

Цена 3 р. 65 к.

АВИАЦИОННАЯ МЕТЕОРОЛОГИЯ

М. А. БАБИКОВ и Н. В. КОЛОБКОВ

АВИАЦИОННАЯ МЕТЕОРОЛОГИЯ

РЕДИЗДАТ ЦС ОСОАВИАХИМА СССР
МОСКВА — 1939

М. А. БАБИКОВ и Н. В. КОЛОБКОВ

АВИАЦИОННАЯ МЕТЕОРОЛОГИЯ

ПОСОБИЕ
ДЛЯ АЭРОКЛУБОВ ОСОАВИАХИМА

РЕДИЗДАТ ЦС ОСОАВИАХИМА СССР
МОСКВА 1939



книга из библиотеки Ольги Волковой (vk: olga.strela)

Предлагаемое пособие излагает в сжатой и популярной форме необходимые для авиарботников сведения по метеорологии и службе погоды. Книга составлена с таким расчетом, чтобы учет с подготовкой за 7—8 лет нормальной средней школы, помимо классных часов, мог заниматься и самоподготовкой.

Дополнительный материал, могущий понадобиться для более углубленной проработки того или иного вопроса, выделен мелким шрифтом.

ГЛАВА ПЕРВАЯ

АТМОСФЕРА

1. ПОГОДА КАК ВАЖНЕЙШИЙ ЭЛЕМЕНТ ОБСТАНОВКИ В ПОЛЕТНОЙ РАБОТЕ

На протяжении всей истории человека погода оказывала и продолжает оказывать влияние как на него самого, так и на его деятельность. Известен ряд грозных явлений погоды: ураганов, штормов, наводнений, засух, которые влекли за собой гибель людей и имущества.

Значительное влияние на различные отрасли народного хозяйства оказывают также и не столь грозные явления погоды.

В военном деле погода играла и продолжает играть большую, а иногда и решающую роль. Например, во времена, когда сражающиеся были вооружены стрелами, направление и сила ветра играли решающую роль, так как сторона, которой приходилось стрелять против ветра, оказывалась в очень невыгодном положении. Стрельба из современного оружия также требует учета направления и силы ветра, а в артиллерии, кроме того, приходится учитывать давление и температуру воздуха, а также распределение плотности воздуха с высотой.

В 1920 г. сильные северные ветры, дувшие в северной части Черного моря с 1 по 7 ноября, согнали воду из северо-западной части Сиваша, а мороз около -8° сковал дно. Это позволило Красной Армии пройти по дну Сиваша и зайти в тыл главной линии белогвардейских укреплений (Турецкий вал), что значительно способствовало успешному взятию Перекопа.

Опыт современных войн в Абиссинии, Испании и Китае показывает, что, несмотря на оснащение армий новейшей техникой, погода продолжает оказывать большое влияние на оперативные планы командования и на ход боевых дей-

ствий. Известно, например, что командованию итальянской оккупационной армии в Абиссинии приходилось строить свои планы применительно к смене периодов сухой и дождливой погоды, отличающихся в тех районах некоторой регулярностью и легко предсказываемых. Дождливый период иногда совершенно лишал оккупантов возможности использовать преимущество техники.

В сообщениях с фронтов Испании и Китая довольно часто встречаются указания на затишья в боевых действиях, происходящие вследствие неблагоприятных условий погоды.

Погода оказывает влияние на действия всех родов войск. Обильные осадки, распутица, поднятие уровней рек стесняют передвижения мото-мехвойск и даже пехоты. Туманы и сильные осадки (особенно снег) затрудняют ориентировку на местности, нарушают зрительные способы связи. Грозы парализуют радиосвязь.

От состояния приземных слоев атмосферы особенно зависит применение химического оружия.

В наиболее сложной зависимости от погоды, по сравнению с другими родами войск, находится боевая работа авиации.

На настоящем этапе развития авиации еще существуют явления погоды, сильно затрудняющие технику пилотирования, а иногда делающие полет опасным и приводящие к вынужденной посадке. К таким явлениям принадлежат, например, некоторые виды обледенения и условия полета в грозовых облаках. Явлениями, часто препятствующими совершению полетов, еще продолжают оставаться туманы, низкая облачность и сильные осадки.

Развитие техники «слепого» полета по приборам, разрешение вопросов «слепой» посадки и борьбы с обледенением, а также повышение квалификации летного состава в преодолении неблагоприятных метеорологических условий значительно снижают зависимость авиации от погоды. Блестящие перелеты героических экипажей тт. Чкалова и Громова через полюс в Америку, полеты т. Молокова в Арктике, перелет тт. Коккинаки и Бряндинского прекрасно иллюстрируют достижения советской авиации в этой области.

Но, отступая перед достижениями авиационной техники, погода продолжает оказывать значительное влияние на использование авиации в военном деле. Погода может заставить изменить время вылета, маршрут, высоту полета, менять строи и порядки. Примеры этого мы всегда можем почерпнуть из практики повседневной работы авиации,

а также из опыта работы авиации на фронтах Абиссинии, Испании и Китая, когда погода или вносила значительные поправки в имевшиеся планы или совершенно парализовала работу авиации.

Таким образом, погода является важнейшим элементом оперативно-тактической воздушной обстановки. Значение метеорологической обстановки для воздушных сил можно сравнить с значением местности для действий наземных войск.

Летчик, принимающий решение о вылете, должен оценить метеорологическую обстановку, ожидаемую по пути предстоящего полета, как с точки зрения возможности встречи с опасными условиями погоды, так и с точки зрения влияния погоды на выполнение боевой задачи. При этом очень часто может встретиться такое положение, когда погода, не представляя никакой опасности и затруднений для техники пилотирования, может оказаться весьма неблагоприятной для выполнения задачи, и наоборот — условия погоды, сильно стесняющие и усложняющие управление машиной, являются наиболее подходящими для достижения поставленной цели.

Так, например, ясная или с очень малой облачностью погода будет способствовать средствам ПВО противника, и полет к цели будет возможен только в составе более или менее значительной группы, обладающей большой скоростью и огневой мощностью. Полет одиночными самолетами или небольшими группами с целью разведки в ясную погоду будет сопряжен с большим риском встречи с истребителями противника. Наиболее подходящей для этой цели погодой будет значительная или даже сплошная облачность. Опыт показывает, что для производства разведки не может явиться помехой даже небольшая высота нижнего края сплошной облачности (например около 100 м). Такая обстановка позволяет скрытно подходить к цели (в облаках или над ними) и, внезапно выходя из облачности над целью, производить необходимые наблюдения и фотографирование. Очевидно, самой благоприятной обстановкой для нападающего будет разорванная облачность (баллов 5—8), что будет позволять вести точную ориентировку и одновременно маскироваться от противника. Вариантов распределения условий погоды по пути полета можно представить себе очень много, и, конечно, каждый из них должен вызвать соответствующее решение летчика в зависимости от поставленной задачи. Совершенно естественно, что принятие правильного решения и выполнение задачи значительно облегчатся, если летчик перед вылетом заранее

будет знать ту метеорологическую обстановку, в которой ему придется действовать. Это остается верным даже, если бы она была неблагоприятной, так как не всегда боевая обстановка позволит выждать благоприятной погоды. Отсюда вытекает необходимейшее требование, чтобы, перед тем как подниматься в воздух, каждый экипаж сам тщательно изучал метеорологическую обстановку.

При этом метеорологическая обстановка должна учитываться как с точки зрения изучения настоящего состояния погоды в районе предполагаемого полета, так и с точки зрения возможных ее изменений за время совершения полета.

Опыт показывает, что пилот, умеющий самостоятельно «читать» карты погоды и разбираться в явлениях погоды, никогда не имеет неприятных последствий от встреч с неблагоприятной погодой. Одновременно имеются случаи аварий и даже катастроф, явившихся следствием того, что экипаж или совсем не знал метеорологической обстановки, или же, имея предупреждение от метеослужбы об опасных явлениях погоды, не отнесся к нему с должным вниманием.

Таким образом, для того чтобы грамотно использовать метеорологическую службу в целях обеспечения безопасности полетов и не иметь неожиданных встреч с неблагоприятными или опасными явлениями погоды, каждый летчик, каждый авиационный командир должны:

- 1) иметь представление о физическом состоянии атмосферы и о способах наблюдения и измерения физических величин, характеризующих погоду;
- 2) знать организацию метеослужбы и ее возможности;
- 3) уметь «читать» карты погоды и делать самостоятельные выводы из них;
- 4) уметь разбираться в явлениях погоды;
- 5) иметь навыки по учету метеорологической обстановки при принятии решения перед вылетом и во время выполнения полетного задания.

2. ЧТО ТАКОЕ АТМОСФЕРА

Воздушная оболочка, окружающая земной шар, называется атмосферой.

Атмосферный воздух состоит из множества крайне мелких частичек — молекул (невидимых даже в микроскоп), движущихся во всех направлениях с огромной быстротой, сравнимой со скоростью ружейной пули, и непрерывно

отталкивающих друг от друга и от поверхности земного шара, подобно бильярдным шарам.

Действие силы тяжести заставляет молекулы скопляться у поверхности земного шара, с высотой число их убывает, приблизительно, на каждые 5 км на половину своего количества.

Солнечные лучи, падающие в атмосферу, частично поглощаются ею, частично рассеиваются ее молекулами, что особенно сильно сказывается на коротких волнах света (синие и фиолетовые лучи), в силу чего небо нам кажется синим. Но большая часть лучей беспрепятственно проходит через толщу атмосферы и достигает земной поверхности. Когда в воздухе находятся частички пыли или дыма, воздух теряет свою прозрачность, появляется дымка.

Атмосферный воздух является смесью газов. У земли его объемный состав следующий: 78% азота, 20,4% кислорода, 1% аргона.

Кроме того, в нем почти всегда имеются водяной пар (в очень изменчивых пропорциях — от 0 до 4%), углекислый газ и следы так называемых редких газов (ксенон и др.).

Если бы атмосфера находилась в полном равновесии, то тяжелые газы, по мере увеличения высоты, уступили бы место газам легким. Таким образом, содержание азота должно было бы увеличиваться, а кислорода — уменьшаться. Но вертикальные потоки, которыми атмосфера постоянно перемещивается, обеспечивают почти постоянный состав воздуха по крайней мере до высоты 20 км. Пробы воздуха, взятые при подъемах советских стратостатов, вполне это подтверждают.

Водяной пар составляет исключение, так как источником его является поверхность земли. Благодаря этому, а также вследствие того, что при низких температурах в атмосфере может содержаться только небольшое количество влаги в одном кубометре воздуха, количество водяного пара с высотой быстро уменьшается.

Атмосфера не имеет точной границы и по мере увеличения высоты, постепенно разрежаясь, переходит в безвоздушное межпланетное пространство. Поэтому, когда говорят о высоте атмосферы, пользуются наблюдениями над некоторыми явлениями в качестве доказательства существования некоторой плотности воздуха, еще довольно заметной на значительных высотах.

Так, оценивают толщину атмосферы по продолжительности сумерок. Когда солнце скроется за горизонтом, земля продолжает освещаться светом, который

солнце еще посылает в верхнюю часть атмосферной оболочки и который отражается оттуда на землю.

Вычисления показывают, что крайние слои оболочки, способные рассеивать свет, расположены на высоте 60 км.

Иногда наблюдаются так называемые светящиеся облака. Средняя высота их оказалась равной 80 км.

Почти каждую ночь можно наблюдать падающие звезды, т. е. кусочки или осколки небесных тел. Они врываются в атмосферу с космической скоростью (50—70 км/сек), накаляются от трения о воздух до белого каления и этим свечением обнаруживают свое присутствие. Свечение показывается на высоте около 300 км. Следовательно, на этой высоте воздух еще достаточно плотен для того, чтобы тепло, образовавшееся от трения твердого тела о частицы воздуха, могло вызвать явления света.

Северные сияния имеют максимум своей частоты на высоте около 100 км, но некоторые лучи достигают более чем 1 000 км.

Наконец, изучение распространения коротких волн при радиопередачах приводит к допущению существования оболочки, способной возвращать обратно к земле электрические волны (зона ионизации), на высоте не меньше 100 км.

Хотя при подъемах на высоты, доступные в настоящее время человеку, состав атмосферы практически остается неизменным, но с уменьшением давления наступающее разрежение воздуха играет значительную роль. Если давление воздуха на высоте около 5 000 м составляет, приблизительно, лишь половину давления, имеющегося на земле, содержание кислорода на этой высоте падает также на половину количества, имеющегося у земли. Это падение содержания кислорода имеет большое значение как для летчика, так и для мощности мотора самолета. Летчик на высоте 5 000 м, при одинаковой глубине вдоха, получает только половину привычного количества кислорода, и через некоторое время недостаток кислорода отражается на его организме в виде различных явлений физического недомогания. Посредством глубокого и более частого дыхания недостаток кислорода может быть частично возмещен, но обыкновенно пребывание на больших высотах возможно только при помощи искусственного введения кислорода. Вследствие напряжения, вызываемого летной работой, недостаток кислорода ощущается на меньших высотах, чем можно было бы ожидать по лабораторным опытам, и поэтому принято вдыхать искусственно кислород уже с высот 4,5—5 км.

Мотор самолета при увеличении высоты также страдает

от недостатка кислорода. Число оборотов мотора падает с высотой.

На очень больших высотах (свыше 50 км) изменяется также и процентное содержание различных газов в составе воздуха, поскольку отсутствующее там вертикальное перемешивание обуславливает распределение газов по их плотности. Но пока мы еще очень мало знаем об атмосфере больших высот. Теоретически вычисляют содержание отдельных газов для больших высот и получают следующие объемные проценты.

Состав атмосферы на больших высотах (объемные проценты)

Высота, км	30	40	50	100
Азот	84,2	86,5	87,5	3,0
Кислород	15,2	12,6	10,3	0,0
Водород	0,2	0,7	2,9	96,4

Таким образом, с высотой более тяжелые газы исчезают в процентном отношении все больше и больше. Кислородно-азотная атмосфера нижних 20 км с увеличением высоты все более переходит в водородную атмосферу, которая достаточно заметна уже на высоте 50 км. На высоте 80 км преобладает только легкий водород. Наступают ли в этой водородной атмосфере дальнейшие изменения ее состава, пока еще неизвестно.

3. МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ АТМОСФЕРЫ

Имеющиеся в настоящее время сведения о нижних слоях атмосферы (до 25—30 км) получены при помощи зондирования, выполняемого всеми возможными способами. Сначала производили наблюдения, поднимаясь на горы. Например, известный ученый — Паскаль, впервые провел в 1648 г. знаменитое исследование изменения давления с высотой на горе Пюи-де-Дом.

С появлением в конце XVIII столетия воздушных шаров физики той эпохи несколько раз использовали их для постановки опытов в новых условиях, резко отличных от лабораторных.

Однако, чтобы достигнуть систематического изучения такой беспрестанно изменяющейся среды, как атмосфера,

зондирования ее должны быть многочисленными и достаточно частыми.

Поднимать приборы на привязном шаре очень дорого и, кроме того, трудно достигнуть больших высот. Помимо этого, метод может оказаться неприменимым именно тогда,

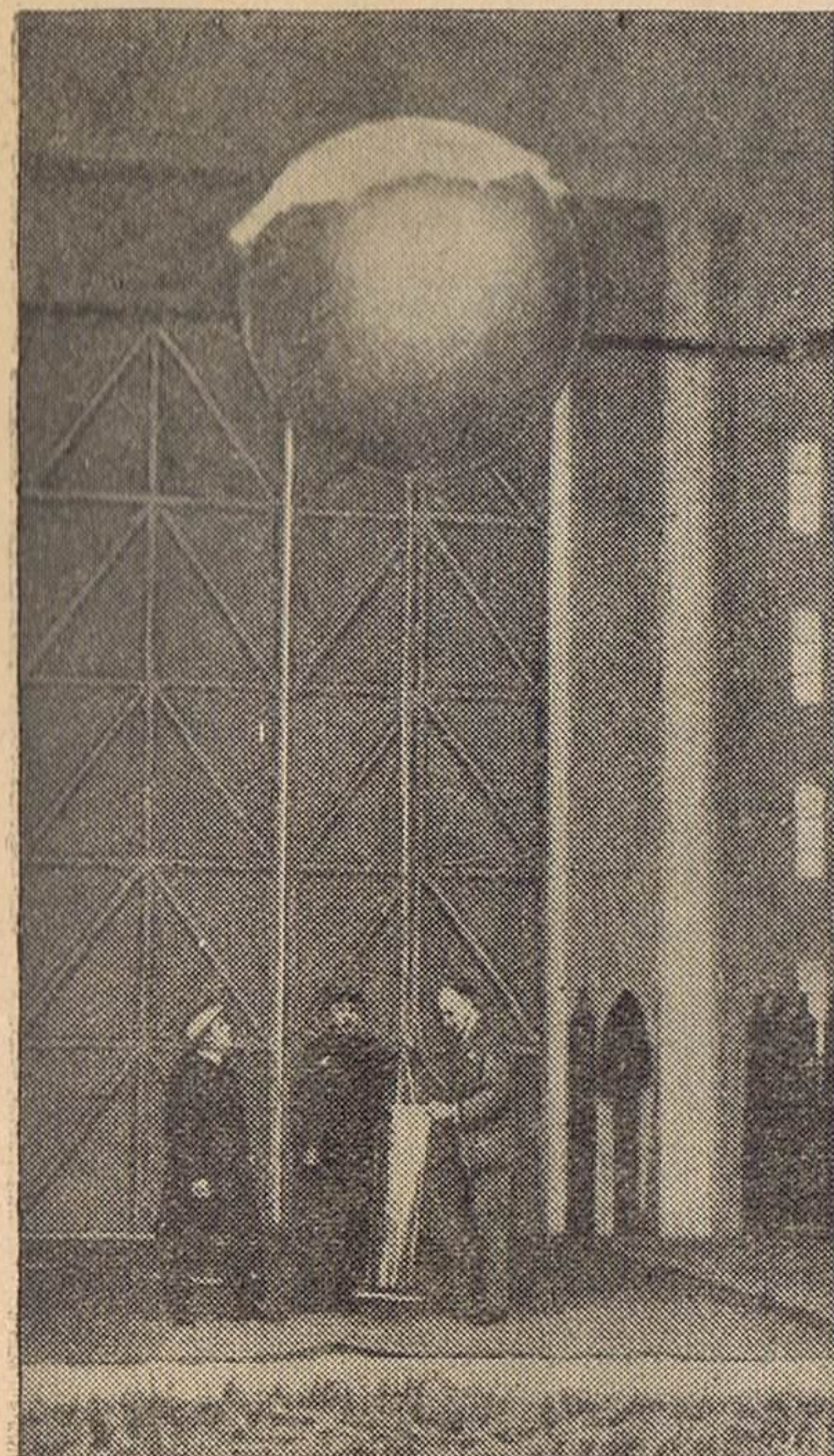


Рис. 1. Шар-зонд

В 1900 г. ученый Ассман ввел в употребление резиновые шары-зонды, применяемые повсеместно и по сей день. Шары-зонды поднимаются до 40 км. Они снабжаются самопишущими приборами с часовым механизмом, которые дают на ленте своего барабана автоматическую запись давления воздуха, температуры и влажности.

Лента покрывается копотью, и запись осуществляется процарапыванием кривых на этой копоты. Так делается потому, что на больших высотах, вследствие крайне низких температур (ниже -50°), замерзают даже специальные чернила.

На рис. 2 показан такой комбинированный прибор, получивший название метеорографа.

когда наблюдения будут наиболее интересными. Для устранения этих недостатков научно-исследовательская мысль в 1892 г. предложила применение свободных шаров-зондов, снабженных регистрирующими аппаратами (рис. 1).

Шары-зонды вначале изготовлялись из бумаги; они имели автоматическую систему выгрузки балласта для сохранения их начальной подъемной скорости и разрывались сами по себе через некоторое время, освобождая аппараты и их парашют, поставленный для смягчения удара приборов о землю. Этот метод, применявшийся в течение 1898 г., привел к открытию существования двух зон атмосферы, термически различных, названных тропосферой и стратосферой.

К наполненному водородом шару привязываются метеорограф и дополнительный шар меньших размеров, служащий как бы парашютом. После того как лопнет главная оболочка, малый шар медленно опускает прибор на землю, а по приземлении является указателем места падения прибора, облегчая его обнаружение. В прибор вкладываются объяснительная записка и адрес, куда должен быть доставлен найденный прибор.

