угол α наклона поверхности раздела воздушных масс к горизонту можно при помощи следующих соображений. В случае наклонного положения поверхности раздела, давление изменяется не только в вертикальном, но и в горизонтальном направлении. Возьмем две соседних точки b_1 и b_2 соответственно в теплой и холодной массе по обе стороны от поверхности раздела вниз и такие же точки a_1 и a_2 — вверх. Пусть давление p в точке a_1 равно давлению в точке a_2 и равно некоторой величине p_a . Пусть изменение давления на единицу длины по горизонтали составляет для теплой массы d_1p , для холодной — d_2p , тогда на расстоянии l падение давления будет ld_1p вверх и ld_2p вниз. Найдем давление p_{b_2} в точке b_2 и p_{b_1} — в точке b_1 , при-

чем для простоты предположим, что высота рассматриваемой нами массы равна единице длины. Тогда $p_{b_2} = p_a + \Delta_2 p - l d_2 p$; $p_{b_1} = p_a + \Delta_1 p + l d_1 p$ (где $\Delta_1 p$ и $\Delta_2 p$ — изменения давления по вертикали соответственно в теплой и холодной массе). Если установилось равновесие, $p_{b_1} = p_{b_2}$ или $p_a + \Delta_2 p + l d_2 p = p_a + \Delta_1 p + l d_1 p$, т. е. $\Delta_2 p + l d_2 p = \Delta_1 p + l d_1 p$; $l = \frac{\Delta_1 p - \Delta_2 p}{d_2 p - d_1 p}$.

Так как в треугольнике MNP , в предположении $MP = 1$, $l = \frac{l}{1} = \cot \alpha$ (α — угол наклона поверхности раздела двух масс к горизонту), и $\operatorname{tg} \alpha = \frac{d_2 p - d_1 p}{\Delta_1 p - \Delta_2 p}$.

Падение давления по горизонтали или градиент давления определяет собою скорость ветра в данном слое, стало быть $\operatorname{tg} \alpha$ и сам угол α тем больше, чем больше разность в скоростях ветра по ту и другую сторону поверхности раздела двух воздушных масс, и чем меньше разность температур этих масс, от которой зависит разность изменений давления по вертикали. Поскольку градиент давления и скорость ветра связаны соотношением $v = x \frac{\Gamma}{\sin \varphi}$ (x — постоянный коэффициент, Γ — градиент давления, φ — широта места) эту формулу можно написать и в виде

$$\operatorname{tg} \alpha = x \sin \varphi \frac{v_1 - v_2}{T_1 - T_2}$$

Здесь v_1 и T_1 — скорость ветра и температура для теплой массы, v_2 и T_2 — для холодной. Необходимо заметить, что угол α вообще очень мал и не превышает 1° . (Формула эта, хотя и без вывода, была приведена в брошюре «Облака» С. И. Троицкого).

Таким образом мы видим, что равновесие воздушных масс различных температур имеет место лишь при определенных соотношениях между этими температурами и скоростью горизонтального движения воздуха для каждой из этих масс. Если эти соотношения не выполнены, равновесия не будет, и поверхность раздела будет стремиться принять тот наклон к горизонту, который отвечает данному распределению температур и ветра по обе ее стороны. Если $\operatorname{tg} \alpha < \frac{d_1 p - d_2 p}{\Delta_2 p - \Delta_1 p}$, то $l > \frac{\Delta_2 p - \Delta_1 p}{d_1 p - d_2 p}$ и значит $p_{b_1} > p_{b_2}$. Тогда из точки b_1 воздух будет перемещаться в направлении b_2 , что вызовет в свою очередь вверху перемещение теплого воздуха из a_1 в a_2 . В результате вдоль поверхности раздела воздух будет подниматься вверх — в холодной массе, опускаться вниз — в теплой: получим опускание теплого воздуха относительно нижнего холодного. Обратную картину будем иметь, когда наклон поверхности раздела к горизонту больше, чем требуемый условиями равновесия, тогда получится $p_{b_1} < p_{b_2}$ и внизу начнется течение от b_2 к b_1 , вверху от a_1 к a_2 , — в итоге — поднятие теплого воздуха над холодным вдоль поверхности раздела. Этот случай, как известно, особенно благоприятствует образованию облаков и осадков, в виду большого запаса влаги в теплом воздухе. Но и поднятие холодного воздуха может также давать осадки в нижнем слое инверсии (поверхности раздела). Угол α для случая поднятия теплого воздуха, согласно сказанному, меньше, чем в случае опускания.