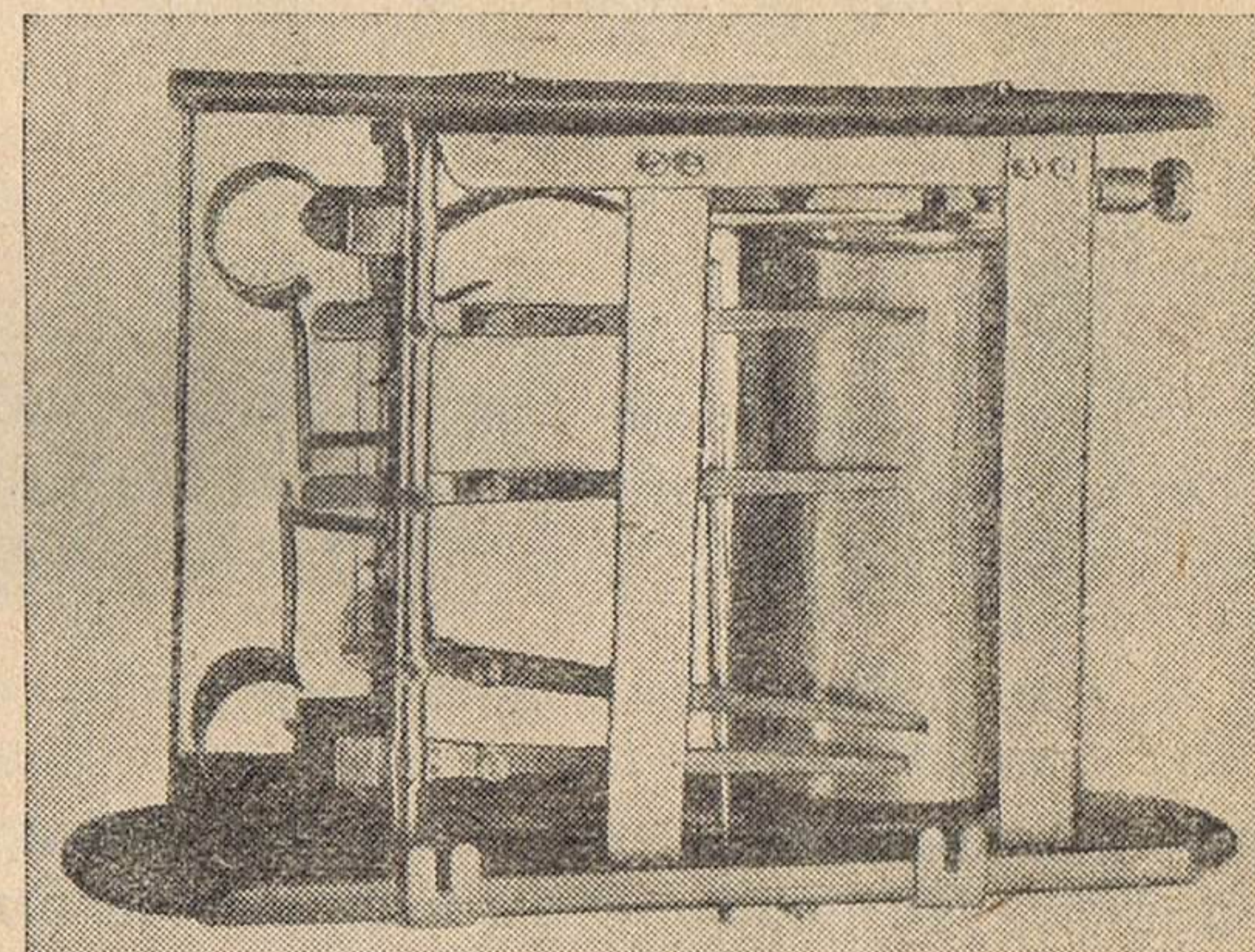


Рис. 2. Метеорограф

Для обработки диаграмм необходимо ожидать возвращения в обсерваторию приборов, приземлившихся в неизвестных точках, иногда за многие сотни километров. Шар-зонд, таким образом, может служить лишь для производства общеметеорологических исследований, но неприменим для предсказания погоды и для обслуживания воздушной навигации, которые требуют, чтобы результаты наблюдений стали известны почти мгновенно.

Для этой цели пользуются методом зондирования атмосферы с помощью метеорографа, установленного на самолете.

На рис. 3 показан самолетный метеорограф, а на рис. 4 — готовый к отправлению самолет, оборудованный метеоприборами. На переднем плане рисунка виден метеорограф, прочно укрепленный на стойках.

За короткий промежуток времени самолет достигает высоты 5, а иногда и более тысяч метров и по возвращении привозит с собой автоматическую запись хода метеорологических элементов.

Самолетный метеорограф также регистрирует давление,

температуру и влажность, поэтому этот метод позволяет через час-полтора после полета сообщить метеорологиче-

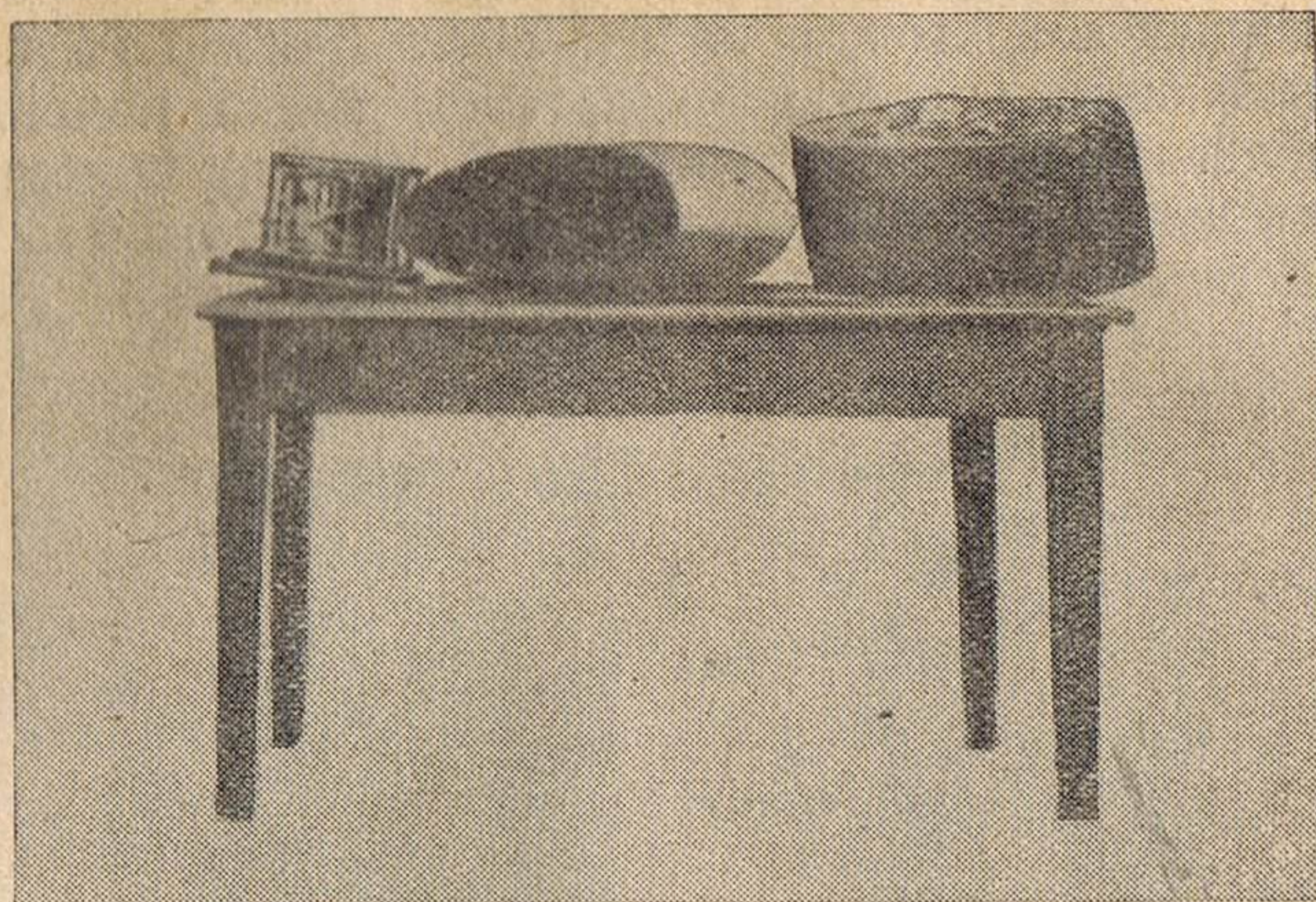


Рис. 3. Самолетный метеорограф

ской станции «вертикальный разрез» атмосферы вплоть до предельной достигнутой самолетом высоты, чего вполне достаточно для текущих потребностей и метеорологического обслуживания воздушной навигации.

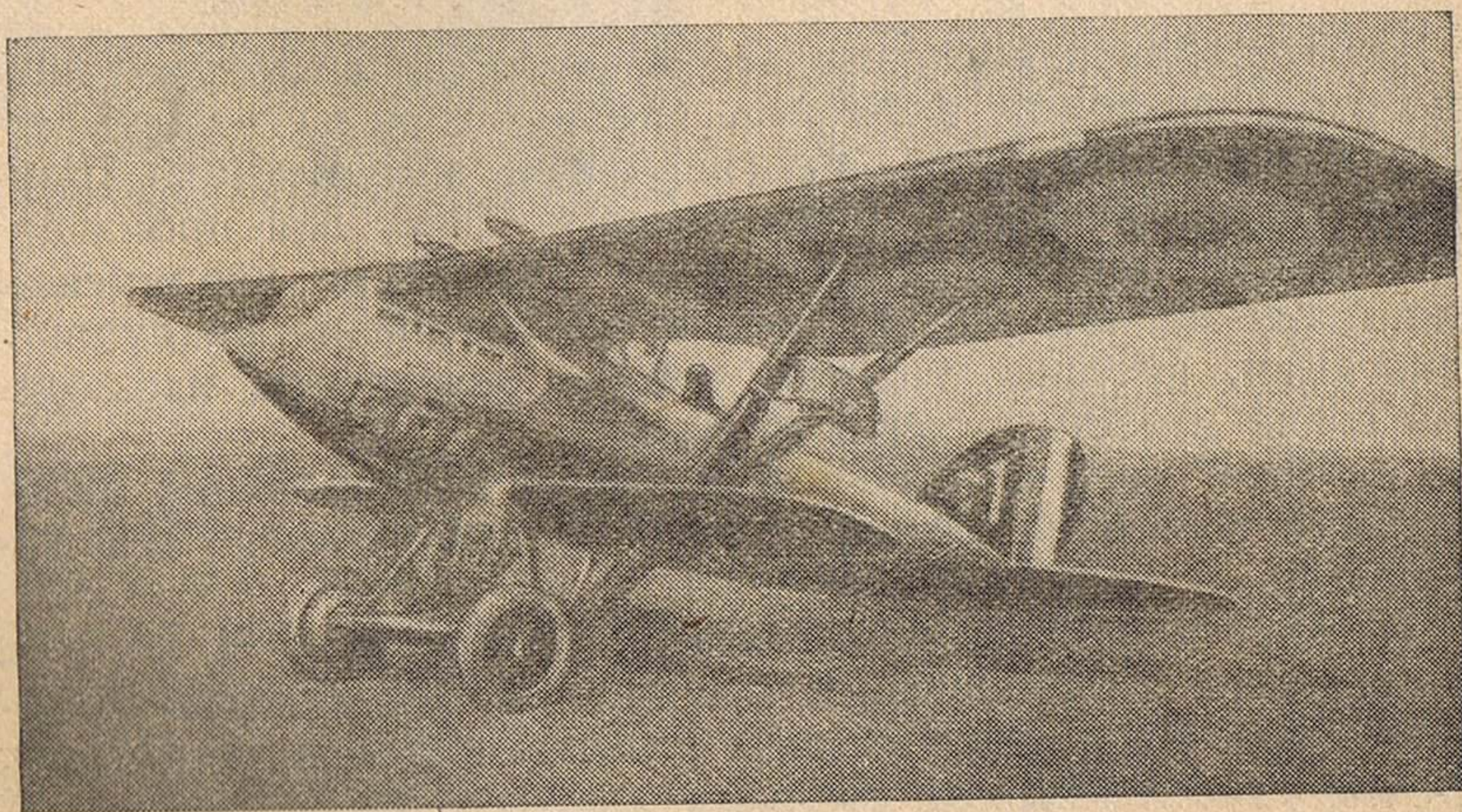


Рис. 4. Установка метеорографа на самолете

Преимущество зондирования самолетом заключается также в том, что при каждом подъеме летчик-наблюдатель ве-

дет подробную запись явлений, не регистрируемых прибором (облака, осадки, «болтанка» и др.).

В настоящее время это самый быстрый и надежный способ зондирования атмосферы для оперативной работы. В важнейших странах Европы, в США и у нас в Союзе функционирует уже целая сеть пунктов, где производится зондирование самолетом.

Однако, на регулярность зондирования атмосферы самолетом оказывает действие плохая погода; поэтому сведения, получаемые этим способом, могут иметь пробелы как раз при наиболее интересных, с точки зрения метеорологии, условиях.

В целях ликвидации этих пробелов, недавно было изобретено новое средство зондирования атмосферы — радиозонд, который может применяться как самостоятельно, так и в дополнение к самолетному зондированию.

Радиозонд (рис. 5) представляет собой маленький коротковолновый передатчик, который автоматически посылает сигналы значения давления, температуры и влажности, измеренных воспринимателями, как и у обычного метеорографа. Сигналы радиопередатчика идут по особому коду в форме точек и тире и принимаются наземной радиоприемной станцией метеорологической обсерватории.

Прибор подвешивается к оболочке шара-зонда, который в свободном полете поднимается со скоростью 300—350 м в минуту. Уходя в высь, шар-зонд одновременно сносится ветром в горизонтальном направлении и расстояние от места выпуска быстро возрастает. Однако, мощность передатчика вполне достаточна для того, чтобы его сигналы были слышны с расстояния 30—40 км и более. Все приборы вместе с батареями питания весят около 1 кг в старых моделях и от 400 до 600 г — в новых. Прибор снабжен амортизирующим устройством, смягчающим толчки, поэтому при падении он особенно не страдает, и если только его удастся отыскать, после небольшого ремонта может быть выпущен вновь. Особенно интересна в наших приборах замена часового механизма специальным пропеллером, реагирующим только на вертикальный поток воздуха, который возникает от движения шара-зонда вверх. Пропеллер приводит во вращение механизмы, служащие для подачи сигналов о метеорологических элементах. Считается, что зонд поднимается, приблизительно, с постоянной скоростью. При спуске шара-зонда сигналы прекращаются.

Для того чтобы избежать нагрева солнечными лучами, зонды выпускаются в ночное время или очень рано утром. Ввиду легкости прибора и нежелательности нагрузки его,

искусственная вентиляция отсутствует и он продувается только вертикальным потоком. Радиозонды достигают огромных высот, и проникание их в стратосферу является обычным.

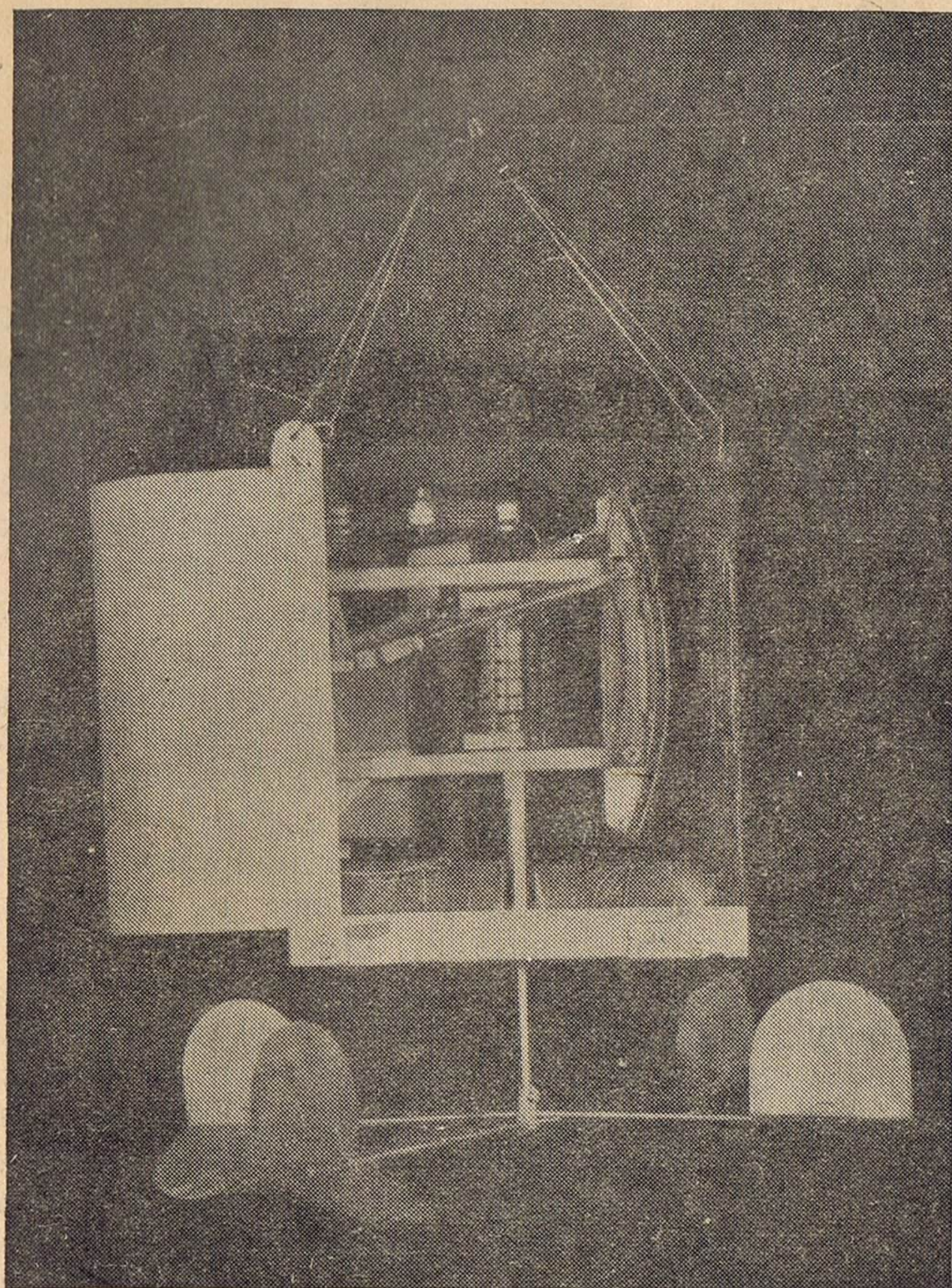


Рис. 5. Радиозонд

Недостатком этих приборов является относительная точность их показаний, поскольку два с виду совершенно одинаковых зонда дают в показаниях значительные расхождения.

Матерчатый или бумажный змей клеточного типа для зондирования атмосферы запускается на тонкой стальной проволоке, накручивающейся на механический

горизонтальный ворот. На расстоянии нескольких метров от змея подвешивается метеорограф, могущий регистрировать, помимо указанных выше элементов, и скорость ветра.

Несмотря на тонкость проволоки, она при длине в несколько километров приобретает значительный вес, и для подъема змея на 4 000—5 000 м необходимо несколько матерчатых змеев, составленных в «поезд».

Змеи редко поднимаются выше 5 000—6 000 м (рекордная высота — около 10 000 м), и их невидимые издали тросы представляют значительную опасность для самолетов многочисленных авиатранспортных линий, бороздящих теперь сельскую местность. Поэтому употребление змеев для зондирования атмосферы в наши дни все более и более сокращается.

Преимущество змея — возможность длительного зондирования на разных, желательных в каждом отдельном случае, высотах.

Привязной аэростат позволяет непрерывно производить наблюдение атмосферных элементов по всей толщине воздушной оболочки, которую он проходит (обычно 4 000 м). Кроме того, при последовательных подъемах и спусках он позволяет произвести ряд исследований, которых никакой другой аппарат не допускает с такой же легкостью.

К несчастью, привязной аэростат (настоящая метеорологическая высотная станция и на желаемой высоте) требует на земле значительного помещения, многолюдного специализированного персонала для его обслуживания и маневров и расхода значительного количества водорода. Наконец, так же как у змеев, кабель (трос), особенно находясь по соседству с аэродромом, представляет опасность для пролетающих самолетов.

Метеорологическая ракета. Метеорологи, интересующиеся все более и более детальным изучением низких слоев атмосферы, в частности «слоем завихрения», применяют еще один прибор, который позволяет производить быстро и экономично большое число зондажей. Это — метеорологическая ракета.

В верхней части гильзы ракеты укреплен легкий метеорограф (весом 150 г), заключенный в металлический цилиндр и снабженный шелковым парашютом.

Когда ракета достигает предельной высоты, легкий заряд пороха выбрасывает метеорограф, который, спускаясь на парашюте, регистрирует значения метеорологических элементов (температуры, давления и влажности). Достигаемая

такими ракетами высота составляет от 1 000 до 1 500 м; но надеются ее значительно увеличить. Этот метод очень интересен для изучения на заданных высотах характерных изменений определенной массы воздуха. Кроме того, ракетный метеорограф с парашютом может быть сброшен с самолета или с планера для изучения термического строения отдельных участков атмосферы.

Метод ракетного зондирования весьма дешев, прост и начинает применяться в виде опыта во Франции и у нас в Союзе.

Тропосфера и стратосфера. Уже первые подъемы приборов на значительную высоту обнаружили, что атмосфера разделяется на два слоя, резко отличных один от другого по температурным и другим условиям. Обычно, при подъеме на некоторую высоту наблюдается понижение температуры, определяемое в среднем в $0,6^\circ$ на каждые 100 м. Это понижение наблюдается круглый год, и поэтому даже в самую жаркую погоду на высотах в 8—10 км стоят сильнейшие морозы, порядка -40 — -50° . В зимнее время температура опускается еще ниже.

Оказалось, что такое понижение температуры наблюдается в наших широтах до высоты 10—11 км; выше же падение температуры или замедляется или прекращается, а иногда она даже немного повышается.

Несмотря на то, что регистрирующие приборы достигали высот 25—30 км и более, такой ход температуры с высотой сохранялся. Слой, где наблюдается постоянное понижение температуры с высотой, получил название **тропосферы**. Толщина его колеблется по времени года и по широтам. Так, в полярных областях он ограничен высотами в 6—8 км, в умеренных широтах — 10—12 км и на экваторе достигает 16—18 км.

Этот слой является своего рода «лабораторией погоды», так как все явления погоды зависят от процессов, происходящих в тропосфере, главным образом от восходящих и нисходящих движений воздуха. Изучению явлений, совершающихся в тропосфере, и посвящены последующие разделы книги.

Слой атмосферы, характеризующийся постоянством в распределении температуры, начиная с указанных выше пределов, получил название **стратосферы**. Нижняя граница стратосферы определяется прекращением падения температуры с высотой, а чаще всего даже повышением ее; кроме того, там заметно ослабевает и скорость ветра. О верхней границе стратосферы на сегодняшний день мы знаем очень мало и то по косвенным соображениям, так

как ни один прибор ее не достигал. Считают, что граница стратосферы должна лежать на высоте не менее 80 км.

Переход от тропосферы к стратосфере совершается постепенно, имея промежуточный слой толщиной 0,5—1,0 км; в редких случаях этот слой измеряется всего лишь сотнями метров. Этот переходный слой называется **тропопаузой**.

До развития авиационной техники стратосфера мало интересовала авиационные круги, так как «потолок» самолета целиком умещался в границах тропосферы. В настоящее же время самолет все чаще и чаще поднимается выше 10 км и проникает в стратосферу. Естественно, что в связи с этим возник вопрос и о метеорологической обстановке в этой области. Оказалось, что в стратосфере, по сравнению с тропосферой, с точки зрения погоды имеется ряд преимуществ. Средняя температура там чрезвычайно низка, порядка -55° , но зато в стратосфере мы уже не встречаем облаков, которые никогда не образуются на таких высотах. Туда не проникают так называемые циклоны со штормовыми ветрами и плохой видимостью, нарушающие графики движения и чрезвычайно усложняющие технику пилотирования. Завихрения, с которыми связаны многие неудобства, в стратосфере менее заметны. По причине низких температур и отсутствия облаков совершенно исчезает опасность обледенения самолета.

Интерес к стратосфере возрастает и в связи с тем, что при одной и той же мощности мотора можно добиться скоростей, значительно больших, чем на низкой высоте, за счет меньшего сопротивления разреженного воздуха.

Завоевание стратосферы имеет большое значение для боевой авиации, так как полет на больших высотах уменьшает опасность зенитного огня и способствует скрытому подходу к цели.

Стратосфера начала интересовать и артиллеристов, так как снаряды современных дальнобойных орудий достигают вершиной своей траектории высот порядка 12 км и более.

ГЛАВА ВТОРАЯ

МЕТЕОРОЛОГИЧЕСКИЕ ЭЛЕМЕНТЫ

4. ПОГОДА КАК КОМПЛЕКС МЕТЕОРОЛОГИЧЕСКИХ ЭЛЕМЕНТОВ

В общежитии очень часто состояние погоды характеризуют коротко: плохая, хорошая, пасмурная, ясная, теплая, холодная, ненастная и т. д., и в большинстве случаев такого определения бывает вполне достаточно.

Однако, при принятии решения на вылет авиации такое короткое определение погоды уже не годится. В этом случае необходимо бывает сообщить летчику ожидаемые силу и направление ветра, температуру, количество, форму, высоту и толщину облачности, условия видимости и пр., т. е. надо указать целый ряд физических явлений и величин. Эти физические явления и величины (ветер, облачность, температура, влажность, давление воздуха, видимость) называются элементами погоды, или метеорологическими элементами. Таким образом, под погодой понимается физическое состояние атмосферы в данный момент в каком-нибудь пункте или районе, характеризующее комплекс метеорологических элементов.

Если нам сообщат из какого-нибудь пункта, что там в данный момент такие-то ветер, облачность, температура, видимость и т. д., то мы легко составим себе представление о том, какая в этом пункте сейчас погода.

Вопрос же о том, летная это погода или нелетная, хорошая или плохая, благоприятная или неблагоприятная, будет решаться в зависимости от качества и оборудования самолета, опытности летчика, характера полетного задания и прочих условий. Так как физическое состояние атмосферы зависит главным образом от распределения тепла, получаемого земной поверхностью и атмосферой от солнца, то в первую очередь мы рассмотрим их тепловое состояние.

5. РАСПРОСТРАНЕНИЕ ТЕПЛОТЫ

Теплота распространяется в атмосфере тремя различными способами, а именно: теплопроводностью, конвекцией и излучением.

Теплопроводность. Мы не можем прикоснуться, чтобы не обжечься, к неизолированной ручке металлического сосуда, полного кипящей водой. Следовательно, тепло воды распространилось по металлу. Говорят, что металл — «хороший проводник» тепла.

Но когда ручка сосуда сделана из дерева, мы можем безнаказанно держать ее всей рукой. Дерево «плохо проводит» тепло.

Способ распространения тепла через материальное тело называется теплопроводностью (кондукцией). Все тела проводят тепло, но в различной степени. Газ, в частности воздух, проводит его очень плохо.

Конвекция. Воздух может передать тепло путем движения, возникающего от разности температур. Около нагретой печи соприкасающийся с ней воздух поднимается, освобождая место для окружающего более холодного воздуха, который в свою очередь тоже нагревается, и т. д. Печь нагревает всю комнату, потому что вся масса воздуха обтекает последовательно изразцы печи.

Такому переносу тепла посредством находящегося в движении воздуха (материи) дали название конвекции.

Излучение. Если приблизиться к нагретой трубе, то лицо почувствует тепло, а спина останется холодной. Если же между собой и трубой поместить ширму, то тепло от трубы больше не чувствуется. Таким образом, существует способ распространения тепла через излучение, аналогичное излучению света.

Все тела излучают в какой-либо степени энергию в виде волн, лучей, распространяющихся в пустоте со скоростью света (300 000 км/сек). Когда лучистая энергия встречает материальное тело, она частично поглощается им и превращается в тепло.

Различные тела поглощают тепло по-разному, в зависимости от цвета, поверхности. Известно, что черный цвет способствует поглощению тепла, тогда как белая или блестящая поверхность нагревается слабо. Все это происходит вне зависимости от степени нагретости окружающего пространства.

6. ПРИХОД И РАСХОД ТЕПЛА В АТМОСФЕРЕ

Излучаемая солнцем энергия доходит до нас через межпланетное пространство, поглощается атмосферой и землей и проявляется в форме теплоты.

Жизнь на земной поверхности, во всем ее многообразии, обуславливается теми потоками энергии, которые врываются в нашу атмосферу в форме солнечной радиации. Общий приток этой энергии громаден. Нужно 600 000 лет сжигать весь добываемый человеком горючий материал, чтобы получить то количество тепла, которое солнце посылает на земную поверхность в течение одного года. Солнечная энергия приводит в движение сложный механизм воздушных и морских течений; под влиянием солнечных лучей происходит испарение с земной поверхности: пары поднимаются вверх, переносятся воздушными течениями в другие части земной поверхности, сгущаются и падают в форме различного рода осадков (дождь, снег и др.), которые по рекам попадают в моря.

Солнечные лучи нагревают земную поверхность, и тепло это постепенно передается от слоя к слою как вглубь, так и в атмосферу и обуславливает в почве и атмосфере тот запас тепла, который столь необходим для всякой органической жизни. Световая часть солнечной энергии создает наше дневное освещение и все разнообразие оптических явлений (радуга, голубой цвет неба, круги около солнца).

В силу сказанного изучение количества и распределения солнечной энергии на земной поверхности и в ее атмосфере составляет важнейший раздел физики земного шара.

Напряжение солнечной энергии измеряется различными способами. Простейший из них заключается в следующем. Представим себе мысленно вырезанный из общего потока солнечных лучей пучок, сечение которого равно одному квадратному сантиметру. Поставим на пути пучка зачерненную пластинку и подержим ее перпендикулярно солнечным лучам одну минуту. Падающая на нашу пластинку лучистая энергия поглощается и превращается в тепло, которое может быть измерено. То количество энергии, которое несет этот пучок в одну минуту, называется солнечной радиацией и численно обозначается в малых калориях. Оно характеризует то количество тепла, которое получает в одну минуту каждый квадратный сантиметр поверхности, поставленной перпендикулярно солнечным лучам.

В ходе солнечной радиации существует дневная и го-

довая периодичность. От восхода солнца, в ясный день, солнечная радиация постепенно возрастает, достигает максимума в полдень и затем падает к закату.

Дальнейшие наблюдения показали, что дневной ход радиации более сложен: в некоторые летние дни максимум наступает раньше полудня (в 10—11 часов), после чего напряжение падает и достигает нового повышения к 14—15 часам. Это связано с возникающими от нагревания воздуха струями, которые вызывают некоторое оптическое помутнение в атмосфере и ослабление радиации. Кроме того, поднимаются водяные пары и пыль. С момента перемешивания воздуха, после полудня, условия для прохождения солнечных лучей вновь улучшаются, и радиация достигает второго максимума.

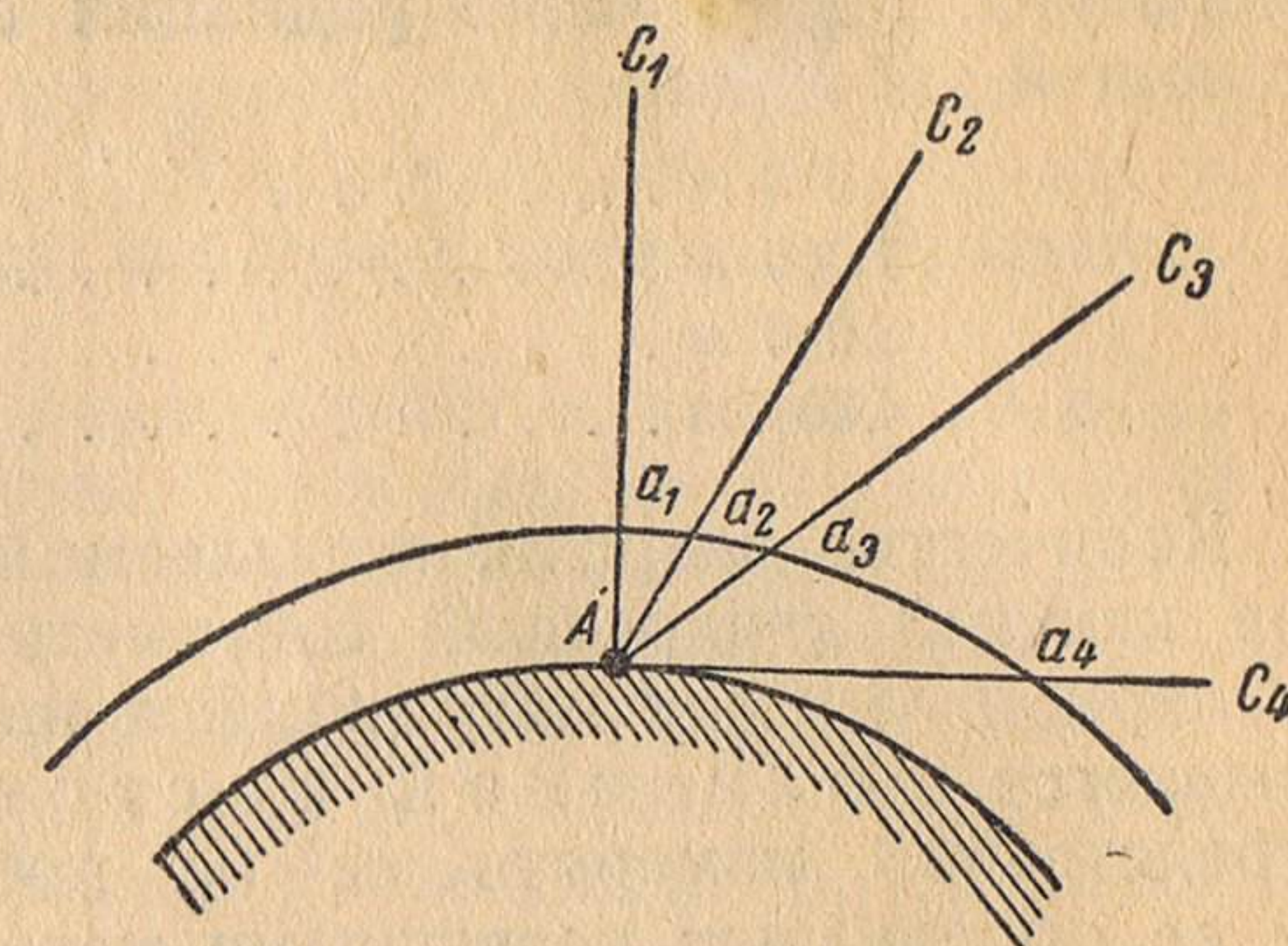


Рис. 6. Поглощение солнечных лучей атмосферой

Солнечным лучам приходится пересекать атмосферу под различными углами падения (рис. 6) и, следовательно, проходить различные толщи воздуха. Когда солнце в зените, лучи его, прежде чем достигнуть места наблюдения А, должны пройти толщу атмосферы Aa_1 . По мере снижения солнца к горизонту, масса атмосферы, лежащая на пути луча, постепенно увеличивается (Aa_2 , Aa_3 , Aa_4) и вместе с тем увеличивается поглощение и ослабевает радиация. Поэтому нормально наибольшая сила солнечных лучей наблюдается в полдень.

В явлении солнечной радиации существует также годовой ход. В различные времена года полуденная высота солнца различна; изменяется также долгота дня. Годовой ход поэтому выражается изменением полуденного напряжения солнечных лучей, а также изменением общей дневной продолжительности радиации. Но такой простой ход радиации значительно осложняется присутствием пыли и водяных паров в атмосфере. Зимний воздух много чище, чем летом, а водяных паров в нем значительно меньше. Поэтому низкое стояние солнца зимой частично компенсируется большой прозрачностью воздуха. Наблюдения в Слуцке (Ленинград) дают значения радиации 0,85 малой

калории в декабре и 1,36 в апреле; в Киеве 1,14 (декабрь) и 1,3 (май).

Если постепенно подниматься над уровнем моря, то толщина поглощающего слоя, остающегося у нас над головой, будет постепенно уменьшаться, а напряжение солнечной радиации увеличиваться. При одном из подъемов на гору (высотой 3 500 м) вода, находившаяся в вычерненном медном сосуде, закрытом двумя пластинками стекла, закипела, в то время как кругом господствовала весьма низкая температура. Возрастание радиации с высотой видно из следующей таблички:

500 м	1,10 кал
1 000 м	1,24 „
3 000 м	1,49 „
4 000 м	1,57 „

Количество энергии, посылаемой солнцем в одну минуту на каждый квадратный сантиметр поверхности, перпендикулярной лучам и находящейся на границе атмосферы, называется солнечной постоянной. Конечно, непосредственно измерить ее не представляется возможным и ее определяют косвенными методами с некоторой долей приближения. В настоящее время солнечная постоянная считается равной 1,94 кал. Изучение ее имеет большое значение для определения постоянства солнечной радиации и подсчета общего теплового баланса земли.

До сих пор мы рассматривали приход тепловой энергии. Но поверхность земли постоянно теряет также некоторый запас тепла. Этот расход идет различными путями: часть солнечных лучей отражается от земной поверхности, другая передается воздуху путем теплопроводности, наконец, третья теряется путем лучеиспускания. У нас нет точных данных о температуре межпланетного пространства, но она во всяком случае крайне низка; поэтому наша земля постоянно лучеиспускает тепло к этой холодной среде. В дневные часы расход этот покрывается с избытком притоком тепла от солнца, но во всей своей силе он проявляется в ночные часы, почему эту потерю тепла и называют ночным лучеиспусканием. Особенно резко сказывается ночное охлаждение в пустынях. Так, например, в Сахаре ночью вода может замерзать в мехах, в то время как днем температура поднимается до 40° в тени.

Наблюдения показывают, что ночное лучеиспускание всего сильнее при ясной и тихой погоде. Туман уменьшает потерю тепла до нуля. Если на

открытой почве поставить термометр и сделать над ним навес из сукна или войлока, то эта защита предохранит часть почвы от охлаждения. Роль такого покрова играют облака, особенно низкие и плотные. Высокие облака, вследствие своей низкой температуры, оказывают лишь слабое действие. Ночное лучеиспускание уменьшается вообще с увеличением количества паров в атмосфере.

Лучеиспускание бывает также и днем. Мы часто можем видеть, как снег в тени не тает при ясной погоде, когда даже в тени 6—7° тепла. В полярных странах при облачном небе вода не замерзает при — 1°, а при ясной погоде и штиле в промежутках между льдинами обильно образуется молодой лед при 0°.

Следовательно, водяные пары играют в атмосфере роль регулятора: с одной стороны, поглощая часть солнечной радиации, они предохраняют поверхность земли от сильных нагреваний; с другой — ослабляют интенсивность ночных охлаждений. Ночное охлаждение зависит от физических свойств охлаждающихся тел и испускательной способности их поверхности. Белые и блестящие поверхности охлаждаются слабее, чем черные и шероховатые.

В ясную ночь трава охлаждается сильнее, чем почва, лишенная растительности. Разность температур воздуха и почвы в ясную тихую ночь может достигать 6—8 и более градусов. Особенно сильно лучеиспускает поверхность чистого снега; здесь находили разности до 15°.

Из сказанного видно, что ночное охлаждение имеет место во всех широтах, независимо от географического положения места. Оно достигает наибольшей интенсивности при ясной и тихой погоде. Присутствие паров и пыли уменьшает теплопрозрачность атмосферы и ослабляет лучеиспускание почвы. На высоких горах, где воздух прозрачнее, лучеиспускание проявляется сильнее; в морском климате — слабее и при переходе к континентальному климату увеличивается. В Европе ночное охлаждение увеличивается по мере перемещения от западных берегов к востоку.

Утренники. В ясные ночи, когда почва сильно охлаждена, охлаждается также прилегающий слой воздуха. Пары, находящиеся в этом слое, также охлаждаются, приближаются к состоянию насыщения и выпадают в виде росы или инея (если температура опустится ниже 0°). Эти утренники, или заморозки, наиболее опасны поздней весной, а также осенью.

Осенние заморозки бывают настолько сильными, что создают угрозу замерзания воды в радиаторах самолетов,

стоящих на открытом воздухе. Опасно то, что заморозки появляются после ясного и теплого дня, когда, казалось бы, трудно ожидать такого сильного понижения температуры. В задачу метеослужбы ВВС входит предупреждение аэродромов о ночных заморозках.

7. ТЕПЛОВОЕ СОСТОЯНИЕ НИЖНИХ СЛОЕВ АТМОСФЕРЫ

Между температурой почвы или воды (как принято называть в метеорологии, «подстилающей поверхности»), с одной стороны, и температурой воздуха — с другой, существует тесная связь. Эту связь можно выявить путем сравнения средних температур подстилающей поверхности и воздуха как в суточном, так и в годовом ходе. Так, например, в суточном ходе, в ночные часы температура почвы обычно ниже температуры воздуха, а днем выше (особенно летом).

Минимум температур на поверхности почвы и в воздухе по времени сближается, а максимум в воздухе запаздывает на 2—3 часа. Днем разность температур почвы и воздуха в умеренных широтах может достигать 35—40°. В лесу и при растительном покрове эта разница меньше. Еще меньше разница между температурой водной поверхности и воздуха, если только здесь не проходят теплые или холодные течения.

В годовом ходе поверхность почвы, покрытая снегом, действует охлаждающим образом на нижние слои воздуха, так как снег сильно излучает тепло. Летом нагретая почва усиленно передает тепло прилежащему слою воздуха и повышает его температуру.

Посмотрим, как вообще действует подстилающая поверхность на ближайшие слои воздуха.

Охлаждение почвы в ночные часы и в зимние месяцы передается вверх путем теплопроводности и лучеиспускания слоев воздуха к межпланетному пространству, и особенно к охлажденной почве. Охлаждение путем теплопроводности происходит медленно и в относительно небольшом слое, поскольку воздух — дурной проводник тепла. Оба эти фактора приводят к тому, что воздух постепенно выхолаживается, и тем сильнее, чем ближе к почве. В этом случае температура при подъеме на высоту может повышаться.

Нагревание почвы днем передается нижним слоям воздуха путем теплопроводности (в малой степени), а также лучеиспускания и конвекции. Процесс конвекции про-

исходит в форме восходящих струек нагретого воздуха, при помощи которых тепло от почвы передается вверх. На их место из верхних слоев опускаются более холодные частицы воздуха. Поднимающиеся частицы не отдают всего своего тепла в верхние слои: часть своего тепла они теряют вследствие смешения с опускающимися более холодными струями, частью же охлаждаются от расширения воздуха. Конвекция захватывает все большие и большие толщины слоев воздуха, и, таким образом, дневное нагревание летом при тихой погоде медленно распространяется вверх.

Вообще же нагревание передается от поверхности почвы гораздо выше, чем ночные и зимние охлаждения. Конечно, ход явления сильно осложнится воздушными течениями, которые переносят вдоль земной поверхности массы теплого и холодного воздуха и способствуют их перемешиванию.

Такой же характер имеет в общем и передача годовых колебаний.

На основании всего сказанного выше можно сделать следующие выводы:

- 1) суточные и годовые колебания температуры передаются вверх;
- 2) суточный максимум с высотой запаздывает;
- 3) суточные колебания с высотой убывают;
- 4) температура зимой и в ночные часы летом, с подъемом на высоту до некоторого предела, возрастает;
- 5) вертикальное убывание температуры днем и летом происходит быстрее, чем зимой.

Вертикальное зондирование атмосферы показывает, что суточное колебание температуры на высоте 1 000 м уже незначительно и наступление максимума там запаздывает. Повышение температуры до высоты 300 м доказывает, что ночное охлаждение нижних слоев происходит главным образом за счет лучеиспускания к почве.

Зимой в наших широтах это повышение температуры с высотой при тихой погоде может поддерживаться в течение целых дней и недель. Снеговой покров, сильно охлаждающийся, благоприятствует этому состоянию.

Уменьшение колебаний и запаздывание их заметно даже на Эйфелевой башне (305 м), где в среднем годовом ходе колебания температуры на 1° меньше, чем на поверхности земли. Наивысшая температура наступает внизу в среднем 24 июля, а на высоте башни — 1 августа; таким образом, запаздывание достигает 8 дней.

Отсюда выводится заключение, что в тепловом состоянии нижнего слоя атмосферы

должны отражаться все те изменения, которые претерпевает подстилающая поверхность земли.

8. ТЕМПЕРАТУРА ВОЗДУХА

Значение температуры для авиации часто недооценивается, поскольку она непосредственно не является решающим фактором, обуславливающим возможность или невозможность полета. Но косвенно влияние температуры имеет важнейшее значение, так как все явления, происходящие в воздушной среде, в конечном счете имеют своей причиной изменения температуры. В первую очередь температура предопределяет состояние атмосферы, обуславливая степень спокойствия воздуха или шквалистости. Далее она определяет собой условия влажности воздуха, явления конденсации водяных паров и образования осадков (см. ниже). Все явления атмосферы, которые могут быть охвачены понятием погоды, зависят от температурного режима воздуха. Горизонтальные и вертикальные изменения давления воздуха и связанные с этим все движения атмосферы определяются температурой. Каждое движение ветра в конечном итоге является не чем иным, как превращенной тепловой энергией.

Таким образом, знание термических явлений, происходящих в атмосфере, дает основу для представления о всех метеорологических воздействиях, которые могут оказать влияние на совершение полетов.