Различная температура воздушных масс, служащая причиной рассмотренных явлений, в основном зависит от различного их происхождения, т. е. от того, откуда они перемещаются. Отличают морские и континентальные массы, тропические, полярные и арктические; каждая из них наряду с температурой, имеет и другие характерные свойства — различную влажность, различную прозрачность и т. п. Смены погоды зависят от взаимодействия воздушных масс, своего рода борьбы между ними. Эти процессы относятся к области синоптики и будут рассмотрены в соответствующей статье. Здесь нам важно указать лишь то, что аэрологические наблюдения, доставляя сведения о состоянии атмосферы на больших высотах, дают представление о рас-

пределении воздушных масс раньше, чем связанные с ними особенности распространились до земной поверхности. Например, инверсия на высоте после сильных морозов нередко служит признаком наступающего потепления, которое вскоре распространится и до более низких слоев. Отсюда становится ясной громадная роль аэрологических наблюдений для службы погоды, не говоря уже о непосредственном обслуживании авиации. Особенно важное значение они приобретают тогда, когда ведутся не в отдельных отдаленных друг от друга пунктах, а на достаточно густой сети. К сожалению, сравнительная сложность аэрологических наблюдений и необходимое для них оборудование не дают пока возможности распространить их столь же широко, как распространены метеорологические наблюдения. В несколько более широком масштабе развиты пилотные наблюдения, дающие однако лишь распределение ветра с высотой. Имея очень большое значение для воздушного транспорта, пилотные наблюдения, хотя и не могут дать всестороннего освещения процессов, происходящих в атмосфере, однако все же весьма полезны и для службы погоды. Теория показывает, что ветер на высоте тесно связан с распределением температуры и давления у земной поверхности, и как скорость его, так и направление на высоте, отклонения их от нормального распределения (см. стр. 15) дают возможность судить о перемещении областей высокого и низкого давления и следовательно о том, какой погоды можно ожидать в ближайшее время.

Остановимся еще на т. наз. периодических изменениях температуры на высоте, т. е. на ее суточном и годовом ходе. Основным источником нагревания воздушных слоев является, как мы знаем, солнце, но не непосредственно, а через посредство нагреваемой им земной поверхности. Поэтому ближайшие к земле слои имеют тот же суточный и годовой ход, как и земная поверхность (соответственно максимум летом—в июле—и в послеполуденные часы, минимум зимой—в январе—феврале—и близ восхода солнца). Чем дальше от земной поверхности, тем более запаздывает наступление крайних температур; это особенно значительно сказывается на суточном ходе. Наблюдения в Линденберге показали, что на высоте 500 м максимум температуры сдвигается уже на 17 ч. (5 ч. веч.) а на высоте 1000 м—на 19 ч. (7 ч. веч.). Сама величина суточных колебаний на высоте значительно меньше, чем у земли, так что на высотах 1—2 км суточные колебания не превышают вообще говоря 1.5—2°, и гораздо большее значение имеют здесь изменения температуры, связанные с общими условиями погоды.

В отношении годового хода также замечается некоторое запаздывание (смещение максимума на август вместо июля, минимума на февраль вместо января). Сказанное относится главным образом к умеренным широтам, где имеется и наибольшее число аэрологических наблюдений.

Влажность воздуха

Водяные пары в атмосфере являются одной из важнейших составных частей воздуха в нижних его слоях, однако, количество их подвержено постоянным колебаниям; водяные пары все время образуются вновь путем испарения воды с водоемов и с почвы. С удалением от земной поверхности, количество водяных паров убывает, т. е. убывает т. наз. абсолютная влажность. Закон ее убывания, даже в среднем, установить трудно; наблюдений над влажностью в высоких слоях сравнительно немного, и точность их относительно невелика. Хергезелль (известный немецкий аэролог), предложил эмпирическую формулу, выражающую довольно близко к действительности среднее распределение содержания водяных паров по высоте:

$$l_h = l_0 - \frac{h}{8} \left(1 + \frac{h}{6}\right)$$

где l_0 — количество водяных паров у земли, l_h — на высоте h м. Вообще говоря, абсолютная влажность тем больше, чем выше температура воздуха. Что касается относительной влажности, то изменения ее с высотой могут быть

— 44 —

весьма различны. В инверсиях относительная влажность обычно уменьшается, ввиду того, что при одном и том же содержании водяных паров в слое инверсии и в соседнем слое, имеем в инверсии более высокую температуру воздуха.

Исследование влажности в свободной атмосфере весьма важно потому, что, как мы видели выше, процессы поднятия насыщенного воздуха значительно отличаются от поднятия ненасыщенного, и, с момента перехода через точку росы, воздух в этом отношении как бы приобретает свойства, которых не имел в ненасыщенном состоянии. Кроме того, содержание водяных паров в данной массе воздуха является характерным признаком ее происхождения. Выработка вполне надежной методики определения влажности до больших высот имеет большое значение. В последние годы метеорографы, выпускаемые на шаракзондах в Институте Аэрологии в Слуцке (системы Молчанова), снабжены гигрографами. Ближайшей задачей является конструкция радио-зондовых метеорографов с показаниями влажности, в настоящее время уже разработанная. Заметим кстати, что исследование влажности в ближайших к земле слоях свободной атмосферы имеет основное значение для одного из важнейших вопросов нашей хозяйственной жизни — выяснения условий возникновения засух и суховеев.

Общая картина строения атмосферы

Таким образом, строение нашей атмосферы можно представить себе в следующем виде. В основном она состоит из нижнего слоя — тропосферы, от поверхности земли до 8—12 км высоты, стратосферы — от границы тропосферы примерно до 35—40 км, и пока еще совершенно неисследованных слоев выше этого предела, о которых мы имеем лишь некоторые, полученные косвенным путем, сведения. Судя по наблюдениям северных сияний, высота которых надежно определена для большого числа случаев норвежским метеорологом К. Штермером, наша атмосфера простирается более чем до 600 км высоты, но конечно, на таких громадных высотах имеются лишь самые слабые следы газа. Так, по вычислениям недавно погибшего немецкого ученого А. Вегенера, уже на высоте 300 км давление воздуха составляет лишь 0.00329 мм ртутного столба. На высоте 16 км, достигнутой в 1931 г. проф. Пикаром, давление составляло 72 мм, т. е. в 10 раз меньше нормального; на высоте, до которой поднялся в 1933 г. стратостат «СССР» оно было 51 мм. Достижение человеком даже таких сравнительно скромных высот за пределами тропосферы представляет, конечно, громадные, но, как видим, не непреодолимые трудности.