В вопросах влияния температуры воздуха на полетную работу мы прежде всего сталкиваемся с необходимостью внесения существенных поправок к высотомеру. Обычно деления шкалы высотомеров рассчитываются на начальную температуру 15° и дальнейшее ее изменение на $0,6^{\circ}$ с каждым 100 м подъема. При иной температуре деления шкалы уже не вполне соответствуют действительным изменениям плотности воздуха с высотой, и вследствие этого в определении высоты возникают ошибки, тем большие, чем больше отклонения температур от среднего хода (нормального). Для точного определения высот в полете можно пользоваться особой табличкой поправок.

Высокие температуры, порядка 30° и выше, затрудняют охлаждение цилиндров мотора как с воздушным, так и с водяным охлаждением, причем в последнем случае возможны закипание воды в радиаторе и вынужденная посадка. Отсюда ясно, в каких трудных условиях работает авиация в тех местах, где жара достигает $40-50^{\circ}$.

Высокие температуры вызывают сильное уменьшение

плотности воздуха, в силу чего значительно увеличивается пробег машин при взлете. Посадочные площадки, позволяющие в нормальных условиях взлет даже тяжелыми кораблями, могут в жаркие дни оказаться недостаточными по размерам.

Низкие температуры, порядка -20° и ниже, чрезвычайно затрудняют запуск мотора и заставляют прибегать к пользованию горячей водой, что вызывает лишние манипуляции. Зимой система водяного охлаждения требует тщательного наблюдения, употребления специальных смесей (прибавления спирта к воде и пр.).

В переходное время года, когда положительные температуры чередуются с отрицательными, необходимо всякий раз выливать воду из радиатора во избежание ее замерзания и разрыва капилляров.

Наконец, температура воздуха является решающим моментом в выборе летной одежды. Даже в жаркое лето, в случае подъема на большую высоту, необходимо одевать зимнюю одежду.

9. ТЕРМОМЕТРЫ

Температура, рассматриваемая в метеорологии, является температурой воздуха. Для правильного измерения ее нужно, чтобы термометр действительно показывал температуру среды, в которой он находится. Если термометр просто вынести на воздух и сделать по нему отсчет, то мы никогда

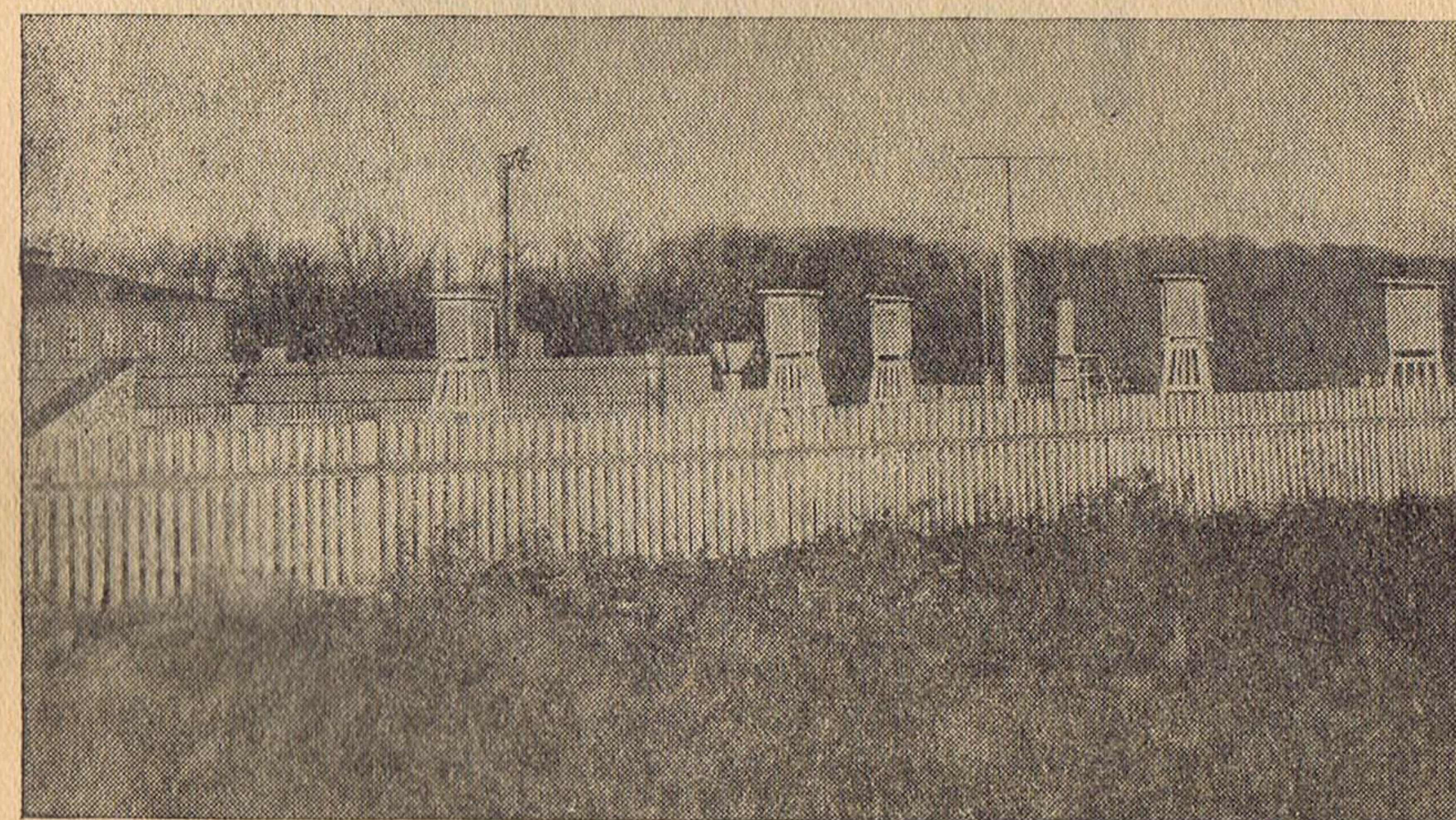


Рис. 7. Метеорологическая площадка с будками для приборов

не получим правильного представления о температуре воздуха, так как на прибор будут действовать излучения солнца, почвы, облаков и пр.

Следовательно, термометры нужно защищать от излучения солнца, земли и окружающих предметов.

На борту самолета термометр должен быть огражден от влияния моторов; обычно его укрепляют на стойке или



Рис. 8. Обыкновенный ртутный термометр

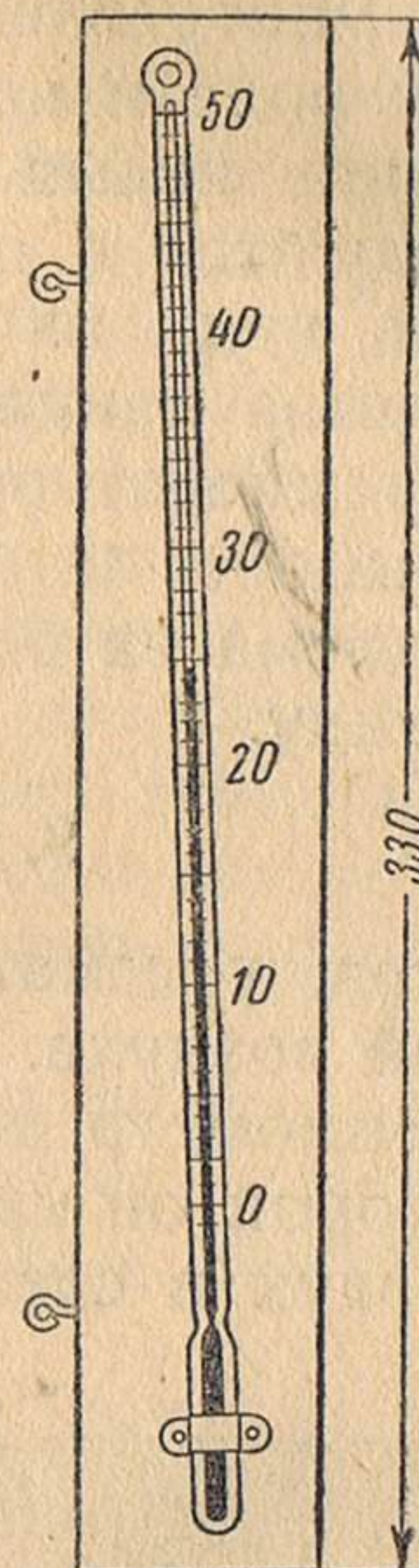


Рис. 9. Максимальный термометр (схема)

между стойками крыльев. На земле защита термометра осуществляется помещением его в метеорологическую будку (рис. 7). В СССР будки устанавливаются так, чтобы шарик термометра был на высоте 2 м от земли.

В метеорологии применяется несколько типов термометров.

Обыкновенный ртутный термометр (рис. 8), градуированный от -30° до $+50^{\circ}$. Существенно, чтобы градуировка была сделана на самом его стержне. Термометры, имеющие шкалу на дереве или металле, для метеорологических измерений непригодны, так как термометрический стержень (трубка) никогда не может быть неподвижно укреплен на шкале: скобочки всегда допускают

малое относительное скольжение (сдвигание). Кроме того, оправа влияет на показания, вызывая запаздывания в приеме температуры.

Термометр-пращ — ртутный термометр малых размеров, снабженный у конца своего стержня кольцом, к которому прикрепляют веревку (шнур). Вращая термометр за конец веревки, вводят его в соприкосновение с большими массами воздуха и через две или три минуты производят отсчет. Наблюдения с прачем исключают применение закрытия. Чтобы уменьшить риск разбить термометр-пращ, веревка прача недавно была заменена негнущимся стержнем с гибкой монтировкой термометра в рукоятке (оправе). Наблюдатель вращает термометр на манер трещетки, вследствие чего он и получил название термометра-трещетки.

Максимальный термометр (рис. 9) изготовлен по типу медицинских термометров, т. е. показывает наиболее высокую температуру, воздействию которой подвергался термометр. Его капиллярная трубка имеет сужение около резервуара. Когда температура поднимается, ртуть, которая не сжимается и расширяется, легко переходит через суженную часть трубки. Но когда температура понижается и ртуть сокращается (в объеме), столбик ртути, который перешел через сужение, не может вернуться в резервуар. Конец столба ртути остается на месте и продолжает указывать наиболее высокую температуру, воздействию которой подвергался термометр. Чтобы снова приготовить максимальный термометр, легкими сотрясениями заставляют столбик ртути возвратиться в резервуар.

Минимальный термометр (рис. 10) — спиртовой и в его капиллярной трубке скользит эмалевый указатель. Когда температура поднимается, спирт проходит по внутренним стенкам капилляра,

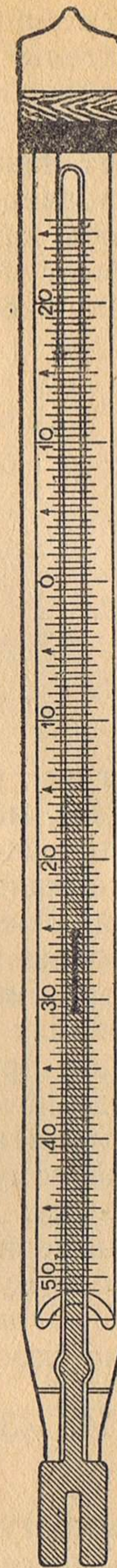


Рис. 10. Минимальный термометр

не перемещая указателя. Когда же температура падает, указатель увлекается сцеплением верхнего окончания спиртового столбика (вогнутым мениском) с головкой указателя. Конечное положение головки указателя показывает наиболее низкую температуру, воздействию которой подвергался термометр.

Чтобы снова приготовить минимальный термометр, его нагибают до тех пор, пока головка указателя не совпадет с верхушкой столбика спирта.

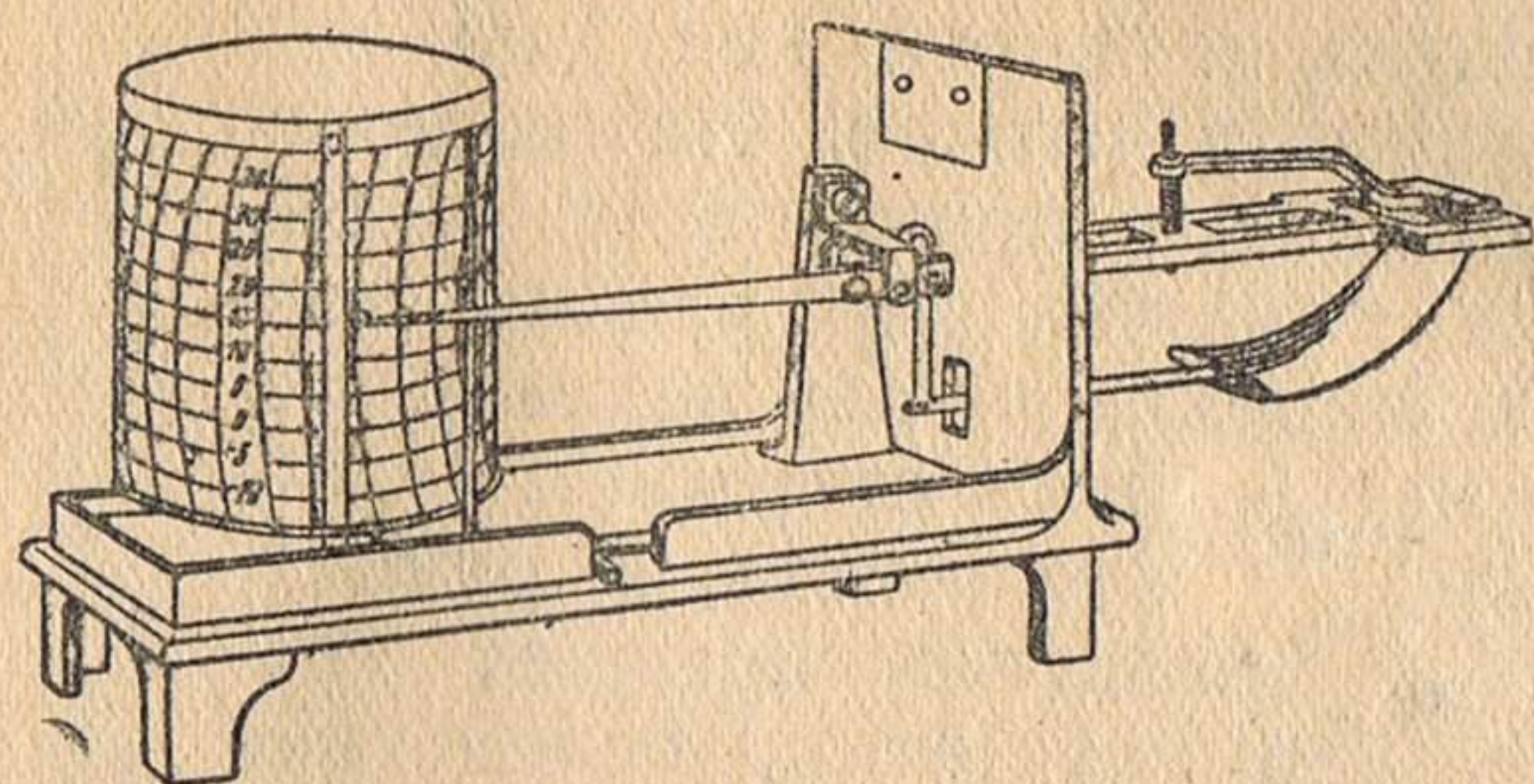


Рис. 11. Термограф

Регистрирующий термометр, или термограф (рис. 11), позволяет вести непрерывное наблюдение температуры и автоматически записывает ее на ленте.

Воспринимающим органом термографа является металлический резервуар, изогнутый наподобие секции эллипса и наполненный спиртом (трубка Бурдона); один конец резервуара смонтирован неподвижно. Изменения температуры производят изменения объема спирта, который изменяет кривизну трубки Бурдона и, следовательно, перемещает ее свободный конец. Эти перемещения передаются в увеличенном масштабе, посредством системы рычагов, стержню, снабженному пером, которое и записывает показания на диаграмму, наведенную на цилиндр. Цилиндр приводится в равномерное движение часовым механизмом.

Трубка Бурдона иногда заменяется пластинкой из биметалла, которая воспроизводит изменения температуры таким же способом.

10. ИЗМЕНЕНИЯ ТЕМПЕРАТУРЫ В ДАННОЙ МЕСТНОСТИ

Температура в каждой данной местности претерпевает периодические и случайные изменения.

Случайные изменения связаны с изменениями погоды и используются для предсказания ее. Периодические изме-

нения, или так называемый суточный ход, происходят ежедневно. Причина их кроется в смене дня и ночи и в изменениях высоты солнца над горизонтом. Температура достигает минимума немного спустя после восхода солнца и максимума, приблизительно, два или три часа спустя по прохождении им меридиана.

Температура имеет также годичный ход, связанный с положением земли относительно солнца в течение года. Это годичное изменение обуславливает сезон.

Изменение температуры с высотой. В наших странах изменение температуры с высотой обычно представляет следующий ход: после беспорядочного изменения в первой тысяче метров, температура до высоты 10—11 км обычно падает.

Скорость изменения температуры с высотой характеризуется вертикальным температурным градиентом. Так называется изменение температуры с высотой через каждые 100 м. В среднем вертикальный температурный градиент $0,6^\circ$. Этой величиной обычно пользуются при расчете аэронавигационных приборов. Но нужно помнить, что вертикальный температурный градиент может быть и больше и меньше, чем $0,6^\circ$. Встречаются слои воздуха, где температура с высотой не меняется, и, таким образом, вертикальный температурный градиент там равен нулю. Такой слой называется слоем изотермии.

Очень часто встречаются слои воздуха, где температура с высотой даже растет, и, следовательно, вертикальный температурный градиент является величиной отрицательной. Такие слои называются слоями инверсии¹.

Рис. 12 показывает изменение температуры с высотой, наблюдавшееся 23 июня 1936 г. в Париже.

¹ Инверсия — обращение, т. е. ход изменения элемента в направлении, обратном нормальному.

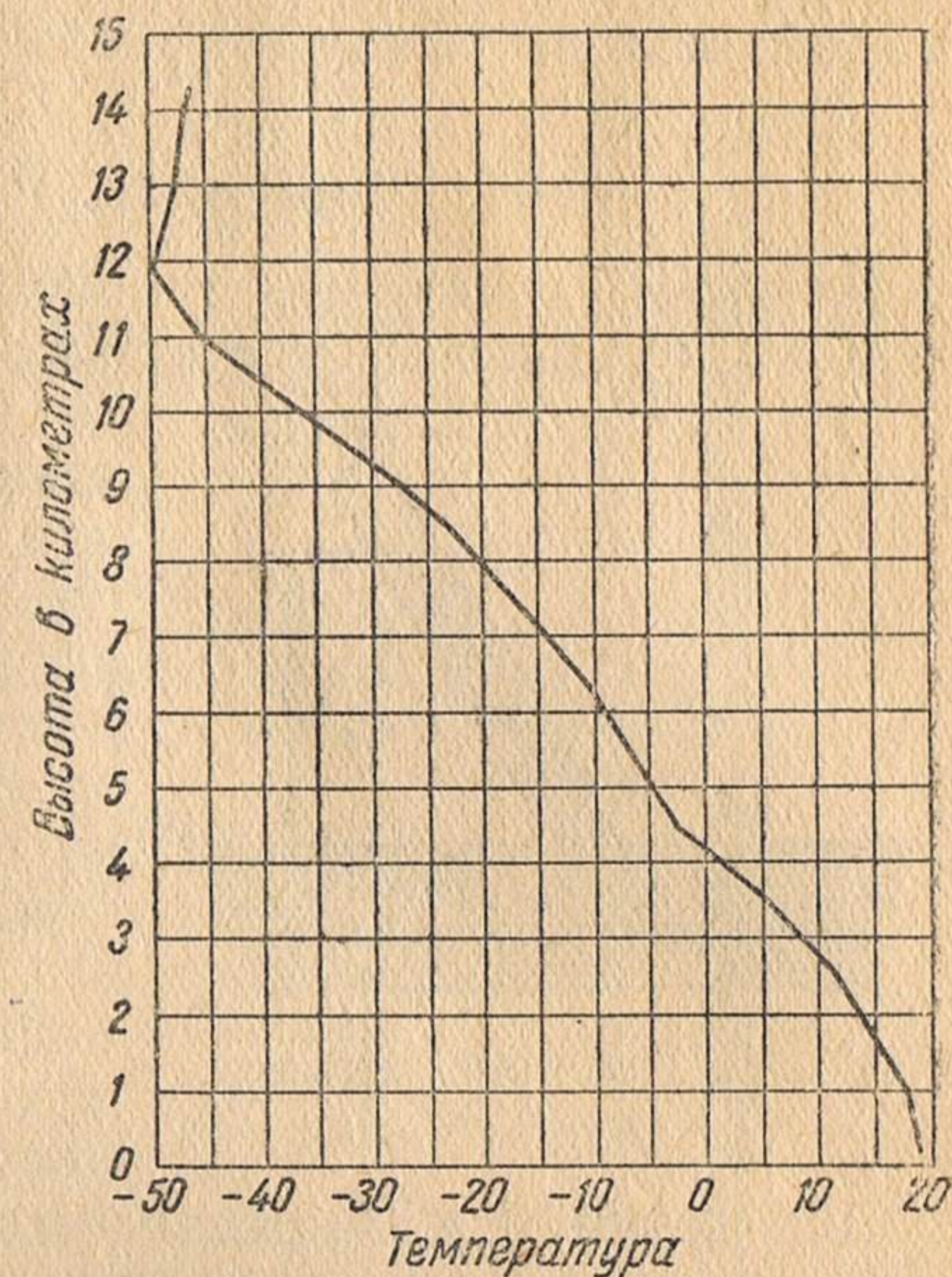


Рис. 12. Изменение температуры с высотой

11. АТМОСФЕРНОЕ ДАВЛЕНИЕ

Всякая поверхность, погруженная в атмосферу, подвергается бомбардировке со стороны близлежащих молекул воздуха, что выражается в виде некоторого давления. Доказано, что это давление равно весу столба воздуха, который находится над этой поверхностью.

Опыт Торичелли. Ртутный барометр

Возьмем стеклянную трубку достаточной длины (например в 1 м), запаянную с одного конца, напомним ее ртутью и опустим открытым концом в ванну с ртутью. Мы увидим, что ртуть из трубки выльется не вся, а останется столбик ртути высотой Z (рис. 13), над которым будет пустота. Высота Z не зависит ни от формы, ни от наклона трубки и, в среднем, равна 76 см (760 мм). Ртуть удерживается в трубке весом столба атмосферного воздуха, который давит на поверхность ртути в ванне.

Две точки A и B , расположенные в одной горизонтальной плоскости на свободной поверхности ртути в ванне: одна A вне, а другая B — внутри трубки, испытывают одно и то же давление. A выдерживает вес столба атмосферного воздуха над нею и B — вес столба ртути высотой, равной Z .

При увеличении атмосферного давления ртуть в трубке поднимется, при уменьшении — опустится. Следовательно, мы можем измерять атмосферное давление длиной ртутного столбика в трубке. На этом принципе устроен ртутный барометр (рис. 14), позволяющий отсчитывать высоту ртути в трубке с точностью до $1/10$ или $1/20$ мм.

Отсчет показаний барометра по шкале требует введения целого ряда поправок. На высоту столба ртути оказывает влияние температура: чем выше последняя, тем длиннее и столб ртути. Для получения правильных показаний, вводят поправку на температуру; последнее необходимо потому, что в метеорологии условно принято считать показания барометра нормальными при 0° . В конце книги приложена табличка таких поправок через 1°C .

Далее на столб ртути оказывает действие сила тяжести. Вызываемая вращением земли центробежная сила уменьшает силу тяжести, и тем сильнее, чем ближе к экватору находится место наблюдения (на экваторе сила тяжести наименьшая). Так как ртуть в барометре также испытывает изменения в силе тяжести и, следовательно, меняет вес,

то длина столба в соответствии с этим меняется с широтой. Условились считать нормальной силу тяжести на широте 45° . Поэтому поправки на силу тяжести к барометру или, как принято называть, поправки на широту, меняются от 0 на широте 45° до $+2$ мм на полюсе и до -2 мм на экваторе. В приложении дана табличка поправок для всех широт. На широте Москвы (56°) она равна $+0,7$ мм, т. е. настолько значительна, что ею пренебречь нельзя.

Наконец, каждый изготовленный прибор должен иметь еще инструментальную поправку, зависящую от несовершенства изготовления барометра. Она составляет $\pm 0,1 - 0,2$ мм и в хороших приборах может быть равна нулю.

Отсчет показаний барометра с введенными в них всеми поправками дает величину давления, приведенного к 0° (или местного). Эта величина сообщается экипажу перед вылетом и записывается в бортовой журнал.

Но давление есть некоторая сила, и при теоретических вычислениях давление, отсчитанное в миллиметрах ртутного столба, приходится выражать в единицах силы. Единицей силы, как известно, является дина.

Попробуем выразить в динах давление, равное 760 мм ртутного столба. Предположим, что площадь сечения столба ртути равна 1 см^2 . Тогда объем ртути в трубке равен 76 см^3 . Умножив его на 13,596 (удельный вес ртути), получим вес ртутного столба 1033,3 г. А вес одного грамма равен 980,6 динам. Следовательно, вес всего столба равен $1033,3 \cdot 980,6 = 1\,013\,254$ динам на см^2 .

Давление в 1 000 000 динам на 1 см^2 называли бар.

Тысячная доля бара называется миллибар.

Это и есть употребляемая теперь единица измерения барометрического давления.

$1\text{ миллибар} = 1\,000\text{ дин/см}^2$.

Следовательно, давление 760 мм соответствует 1013,3 мб и 1 миллибар соответствует 0,75 мм столба ртути.

Для перевода миллиметров в миллибары надо число миллиметров умножить на 1,333. В практике для подобных пересчетов обычно пользуются таблицами (см. приложения).

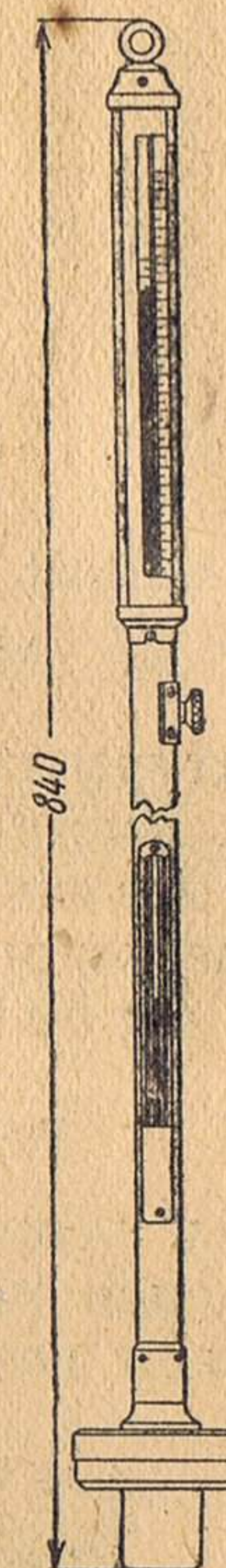


Рис. 14. Ртутный барометр

Металлические барометры анероиды

Ртутные барометры громоздки, ломки и их трудно переносить с места на место. Там, где не требуется большой точности, вместо них применяются барометры-анероиды¹.

В этих барометрах воспринимающим органом (вместо ртути) является металлическая коробочка, свободная от воздуха (пустотная капсула, рис. 15).

Изнутри стенки капсулы не испытывают никакого воздействия; наружные же поверхности подвергаются молеку-

¹ Анероид значит безжидкостный.

лярной бомбардировке, которая сдавливает коробку, пока это действие не уравнивается с противостоящей ей упругостью. Атмосферное давление (или лучше его изменение) может быть тогда определено измерением де-

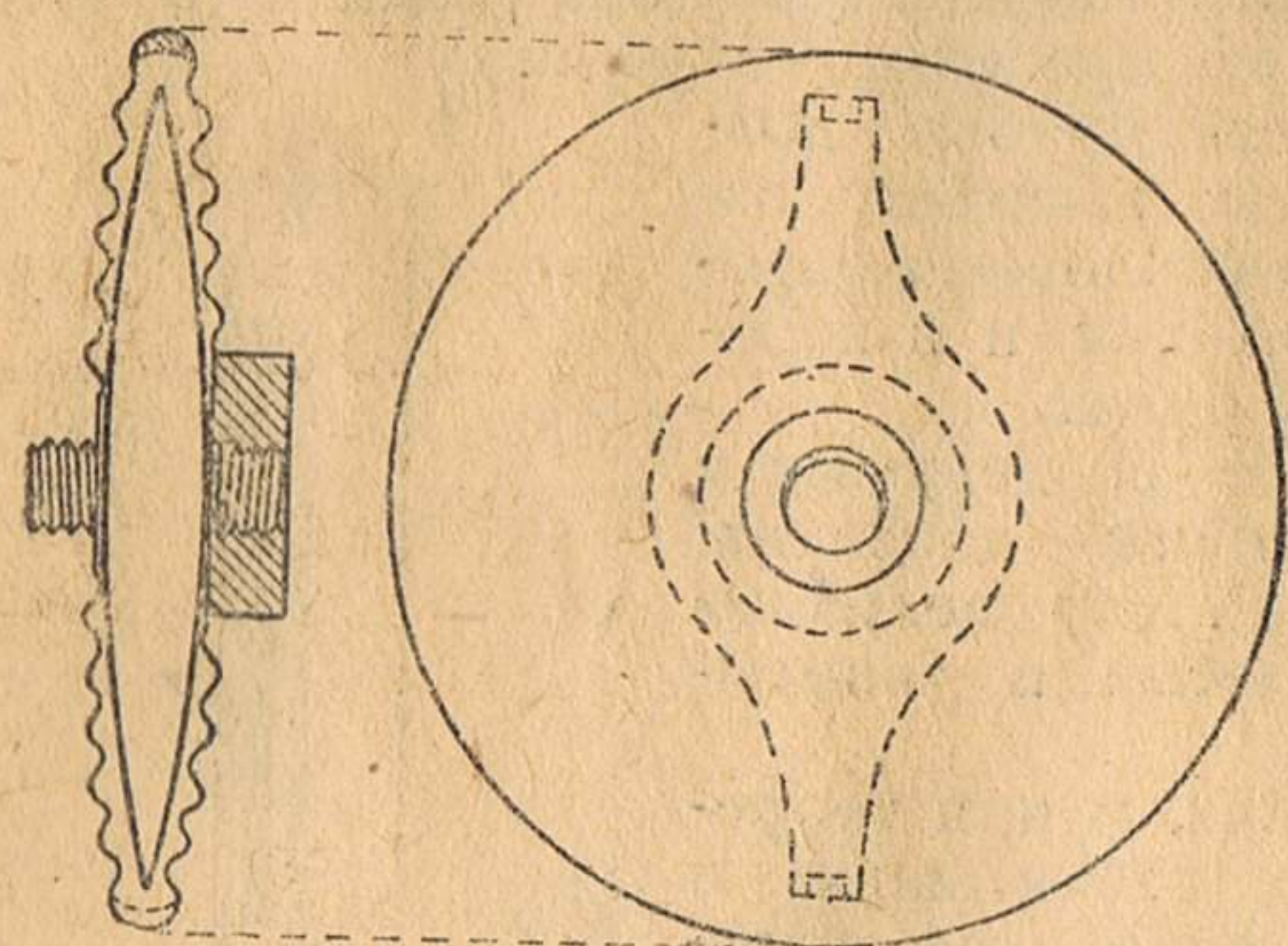


Рис. 15. Схема коробки анероида

формации, которую претерпела капсула. Деформация посредством системы рычагов передается на подвижную стрелку, установленную перед циферблатом.

Очень существенно, чтобы полая оболочка не содержала воздуха, так как иначе, вследствие расширения внутреннего воздуха, под влиянием изменения тем-

пературы прибор работает частично как термометр.

Барометры-анероиды не показывают абсолютного значения давления; больше того, они очень сильно подвержены разрегулировке, поэтому их нужно часто сверять с ртутным барометром.

Регистрирующие барометры (барографы)

Для непрерывной регистрации изменений атмосферного давления используют прибор, в котором деформация пустотной капсулы посредством рычагов передается на пру-

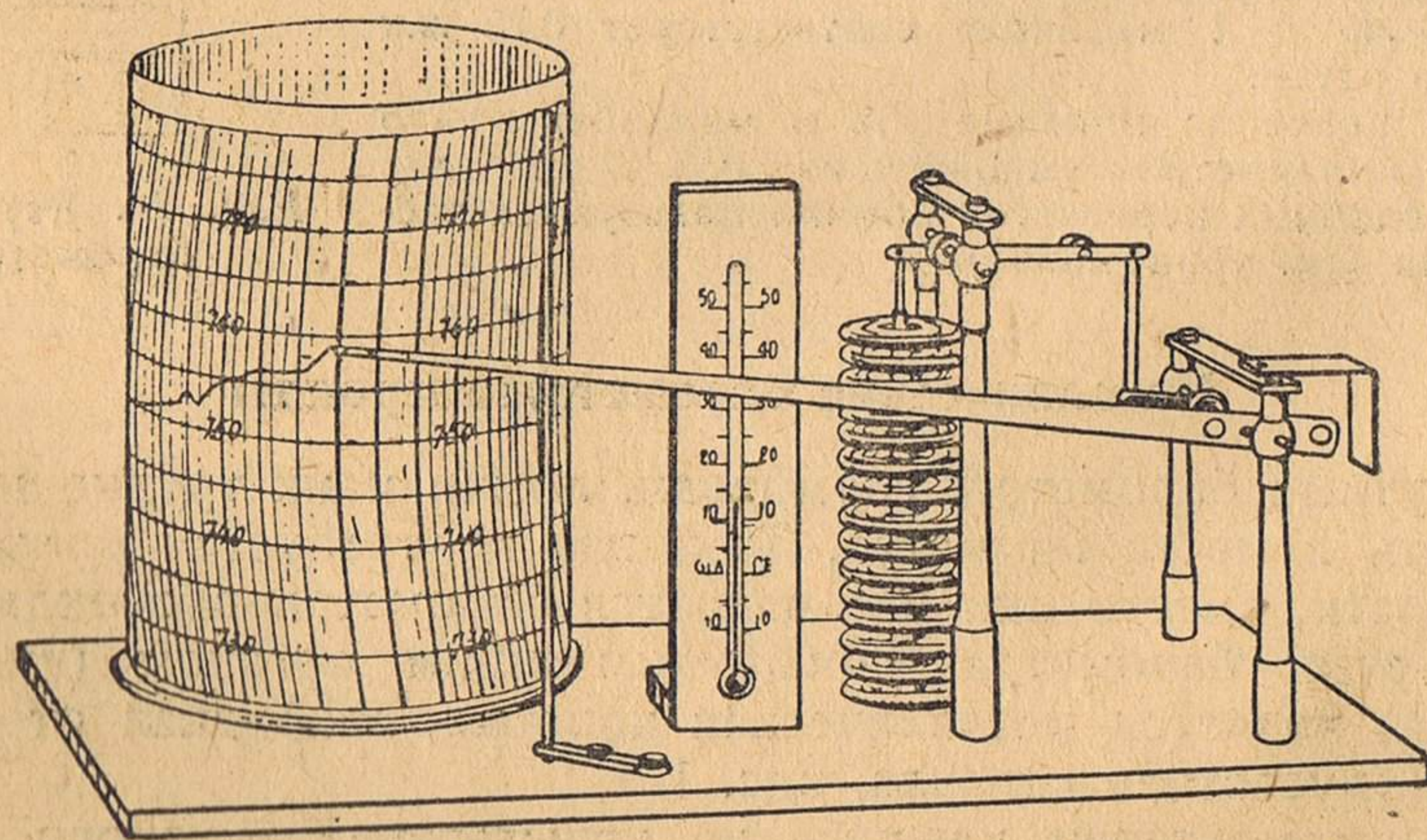


Рис. 16. Барограф

тик, снабженный пером, прикасающимся к регистрирующему цилиндру. Часовым механизмом цилиндру сообщается равномерное движение (рис. 16); цилиндр-барабан обвертывается разграфленным листом бумаги, на котором и производится запись. Перо имеет форму полой трехгранной пирамидки, куда пускается капля особых чернил, не сохнущих и не замерзающих при очень низких температурах.

Некоторые регистрирующие барометры специально приспособлены для применения на борту самолета или аэростата и носят название барографов-высотописцев.

Иногда (например, для работы на больших высотах) заменяют перо острием и бумажную ленту — лентой, покрытой копотью.

Изменения атмосферного давления в данной местности

В каждой данной местности барометрическое давление претерпевает изменения двух родов.

Регулярные изменения известны под названием суточных изменений, они происходят ежедневно и имеют два максимума и два минимума.

При суточных изменениях давление поднимается от 4 до 10 часов, затем падает от 10 до 16 часов, потом опять поднимается от 16 до 22 часов и снова падает от 22 до 4 часов (по местному среднему солнечному времени).

Амплитуда этого колебания, т. е. разность между максимальным и минимальным значениями давления, очень изменчива. Она зависит от расположения станции (широта и высота над уровнем моря), а также от времени года и изменяется от нескольких десятых миллиметра (в наших областях) до нескольких миллиметров (тропические страны).

Нерегулярные или динамические изменения достигают обычно 10 мм и более и бывают связаны с переменами погоды. Изучение этих изменений составляет одну из основ предсказания погоды.

Уменьшение давления с высотой над уровнем моря

Разрежение атмосферы, по мере подъема на высоту, является следствием уменьшения количества молекул воздуха в единице объема. По этой причине происходит уменьшение давления с высотой. Чтобы дать себе отчет, как происходит это уменьшение, напомним, что барометрическое давление в любой местности равно весу вышележащего столба воздуха.

Следовательно, при подъеме на высоту это давление

уменьшается на величину веса той части атмосферы, которую летательный аппарат уже оставил ниже себя.

Если бы воздух не был сжимаемым телом (как вода, например), давление уменьшалось бы на величину, точно пропорциональную достигнутой высоте над уровнем моря.

Но так как воздух сжимаем, то нижние его слои оказываются более плотными, чем верхние. Следовательно, с подъемом на высоту давление уменьшается все медленнее. Физик Лаплас вычислил точный закон падения давления, и его формула имеет основное применение в метеорологии. Она может служить при производстве нивелировок, т. е. при определении разности высоты над уровнем моря между двумя точками.

Так как вывод формулы Лапласа довольно сложен, мы приводим цифровую таблицу давлений, встречающихся на различных высотах над уровнем моря. Таблица эта вычислена с помощью старой формулы Лапласа и отвечает средним условиям, т. е. начальная температура $+15^{\circ}$; температурный градиент $0,6^{\circ}$.

Изменение давления с высотой над уровнем моря

Высота, м	Давление в мм стол- ба ртути	Давление в миллиба- рах	Изменение давления через каждые 1 000 м высоты	
			в мм	в миллиба- рах
0	760	1 013		
1 000	674	899	86	115
2 000	596	795	78	104
3 000	525	700	71	95
4 000	461	615	64	85
5 000	403	537	58	77
6 000	352	469	51	68
7 000	306	408	46	61
8 000	266	355	40	53
9 000	230	307	36	48
10 000	198	264	32	43
11 000	170	227	28	37
12 000	146	195	24	32
15 000	90	120	18,8	25
20 000	41	55	9,7	13
30 000	8	11	3,2	4,3

Даем также одну упрощенную формулу, приблизительное выражение которой практически часто бывает достаточным, когда ограничиваются слоем толщиной ниже 2 000 м:

$$Z = 60(t + 269) \frac{P_0 - P_1}{P_0 + P_1},$$

где P_0 — наблюдаемое давление на станции 0, P_1 — давление на станции 1, Z — разность высот между станциями 0 и 1, t — средняя температура столба воздуха, находящегося между станциями 0 и 1.

Когда сравнивают давление воздуха на ряде метеорологических станций, лежащих на различных высотах над уровнем моря, то обычно показания их барометров приводят к одному уровню (моря), пользуясь законом изменения давления с высотой. Каждая станция, высота которой точно определена, пользуется рассчитанной заранее табличкой для приведения давления воздуха к уровню моря.

В метеорологической практике часто встречаются с понятием «барометрической степени» — это число метров, на которое нужно подняться или опуститься для того, чтобы давление изменилось на 1 мм. При нормальном давлении и температуре 0° барометрическая степень равна 10,5 м. Чем выше температура воздуха, тем меньше плотность его и тем больше, следовательно, барометрическая степень (см. приложения).

Высотомер

Так как каждому значению давления соответствует, в среднем, определенная высота над уровнем моря, можно пользоваться барометром для измерения высоты над уровнем моря. Для этого достаточно прибавить к градуировке на давление градуировку на высоту, согласно соотношению, представленному в предыдущей таблице. Таким образом, получают барометр-высотомер¹.

12. ВЛАЖНОСТЬ

Вода может существовать в атмосфере в трех состояниях:

- 1) твердом — снег, град, ледяные облака;
- 2) жидком — водяные облака, дождь;
- 3) газообразном — водяной пар.

Вода видна в атмосфере, если она находится в жидком или твердом состоянии. В состоянии пара она не видна, как и все газы. Испарение, которое видят выходящим из котелка, когда приподнимают крышку, не является водяным паром, как это говорят, но водой, сконденсированной в мелкие капельки.

¹ Подробно этот прибор описывается в курсе аэронавигации.

Воздух, будучи даже очень прозрачным, всегда содержит водяной пар, доказательством чего служит роса, оседающая на растениях из прозрачного воздуха в очень ясные ночи.

Количество водяного пара, содержащегося в 1 м³ воздуха, называется абсолютной влажностью и измеряется или в весовых единицах (граммах) или упругостью пара, выраженной в миллиметрах ртутного столба (или в миллибарах).

Водяной пар, как газ, обладает упругостью, и чем больше водяного пара содержится в 1 м³ воздуха, тем больше его упругость (парциальное давление).

Один кубический метр атмосферного воздуха обычно содержит несколько граммов водяного пара.

Примечание. Цифры, выражающие одну и ту же абсолютную влажность в граммах или в миллиметрах, вообще очень мало отличаются друг от друга при температурах не выше 25°.

Но в воздухе может содержаться не любое количество водяного пара. При увеличении абсолютной влажности может наступить такой момент, когда воздух окажется насыщенным водяными парами. Максимальное количество пара, которое может содержаться в 1 м³ воздуха (в виде газа), называется насыщенным. Это количество не постоянно и зависит от температуры. В следующей таблице приведены максимальные количества водяных паров в граммах, могущие содержаться в 1 м³ воздуха при различных температурах.

Температура	—30°	—20°	—10°	0°	10°	20°	30°
Количество в граммах	0,5	1,0	2,5	5,0	9,5	17,0	30,0

Из рассмотрения таблицы мы видим, что чем выше температура, тем больше водяного пара требуется для насыщения 1 м³. Так, например, при +30° требуется пара в 60 раз больше, чем при —30°.

В приложениях приведены таблицы упругости водяных паров, насыщающих пространство над водой при разных температурах. При температурах ниже 0° испарение может идти или с поверхности переохлажденной воды или с поверхности льда. Максимальные упругости водяных паров в том и другом случае будут несколько различны.

Если в пространство, насыщенное водяными парами, ввести еще некоторое количество пара, то излишки его будут переходить в капельки воды (конденсироваться). То же самое будет наблюдаться, если начать охлаждать воздух ниже температуры, при которой имеющееся в этом воз-

духе количество водяных паров является достаточным для насыщения.

Предположим, что мы имеем массу воздуха с абсолютной влажностью 13 г при температуре 30°. Этот воздух не насыщен, так как 13 г пара насыщают 1 м³ при температуре 15°.

Если мы начнем охлаждать этот воздух, то степень его насыщенности водяными парами будет увеличиваться и при охлаждении до 15° наступит полное насыщение. При дальнейшем понижении температуры излишки начнут конденсироваться. При охлаждении до температуры 10°, при которой в кубометре может содержаться не более 9,5 г, в воздухе будет содержаться 13 — 9,5 = 3,5 г жидкой воды на кубометр.