Наибольшее непосредственное значение для человека имеет нижний слой нашей воздушной оболочки — тропосфера. Именно здесь совершаются те вертикальные перемещения воздуха, которые обуславливают все важнейшие явления погоды. Необходимо напомнить, что инверсии и даже изотермии (слои с неизменной температурой) как следует из предыдущего, являются препятствием для вертикальных движений воздуха и возникновения перемешивания: если градиент в атмосфере, меньший единицы, уже создает условия, при которых воздушная масса, поднимаясь, вскоре приобретает ту же плотность, что и окружающая атмосфера, и прекращает поднятие, то градиент, равный 0 (изотермия) или отрицательный (инверсия) тем скорее приводят к безразличному или устойчивому равновесию поднимающейся воздушной массы относительно окружающего воздуха. Поэтому изотермия и инверсия, существующие на границе стратосферы, как бы изолируют ее от проникновения воздушных масс снизу, и связанные с этим вертикальные движения там прекращаются. Областью вертикальных движений и связанных с ними явлений конденсации паров является таким образом лишь тропосфера. Особенной интенсивностью все эти явления отличаются в ближайших к земле слоях; именно здесь происходит наиболее резкое изменение скорости ветра с высотой, наиболее резко выраженный поворот его направления относительно направления у земли, здесь чаще всего встречаются облака и образуются наиболее мощные осадки, в силу наиболее значительного падения температуры с высотой и повышенного содержания водяных паров. Эта зона

перемешивания простирается, в зависимости от различных условий, до высоты от 300—400 до 1500 м; В. Георгии предложил называть ее «зоной возмущения» («Brandungszone»). Дальше начинаются уже более устойчивые условия свободной атмосферы, где влияние земной поверхности сказывается лишь в ничтожной мере. Переход к этим условиям, вообще говоря, совершается постепенно, и лишь в некоторых случаях носит более резкий характер. «Зона возмущения» исследована сравнительно хорошо, но все же далеко не в полной, необходимой мере, поскольку аэрологические наблюдения, связанные с определением температуры и влажности, ведутся, во-первых, лишь на немногих пунктах земного шара, во-вторых — в изолированные моменты времени, а не в течение целых суток, или по крайней мере достаточно длительных периодов, которые позволили бы проследить последовательные изменения метеорологических элементов в их взаимодействии. Здесь перед исследователями всех стран лежит обширная и благодарная задача. Мы в СССР можем сказать с гордостью, что одно из первых мест в исследованиях высоких слоев атмосферы, в осуществлении стремления подняться с «дна» воздушного океана в его толщу, чтобы путем изучения всех процессов воздушной стихии наконец вполне овладеть ею, — принадлежит нашей советской аэрологии.

Не последнее место принадлежит нам и в области исследования более далекого от нас слоя воздушной оболочки — стратосферы. Исследование стратосферы имеет весьма важное значение прежде всего потому, что совершающиеся в ней процессы оказывают большое влияние на состояние слоев, близких к земле, от которых в свою очередь зависят все наши условия погоды. Но кроме того сама по себе стратосфера представляет величайший практический интерес, поскольку, в виду отсутствия в ней конвекционных течений и весьма малой плотности воздуха, она является наиболее выгодной областью полета как для летательных аппаратов, так и для снарядов. Расчитано, что если в настоящее время скорость самолетов в тропосфере доходит до 250—400 км в час, то в стратосфере уже на высоте 20 км при той же мощности моторов скорости могут быть доведены до 1000—1500 км в час. Во многих странах уже строятся аэропланы, рассчитанные на полеты в стратосферу («стратоплан»). Ясно, что овладение стратосферой представляет задачу первостепенной важности с точки зрения как научной, так и чисто практической.