Относительная влажность показывает степень насыщенности воздуха водяными парами и выражается процентным отношением абсолютной влажности к тому количеству паров, которое необходимо для насыщения кубометра при данной температуре.

$$R = \frac{q}{Q} \cdot 100,$$

где R — относительная влажность, q — абсолютная влажность и Q — количество насыщающих паров при данной температуре.

Предположим, что абсолютная влажность 5 г, а температура такова, что для насыщения требуется 10 г. Подставив эти значения в формулу, найдем, что относительная влажность при этих условиях равна 50%.

При понижении температуры величина Q уменьшается, тогда как q остается без изменения (до конденсации). Следовательно, относительная влажность при понижении температуры увеличивается, при повышении температуры уменьшается.

Физиологическое ощущение сухости или влажности не стоит в связи с количеством водяного пара, содержащегося в воздухе (абсолютной влажностью), но связано с тем, насколько этот пар близок к состоянию конденсации.

Всем известно ощущение сырости, наблюдаемое вечером после сухого жаркого летнего дня.

Количество водяных паров в воздухе к вечеру не увеличивается по сравнению с дневными часами, но с понижением температуры это количество становится близким к насыщающему, т. е. относительная влажность увеличивается, что мы и ощущаем, как сырость. В местах наибольшей

влажности и наибольшего понижения температуры дело может дойти до конденсации (в оврагах, низинах, над болотами и т. д.). Так образуются поземные туманы.

Подобным же путем (через охлаждение воздуха) преимущественно образуются облака.

Значение нуль относительной влажности соответствует абсолютной сухости (воздух, свободный от водяного пара). Во время сирокко в Северной Африке относительная влажность приближается к этому пределу (несколько сотых), но не потому, что воздух свободен от водяного пара, а вследствие того, что температура очень высока (от 45 до 50°) и водяной пар очень далек от конденсации.

Удельная влажность

В метеорологической практике встречается понятие «удельная влажность», характеризующее количество водяных паров, которое находится в 1 кг воздуха.

Психрометр и гигрометр

Инструменты, употребляемые в метеорологии для измерения влажности воздуха, следующие:

а) Психрометр Августа (рис. 17), представляющий собой два обыкновенных ртутных термометра, из которых один имеет смоченный шарик (резервуар). Испарение понижает температуру смоченного термометра. По разности температур сухого и смоченного термометров и по специальным таблицам определяют абсолютную и относительную влажность воздуха (см. приложения).

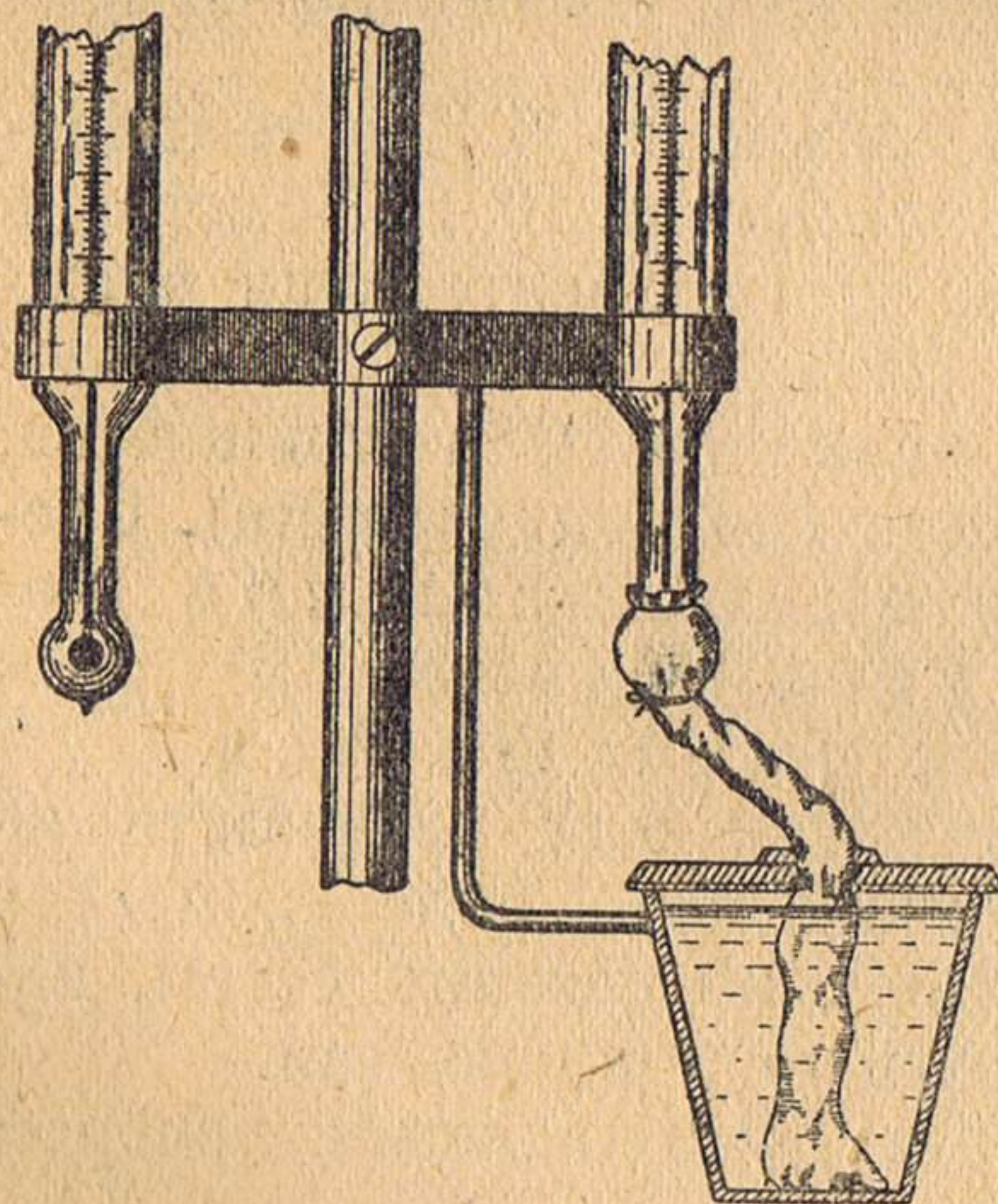


Рис. 17. Психрометр Августа

Как обыкновенный термометр, психрометр Августа должен помещаться в будке.

б) Психрометр Ассмана — точный прибор (рис. 18) для определения температуры и влажности воздуха; в нем

устранены все дефекты, приводящие к ошибочным определениям. Он не требует никаких добавочных установок, весьма портативен и всегда готов к действию. Существуют

две модели психрометра Ассмана — большая и малая, построенные на одном принципе.

В психрометре Ассмана имеется психрометрическая пара термометров, резервуары которой помещены в двойную трубчатую защиту с воздушной прослойкой. Вверху помещается вентилятор, аспиратор которого всасывает воздух снизу термометров, гонит его через весь прибор и выбрасывает наверху оправы. Вентилятор приводится в действие часовой пружиной.

Все части психрометра тщательно никелированы. Резервуар правого термометра обернут бати-

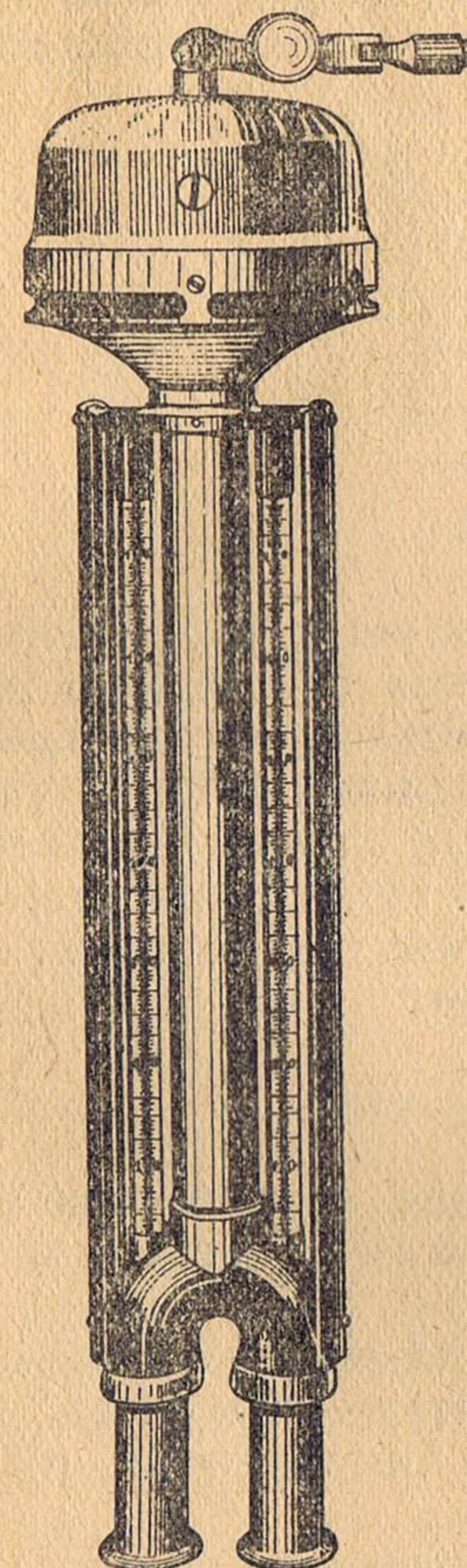


Рис. 18. Психрометр Ассмана

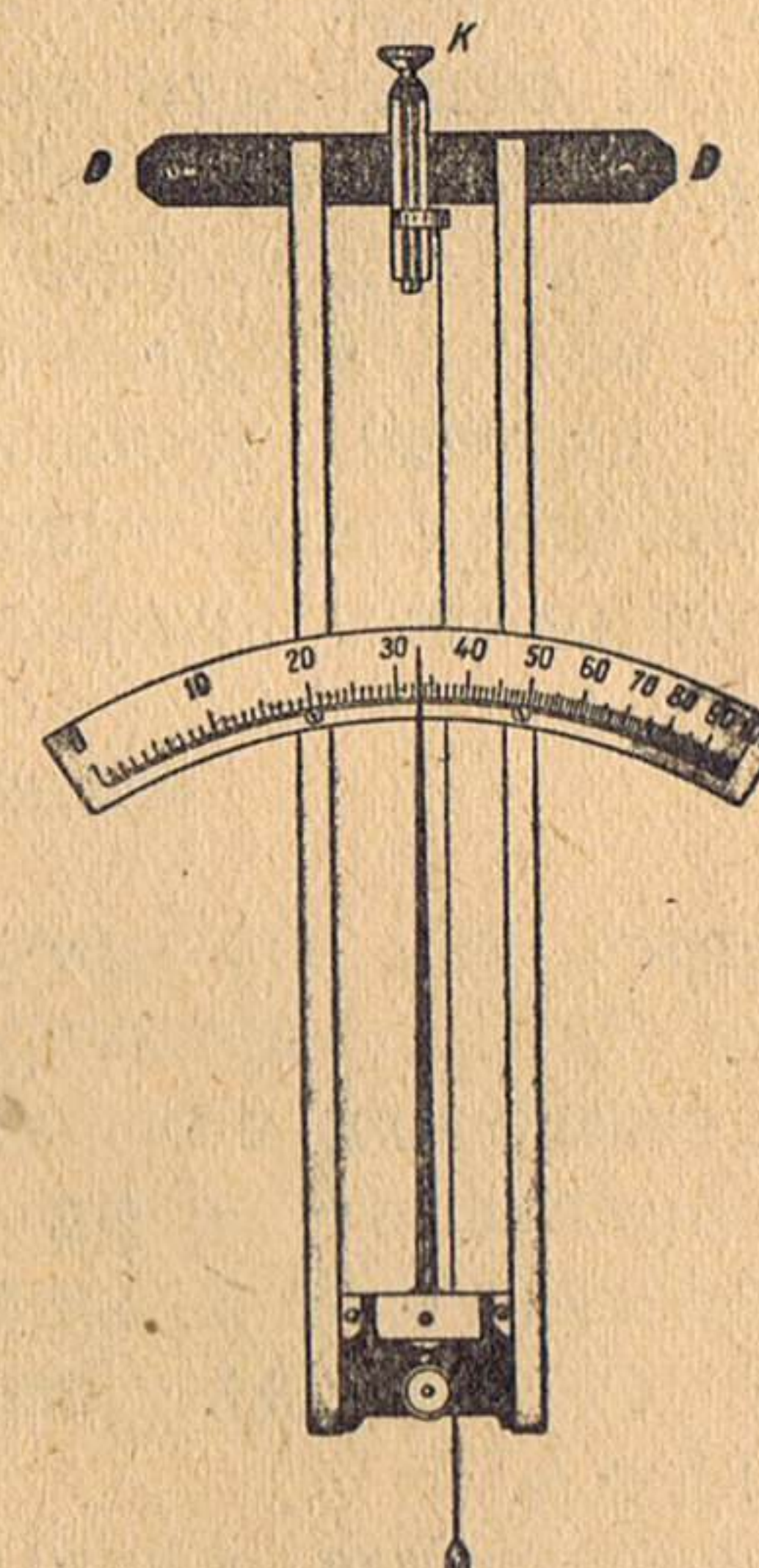
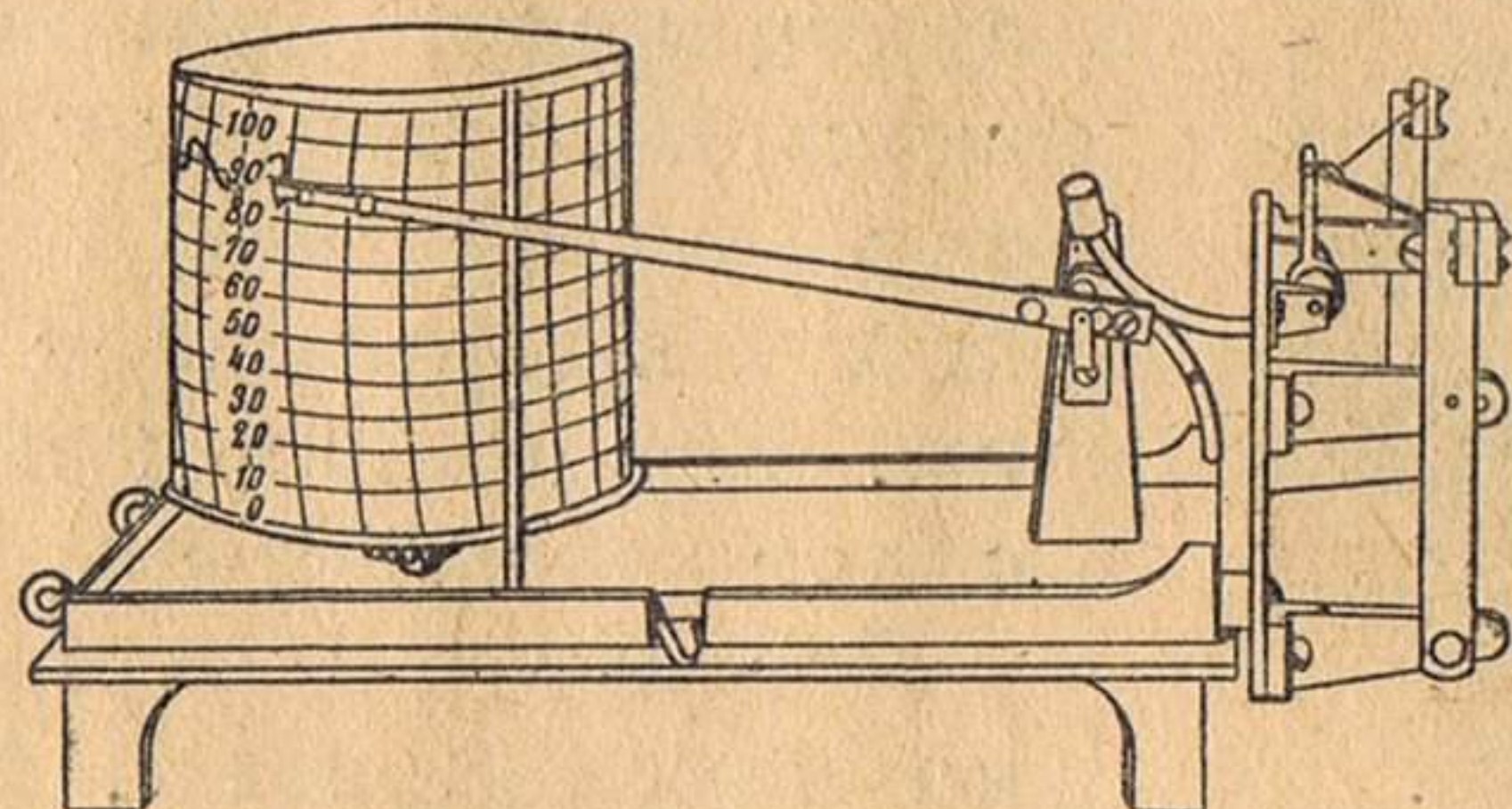


Рис. 19. Волосной гигрометр

стом, смачиваемым специальной грушей с пипеткой. Искусственная вентиляция обеспечивает соприкосновение термометра с значительной массой воздуха, а никелированная защита предохраняет от излучения. Обработка наблюдений в принципе тождественна психрометру Августа.

Решим пример. Пусть сухой термометр показал 16°, а смачиваемый 12°. Разность показаний $16^\circ - 12^\circ = 4^\circ$. По таблицам в приложениях находим: абсолютная влажность 8,5 мм, относительная — 63%.

в) Волосной гигрометр — основан на свойстве, которым обладает обезжиренный человеческий волос, — изменять свою длину в зависимости от относительной влаж-



ности воздуха (рис. 19). Непрерывная регистрация относительной влажности воздуха достигается с помощью регистрирующих гигрометров или так называемых гигрографов (рис. 20). Они имеют в качестве воспринимающего органа пучок волос, изменение длины которых передается посредством системы рычагов на стержень. Положения стержня, соответствующие относительной влажности, записываются на равномерно вращающемся цилиндре.

Ветром мы называем горизонтальное перемещение воздуха. Ветер характеризуется направлением и скоростью, или силой.

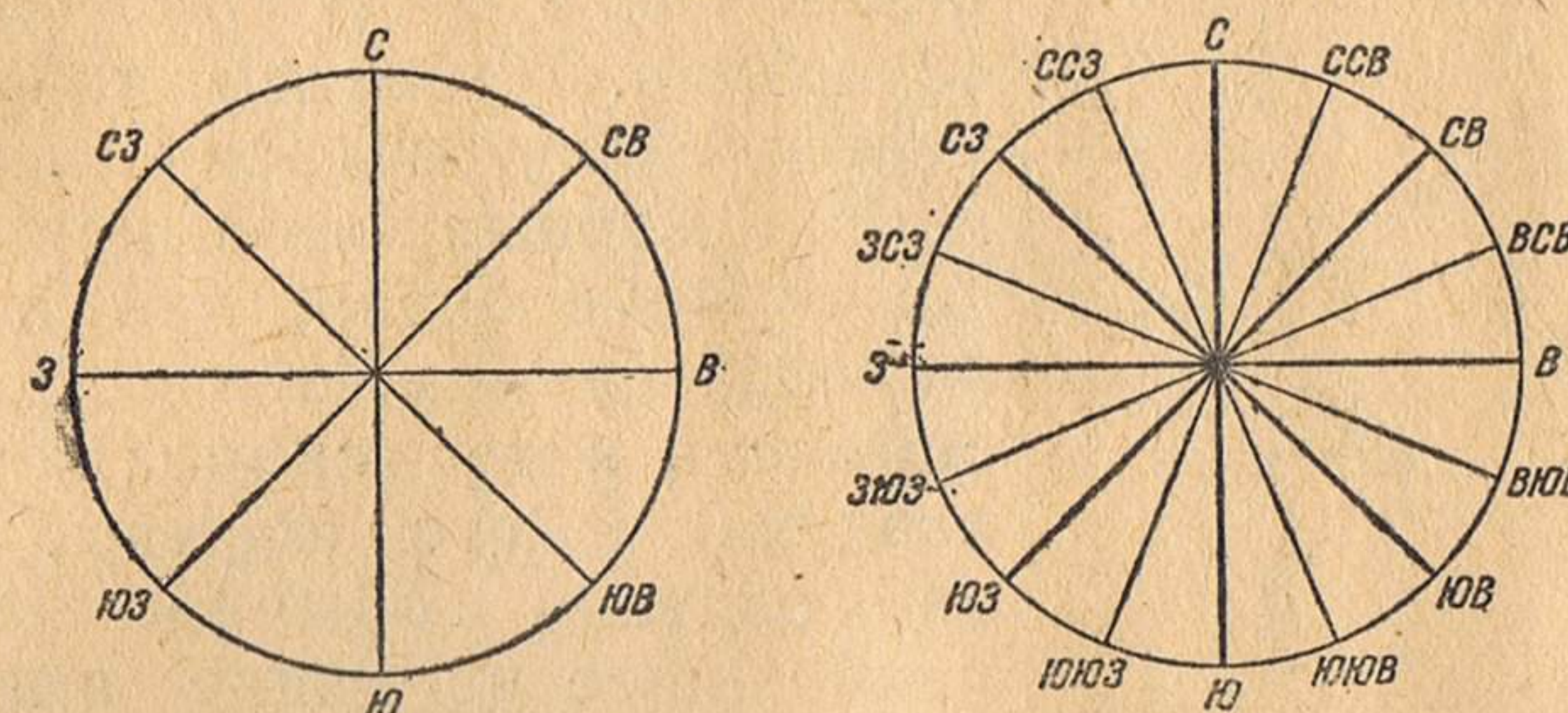
Направление ветра определяется той частью горизонта, откуда ветер дует (западный ветер — это ветер, дующий с запада), его определяют посредством розы румбов.

Роза румбов — это собранные на круге направления ветров (рис. 21).

Так как ветер у земли никогда не остается вполне постоянным в том или другом направлении, но непрерывно колеблется около некоторого среднего, это направление невозможно зафиксировать с большой точностью.

В метеорологической практике употребляется 16 румбов. Из них четыре: север, юг, восток и запад — главные. Иногда употребляются международные наименования, соответственно: норд, зюд, эст (чаще говорят ост) и вест. Наименование каждого промежуточного румба складывается из наименований тех главных румбов, между которыми он за-

Например, румб между севером и востоком называется северо-восток (норд-ост); румб, заключенный между востоком и северо-востоком, называется востоко-северо-восток (ост-норд-ост).



Наименование румбов обозначается обычно начальными русскими или латинскими буквами. Следовательно, имеются следующие румбы: С (N), ССВ (NNE), СВ (NE), ВСВ (ENE), В (E), ВЮВ (ESE), ЮВ (SE), ЮЮВ (SSE), Ю (S), ЮЮЗ (SSW), ЮЗ (SW), ЗЮЗ (WSW), З (W), ЗСЗ (WNW), СЗ (NW), ССЗ (NNW).

На аэродромах направление ветра указывается с помощью специальных ветроуказателей. Во время полета направление ветра грубо можно определить по дыму, производимому неподвижными топками, по волнению хлебного поля, по перемещению тени низких облаков. Воздушная навигация дает весьма точные способы определения направления и скорости ветра в полете.

При полете над морем направление ветра можно определять по обрывкам пены, срываемым с гребней валов. Но направление ветра может очень сильно различаться от направления распространения волнения (зыби), в особенности если это волнение глубокое и хорошо установилось; оно может быть образовано ветрами, дующими за несколько сотен километров от данного места.

Метеорологи наблюдают направление ветра с помощью флюгеров. Флюгер — это металлическая стрелка, возможно более легкой массы, снабженная оперением и вращающаяся с небольшим трением вокруг вертикальной оси, точно проходящей через ее центр тяжести. Под влиянием

ветра флюгер устанавливается каждый момент в направлении его потока (рис. 22).

Сила и скорость ветра могут измеряться:

а) По оценке действия, производимого ветром на окружающие предметы; измерение производится по условной шкале Бофорта от 0 до 12 баллов. Приведем таблицу измерения силы ветров (см. стр. 45).

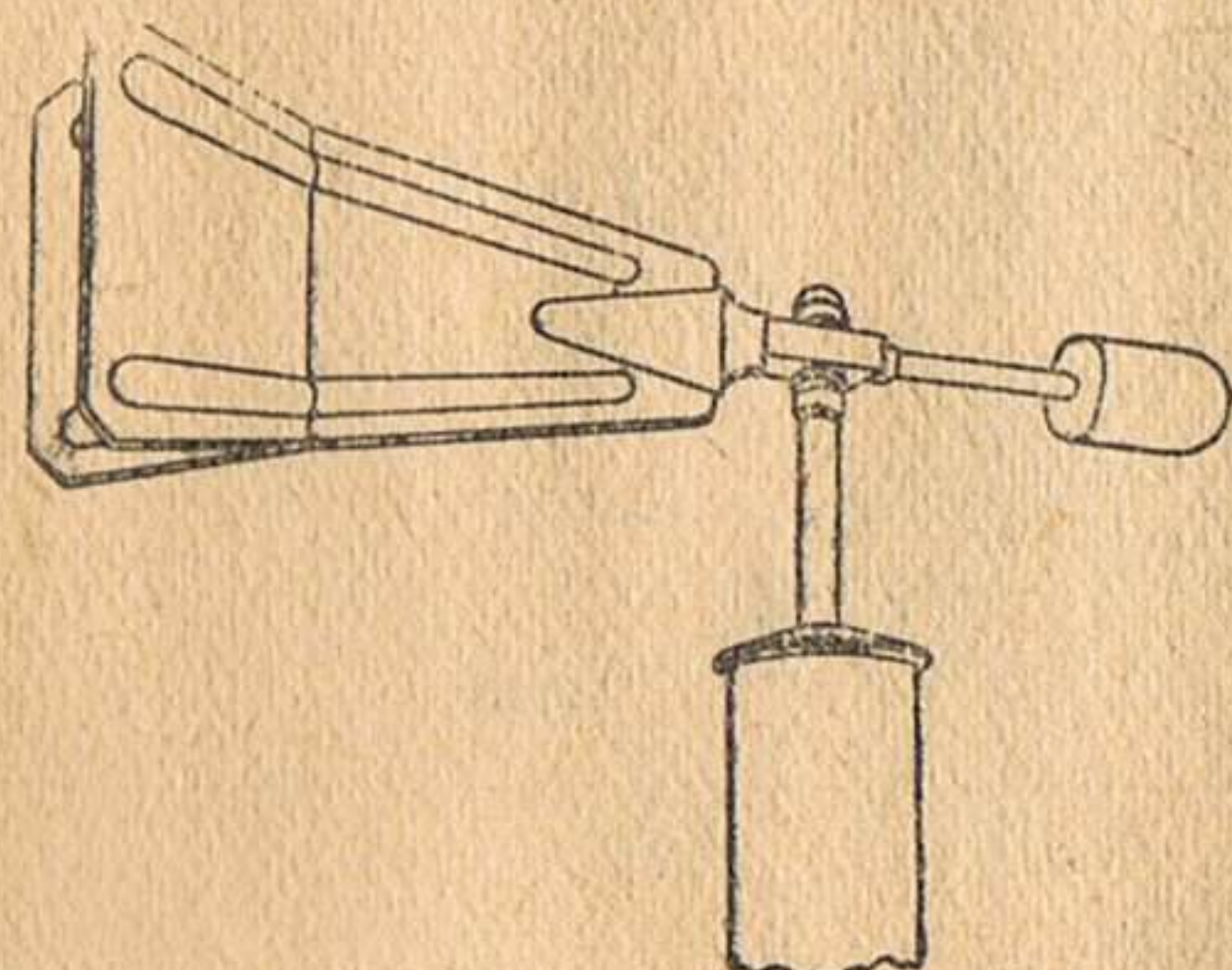


Рис. 22. Флюгер

Глазомерные наблюдения имеют то неудобство, что в оценке наблюдателя смешиваются общая скорость ветра (скорость течения воздуха) и его порывы, причем наблюдатель обычно обращает наибольшее внимание именно на порывы.

б) Анемометрами. Эти аппараты бывают двух видов: анемометры вращения, которые измеряют скорость ветра через скорость вращения полушарий Робинзона (рис. 23), и анемо-

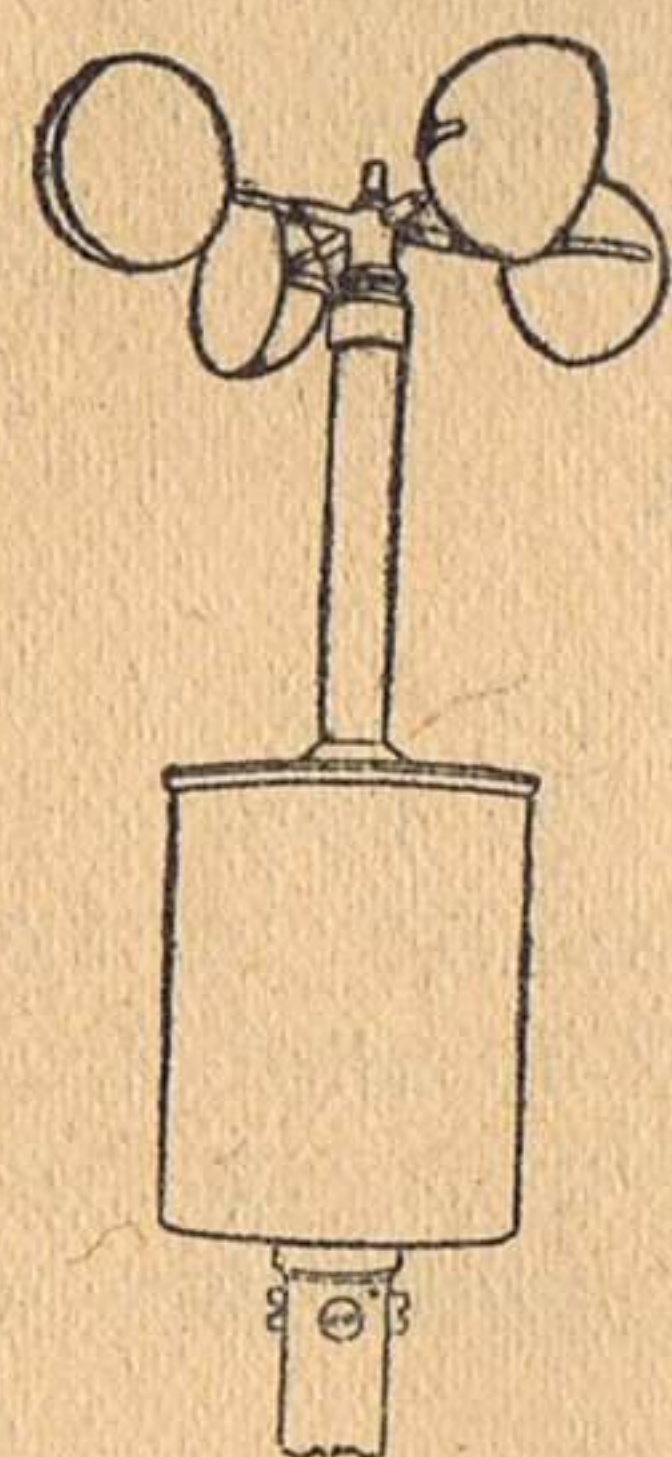


Рис. 23. Анемометр вращения

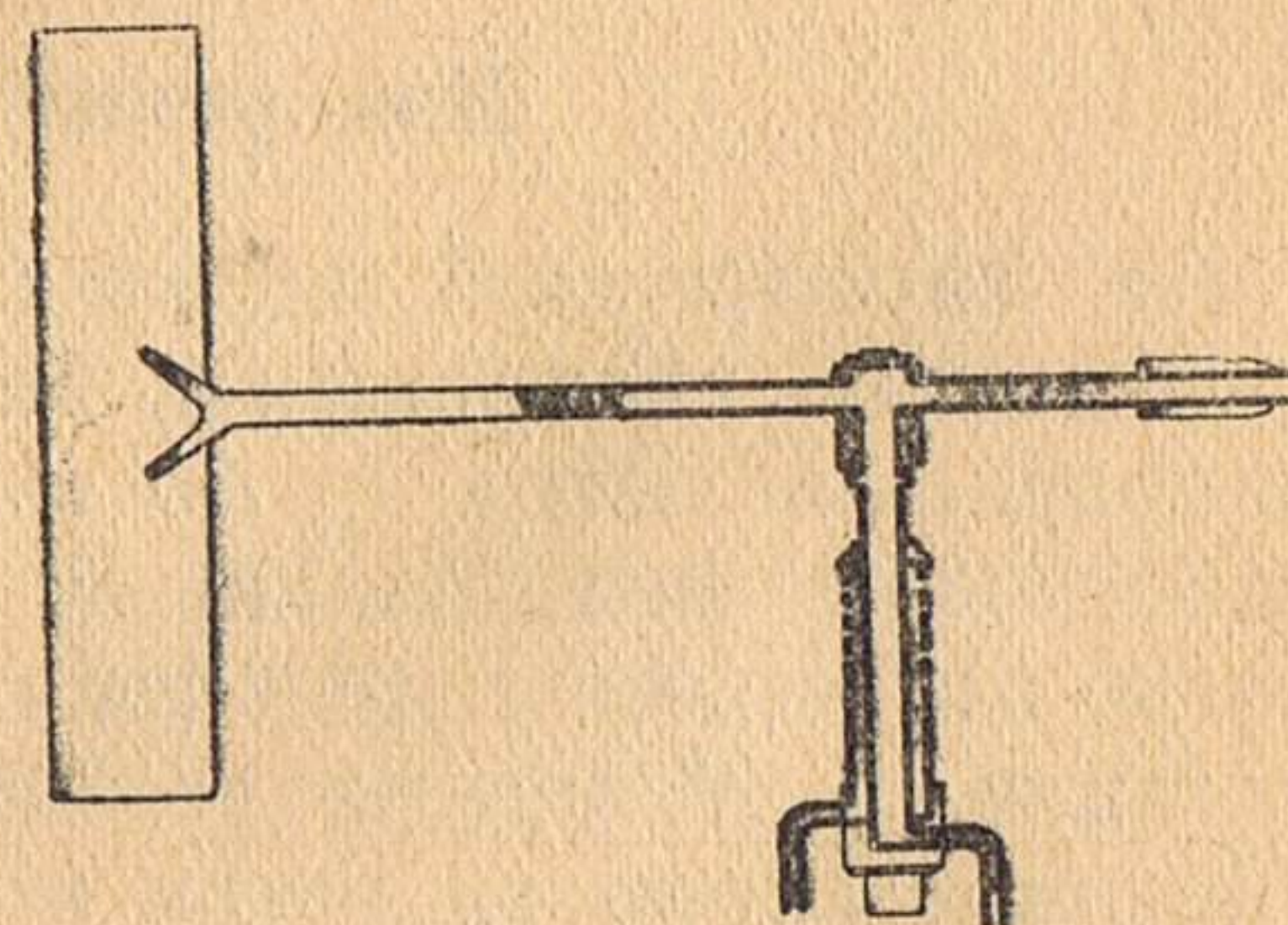


Рис. 24. Анемометр давления

метры давления, которые используют или развивающуюся силу давления ветра на некоторую поверхность, или действие сжатия и разрежения, которое он производит на трубку Пито (анемометры Дайнса — рис. 24).

Индикатор скорости, который служит для измерения технической скорости самолета, не что иное, как анемометр давления.

Таблица ветров

Штифы флюгера		Баллы Бофорта	Предельные величины скоростей в м/сек (по анемометру)	Словесная характеристика	Оценка ветра на глаз
по легкому указателю	по тяжелому указателю				
0	0	0	0		
0—1	0—1	0—1	0—1		
1 и 1—2	1	1	1—2		
2 и 2—3	2	2	2		
3 и 3—4	3	3	2—3		
4 и 4—5	4	4	3		
5 и 5—6	5	5	3—4		
6	6	6	4		
6—7	6—7	6—7	5		
7	7	7	5—6		
			6		
			6—7		
			7		



Таблица ветров

Штифты флюгера		Баллы Борфорта	Предельные величины скоростей в м/сек (по анемо- метру)	Словесная характе- ристика	Оценка ветра на-глаз
по легкому указателю	по тяжело- му указа- телю				
0	0	0	0—0,5	Штиль	Дым поднимается отвесно или почти отвесно; листья неподвижны
0—1	0—1	1	0,6—1,7	Тихий ветер	Движение флюгера незаметно; направление ветра определяется по дыму
1 и 1—2	1	2	1,8—3,3	Легкий	Движение ветра чувствуется лицом, листья шелестят, приводится в движение флюгер
2 и 2—3	1—2	3	3,4—5,2	Слабый	Листья и тонкие ветви деревьев постоянно колышутся, ветер развеивает легкие флаги
3 и 3—4	2	4	5,3—7,4	Умеренный	Ветер поднимает пыль и бумажки; приводит в движение тонкие ветви деревьев
4 и 4—5	2—3	5	7,5—9,6	Свежий	Качаются тонкие стволы деревьев; на воде появляются волны с гребешками
5 и 5—6	3	6	9,7—12,4	Сильный	Качаются толстые сучья деревьев, гудят телеграфные провода; трудно пользоваться зонтом
6	3—4	7	12,5—15,2	Крепкий	Качаются концы деревьев, гнутся большие ветви, неудобно идти против ветра
6—7	4 и 4—5	8	15,3—18,2	Очень крепкий	Ломают тонкие ветви и сухие сучья деревьев, затрудняет движение
7	5	9	18,3—21,5	Шторм	Относительно небольшие разрушения (ветер сбрасывает дымовые трубы и черепицы)
	5—6	10	21,6—25,1	Сильный шторм	Значительные разрушения, деревья вырываются с корнем (наблюдается редко)
	6	11	25,2—29,0	Жестокий шторм	Большие разрушения (наблюдается очень редко)
	Выше 6	12	Более 29,0	Ураган	—

Шаро-пилотные наблюдения

Для определения направления и скорости ветра на высотах пользуются методом шаров-пилотов. Выпускают каучуковый шар, наполненный водородом и имеющий известную подъемную силу (обычно 150—200 г). Если шар имеет некоторую подъемную силу, то он будет идти вверх (как бы всплывать) со скоростью, зависящей от первой силы и силы сопротивления воздуха. На практике определяют скорость подъема по таблицам, учитывая объем шара и подъемную силу. Принимают, что скорость подъема (например 200 м в минуту) за все время движения шара остается постоянной и что ветер действует на шар только в горизонтальном направлении.

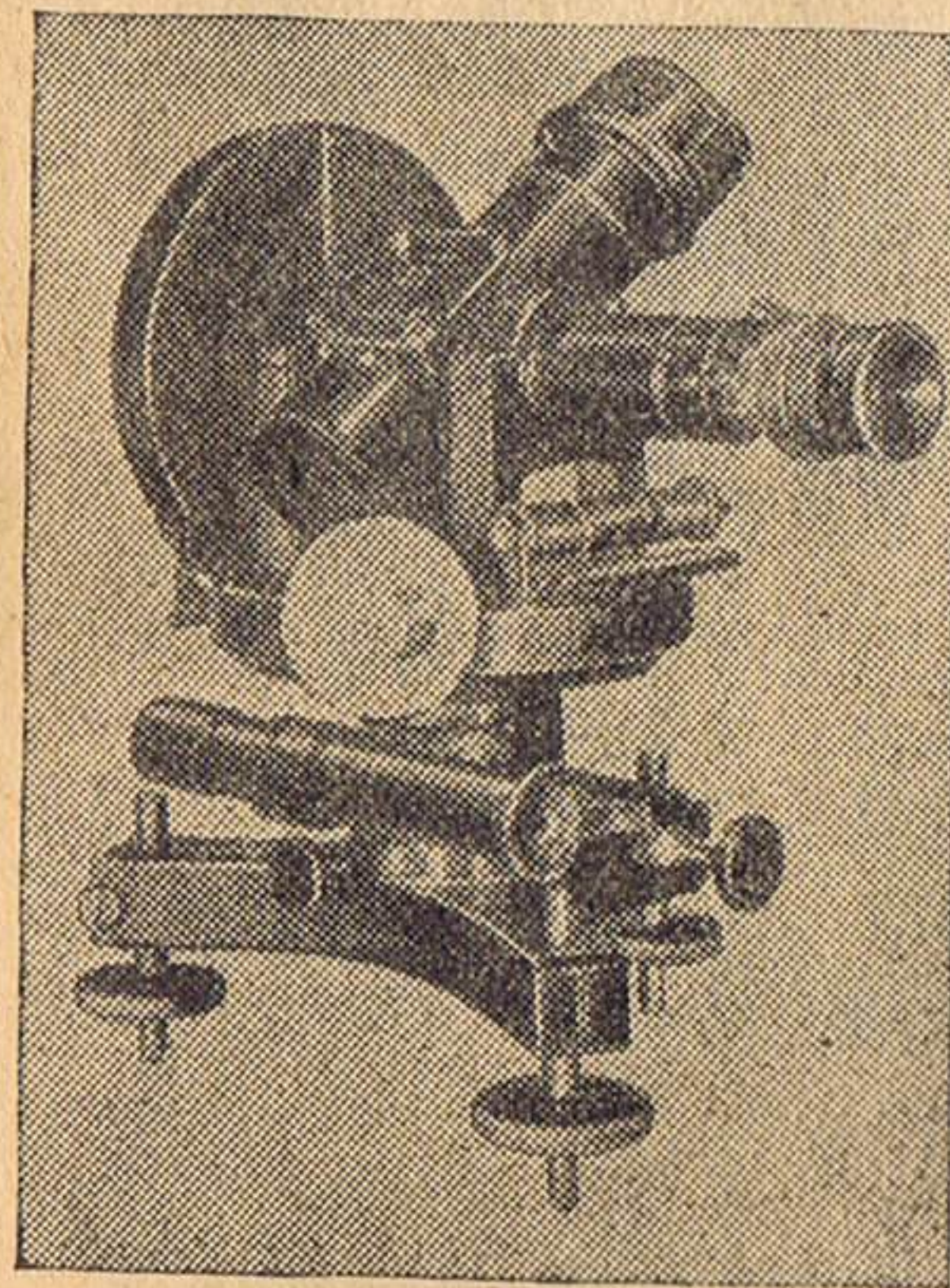


Рис. 25. Аэрологический теодолит

Чтобы знать высоту, достигнувшую шаром в каждый данный момент, достаточно хронометрировать его путь, а для того, чтобы иметь скорость ветра между двумя определенными высотами (другими словами, между двумя известными положениями), достаточно измерить горизонтальное перемещение шара между этими положениями.

Шар прослеживается через зрительную трубку теодолита — прибора, позволяющего отсчитывать вертикальные и горизонтальные углы по кругам с градусными делениями (рис. 25).

По двум углам и высоте легко построить треугольник, а по серии отсчетов — целый ряд треугольников и по решению их получить горизонтальную проекцию шара-пилота в известном масштабе. Далее можно графически вычислить направление и скорость ветра в прозондированном слое. Для удобства и быстроты обработки практика выработала особые графические сетки и круги, позволяющие даже второму наблюдателю производить расчеты на месте и иметь готовые результаты по окончании пуска шара-пилота¹.

¹ Подробные правила пуска шаров-пилотов, наблюдения за ними и обработки результатов изложены в специальных инструкциях, имеющих на каждой метеостанции.

Ночью производят зондажи, подвешивая к шару фонарик со свечой.

Направление ветра на различных высотах, определяемое с помощью шаров-пилотов, выражается в градусах, причем 0° соответствует северу, 90° — востоку, 180° — югу, 270° — западу и т. д.

Зондирование двумя теодолитами (базисные наблюдения)

Зондирование с теодолитом предполагает постоянную вертикальную скорость шара; это предположение может быть неправильным в отдельных частных случаях; может также встретиться необходимость измерить действительную высоту шара для каждого положения. Тогда делают зондирование, прослеживая шар с концов базиса одновременно двумя теодолитами. Наблюдатели, связанные телефоном, делают одновременные отсчеты. Чтобы быть точным, метод требует значительной базы (порядка километра).