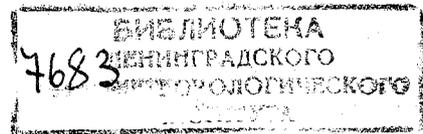
Первой «ласточкой» стратосферы был проф. Пикар, достигший как мы уже упоминали, 16,5 км в 1932 г. Но уже через год его рекорд был значительно побит подъемом нашего стратостата «СССР» достигшего 30 сентября 1933 г. высоты 19 км. Нас, однако, интересуют не рекорды. Важно то, что в подъеме стратостата «СССР» принимала активное участие техническая и научная наша общественность; научные работники ГГО, в частности, приложили все усилия к тому, чтобы получить, при помощи специально построенных приборов, максимальные научные результаты. Важнейшие из них сводятся к следующему: полученная проба воздуха с высоты 18 км дала тот же состав воздуха, что и у земли; результаты исследования интенсивности космических лучей подтвердили результаты, полученные Пикаром; получен, как путем непосредственных наблюдений, так и путем записей специальных метеорографов, ряд данных о температуре и влажности на различной высоте; далее, поскольку за стратостатом следили, с различных достаточно длинных баз, помощью теодолитов (см. стр. 8, где описано наблюдение за шаром-пилотом), была определена его высота, которая с достаточной точностью сошлась с высотой, определенной по данным температуры и давления на основании гипсометрической формулы. Таким образом получена проверка гипсометрической формулы. Детали относительно результатов полета стратостата «СССР» можно найти в специально посвященной ему книжке, изданной ГГО в 1934 г., сводка же данных, касающихся стратосферы, имеется в брошюре С. И. Троицкого «Распределение температуры и ветра в стратосфере», изданной ГГО в 1933 г. Здесь мы хотим лишь указать, что и в отношении исследований стратосферы мы заняли первое место среди всех стран мира, и это можно сказать с тем большим правом, что наш Институт Аэрологии ведет в настоящее время ежедневные

исследования атмосферы до 10—12 км (помощью радио-зондов), чего нет ни в одной из капиталистических стран. В настоящее время высота зондирований стратосферы, благодаря вырабатываемым «Промтехникой» оболочкам большого размера, еще возрасла, и в первом квартале 1934 г. Институт Аэрологии получил уже ряд подъемов радио-зондов выше 20 км.

Необходимо однако заметить, что ряд исследований свободной атмосферы и в частности стратосферы не может быть пока проведен вполне успешно без непосредственного участия наблюдателя, например: наблюдение над космическими лучами, взятие проб воздуха для определения его состава и т. п. Да и основные наблюдения помощью самописцев над температурой, давлением и т. п. нуждаются всегда в проверке непосредственным наблюдением по точным приборам. Отсюда — большое значение полетов наблюдателей на свободных шарах и аэронавтах. Для полетов в стратосферу необходимы аэростаты с герметически закрытой кабиной — стратостаты. Повидимому, нашему поколению суждено быть свидетелями организованного «штурма стратосферы». Последний полет стратостата «Осоавиахим I», кончившийся аварией, которая стоила жизни отважным исследователям, достиг высоты около 22 км и, судя по записям в сохранившемся журнале погибших, сопровождался весьма многочисленными и ценными научными наблюдениями. Некоторую часть их, вероятно, удастся обработать. Значение этого полета было подчеркнуто нашим правительством и партией: весь XVII Съезд, во главе с т. Сталиным пришел на торжественные похороны погибших героев. В речах, произнесенных над урнами с их прахом, замурованными по постановлению правительства в Кремлевской стене, говорилось о том, что, несмотря на скорбь о погибших молодых жизнях, страна уверена в окончательном освоении стратосферы нашими исследователями. Прделанная до сих пор работа позволяет надеяться, что эта уверенность будет оправдана и СССР будет при освоении стратосферы в первых рядах.

Для подведения итогов исследований стратосферы в СССР и постановки дальнейших задач в этой области, в апреле 1934 г. была созвана при Академии Наук 1-я всесоюзная конференция по стратосфере. Конференция продолжалась 6 дней и выявила как весьма большую уже проделанную различными исследователями работу, так и необходимость, для дальнейших плодотворных исследований, тесного сотрудничества научных и технических работников всех специальностей. При Академии Наук будет создан объединяющий центр по изучению стратосферы.

Т. Кладо.



Отв. редактор *Смирнов И. П.*

Тех. редактор *Богданов И. С.*

Типо-Литография Гл. Геофизич. Обсерватории, Лягр. «26», В. О. 23 линия, д. 2

Ленгорлит № 15506.
Издание ГГО № 17.
Зак. № 110. Тираж 1000.
Авт. 23/8.

Сдан в набор 4-IV 34 г.
Подп. к печ. 5-VII 34 г.
Б. л. 1000 Ф. 6. 62x94.
Т. з. в 1 6. л. 70080