Сведения о ветре могут быть также получены измерением направления перемещения облаков по заданной высоте (определение, например, скорости движения облаков посредством нефоскопа) (рис. 26). Грабелный нефоскоп Бессона представляет собой стрелку с зубцами, находящуюся на расстоянии 2 м от глаза наблюдателя. Пропуская облако от одного зубца к другому, при движении, параллельном стрелке, отмечают время. Далее, допуская известную по форме высоту облака, легко получить скорость движения; направление отсчитывается по кругу с делениями.

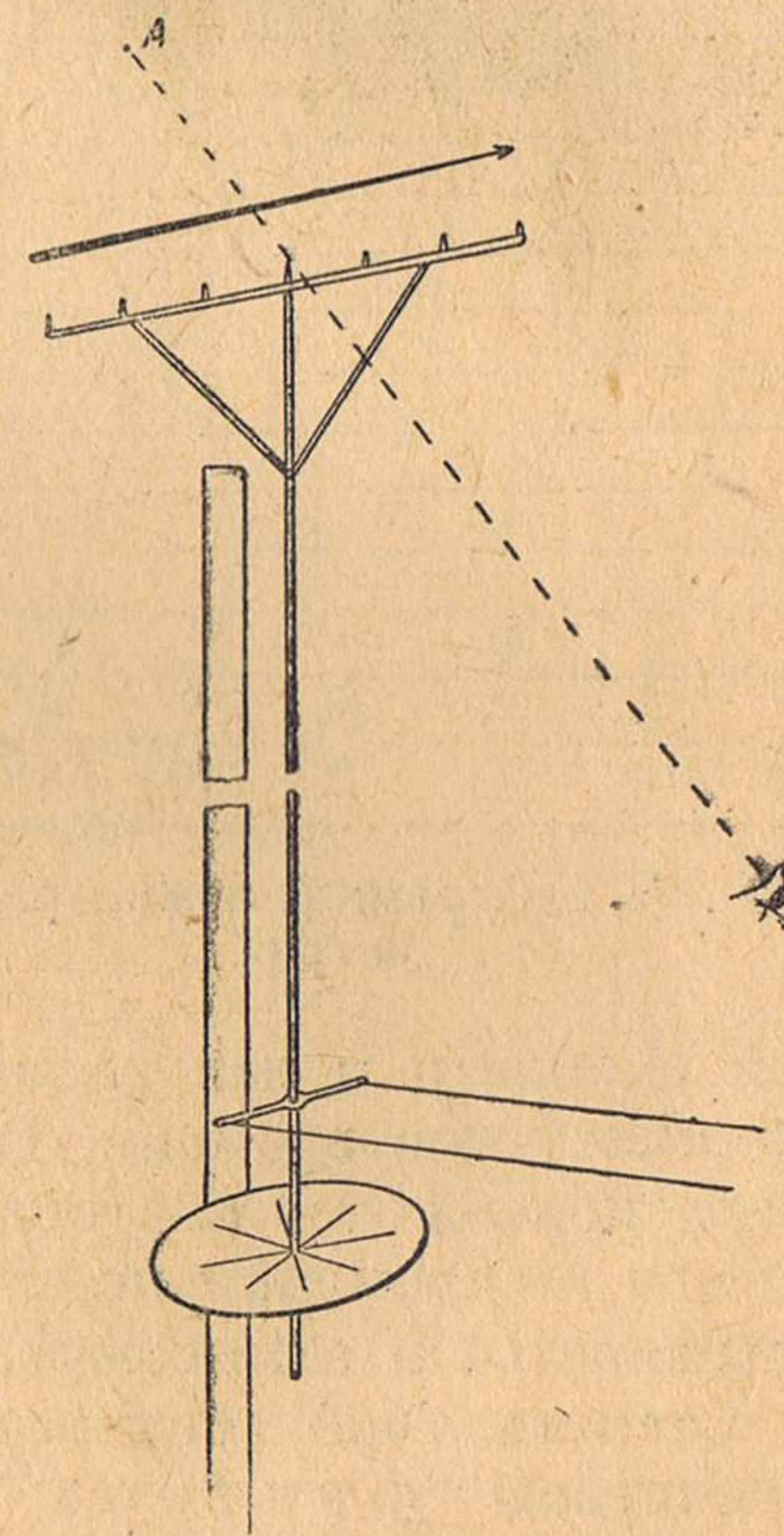


Рис. 26. Нефоскоп Бессона

Наконец, мы далее увидим, что имеется возможность сделать выводы для вычисления направления и скорости ветра из распределения барометрического давления (ветер градиента).

14. ТИПЫ СТРУКТУРЫ ВЕТРА

Если рассматривать серию записей чувствительного анемометра, который точно воспроизводит пульсации ветра, то можно классифицировать ветры по их структуре на три типа:

1) Ветер «ламинарный» (рис. 27) является правильным ветром по силе и направлению; движение воздуха происходит параллельными струйками, как это можно видеть, наблюдая дым.

2) Ветер «турбулентный» (завихренный) (рис. 28) характеризуется непрерывными изменения-

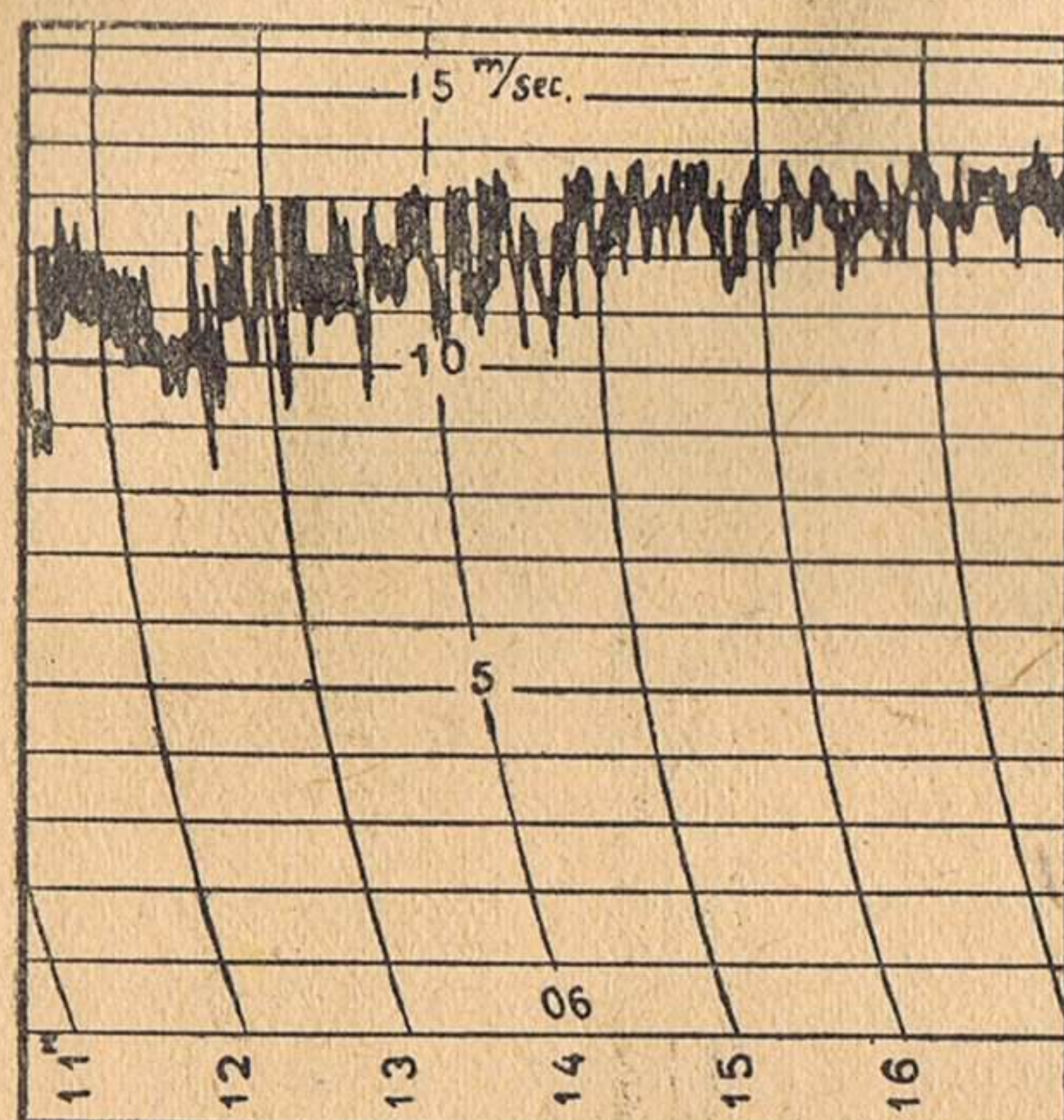


Рис. 27. Диаграмма ламинарного ветра

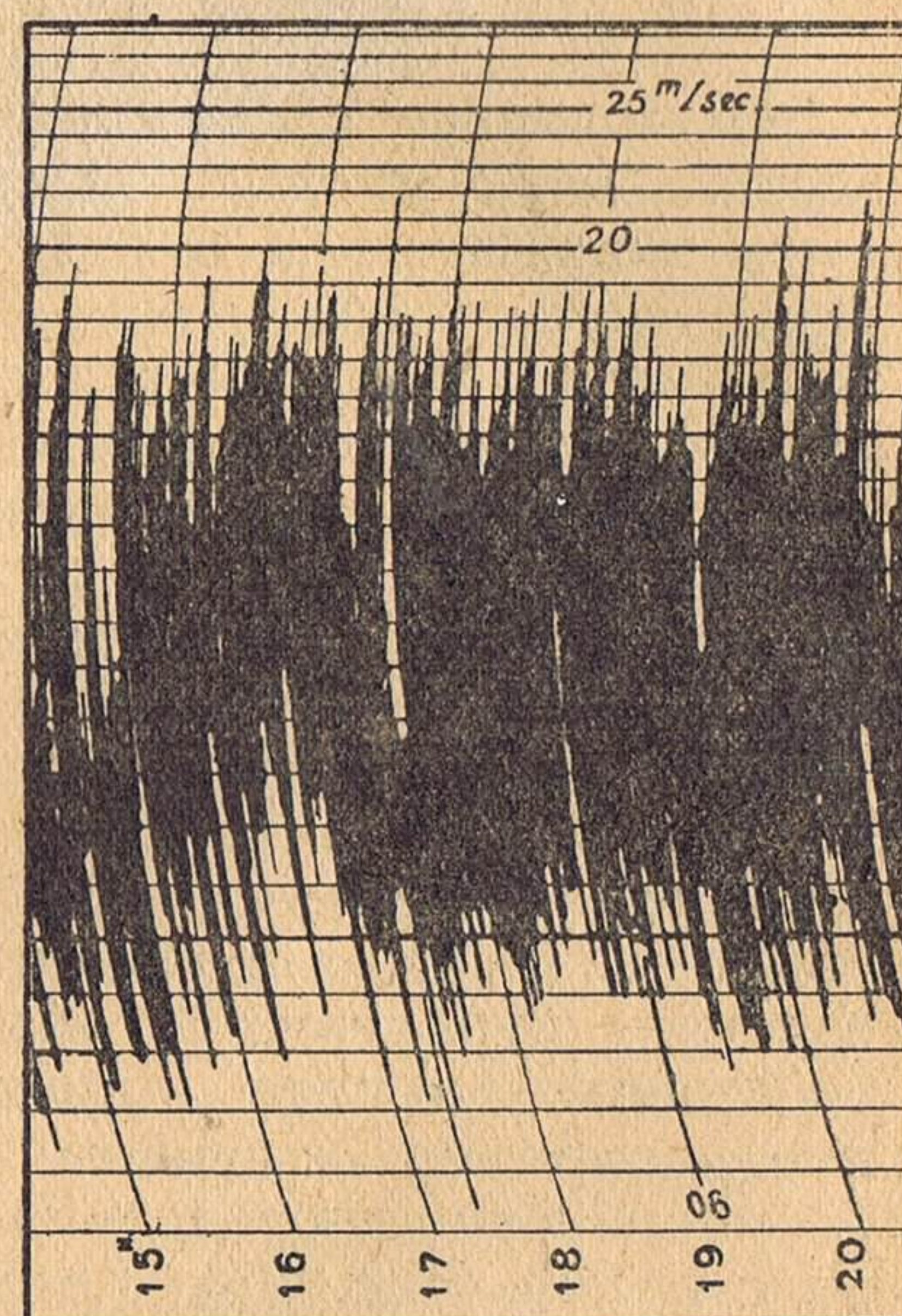


Рис. 28. Турбулентный ветер

ми скорости и направления на протяжении очень коротких промежутков времени. Во время турбулентного ветра флюгера колеблются без остановки между двумя румбами, описывая по временам полный круг. Дым очень быстро распространяется в атмосфере.

Степень турбулентности ветра может быть измерена посредством фактора турбулентности T , который определяется отношением разности E между максимальной и минимальной скоростями ветра к средней скорости. V_m :

$$T = \frac{E}{V_m}$$

Пример. На диаграмме рис. 28 средний ветер будет $V_m = 10$ м/сек, максимальная скорость 17 м/сек и минимальная 4 м/сек; откуда $E = 17 - 4 = 13$ и $T = \frac{13}{10} = 1,3$.

T является числом, которое изменяется от 0 до 2.

В общем виде наиболее сильными ветрами будут такие, которые имеют наибольшую степень турбулентности, но из этого нельзя делать вывод, что сильные ветры всегда бывают очень турбулентными. На рис. 27 мы видим ветер в 13 м/сек почти регулярный (правильный) ($T = 0,1$) в то

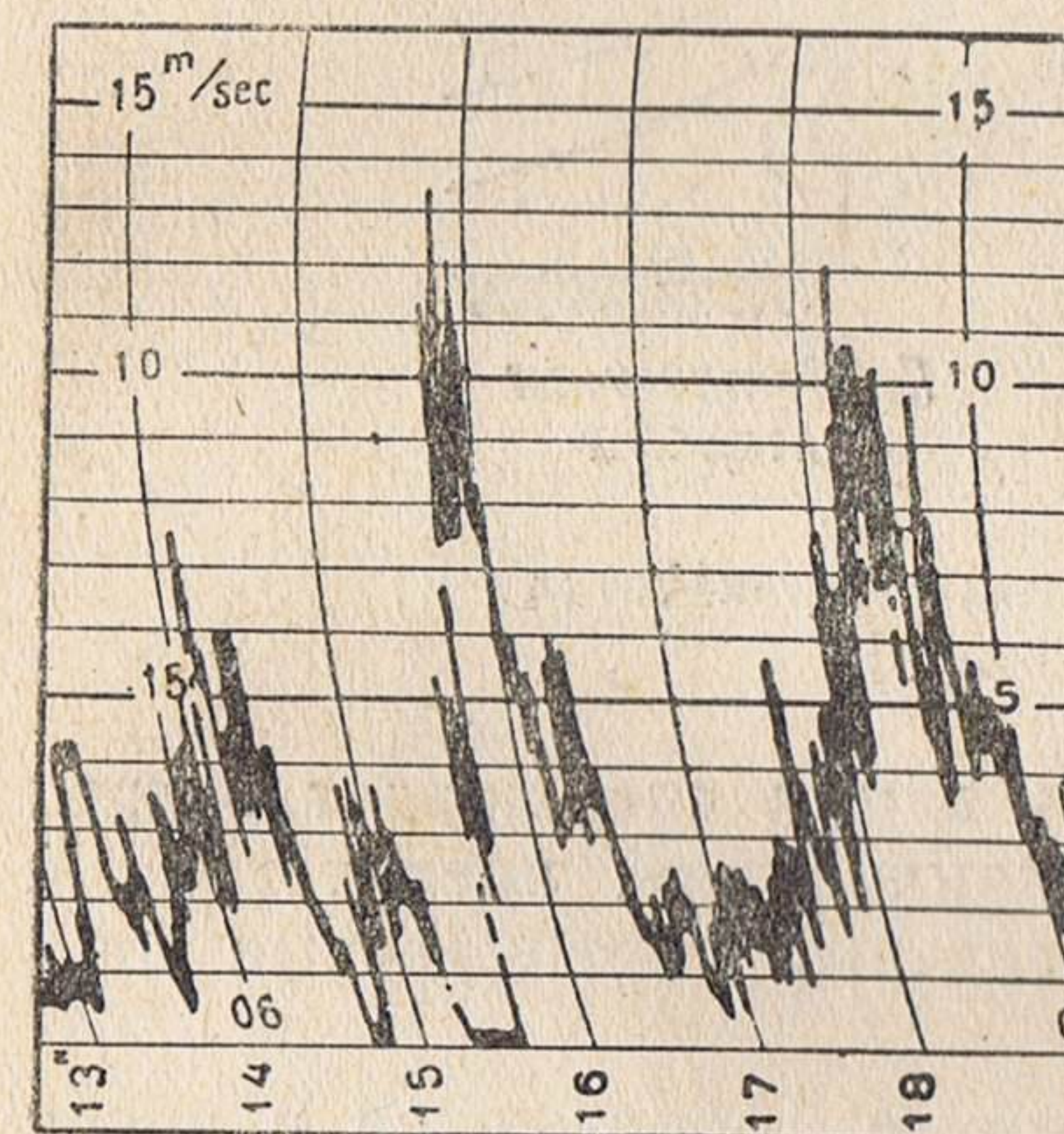


Рис. 29. Шквалистый ветер

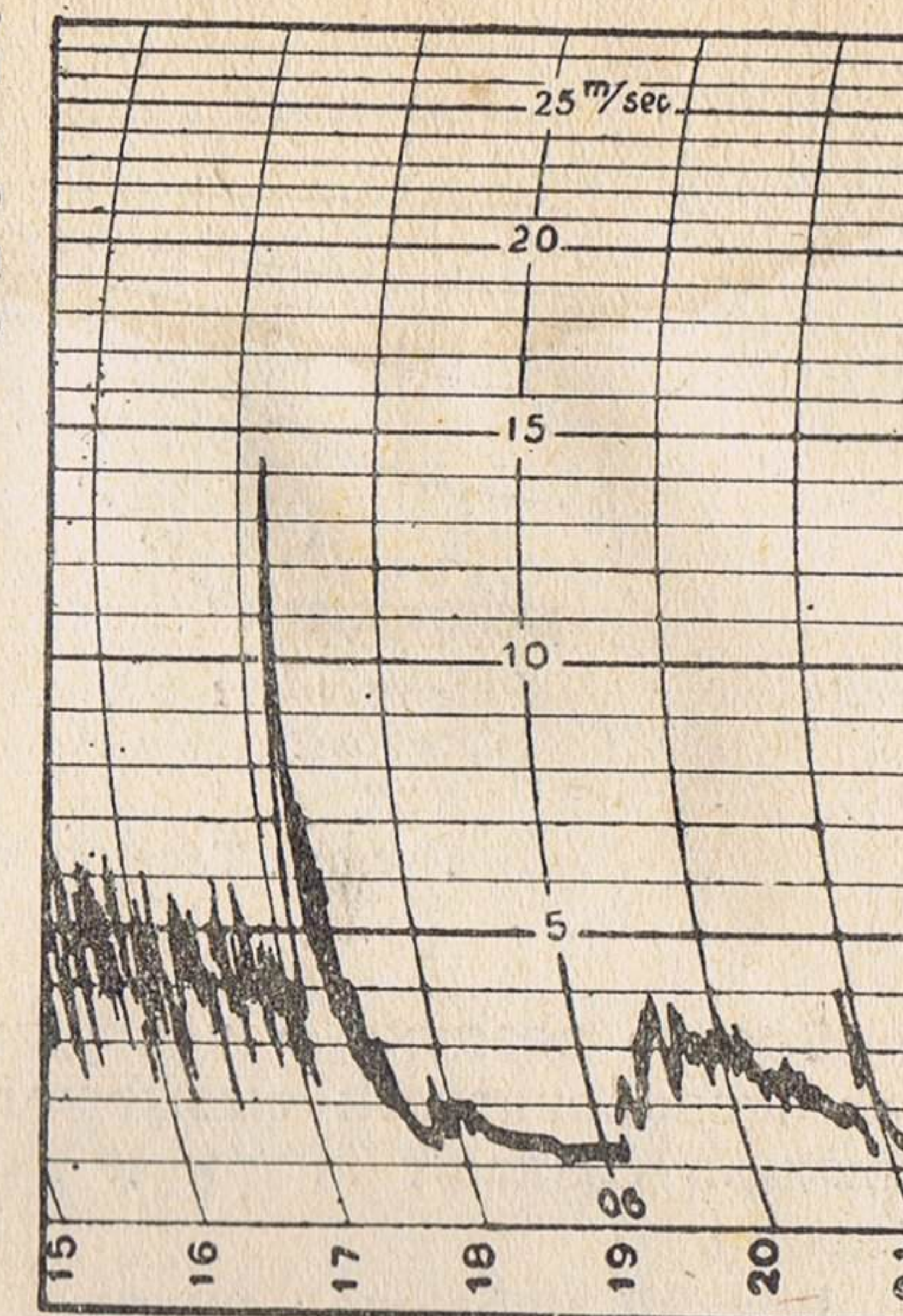


Рис. 30. Запись шквала самописцем

время как на рис. 28 в среднем менее сильный ветер (10 м/сек) имеет заметную турбулентность.

Турбулентность проявляется не только исключительно в непрерывных изменениях скорости ветра, но также и в изменениях его направления и наклона к горизонтальному уровню.

3) Ветер «шквалистый» (рис. 29), у которого периоды слабого ветра чередуются с вихревыми вспышками. Структура шквалистого ветра не должна смешиваться со структурой ветра при прохождении большого шквала (внезапной бури). В этом случае «усиление ветра» вклинивается между двумя определенными ритмами ветра, из которых каждый имеет среднюю скорость и характерную турбулентность (рис. 30).

15. СЛОЙ ЗАВИХРЕНИЯ ПО СОСЕДСТВУ С ЗЕМЛЕЙ

Рельеф земной поверхности, создающий преграды течению воздуха, сильно влияет на движение атмосферы и ее вертикальную структуру. Это влияние сказывается в пределах высоты 1 000 м как на равнине, так и над океаном, но особенно энергично в гористых областях.

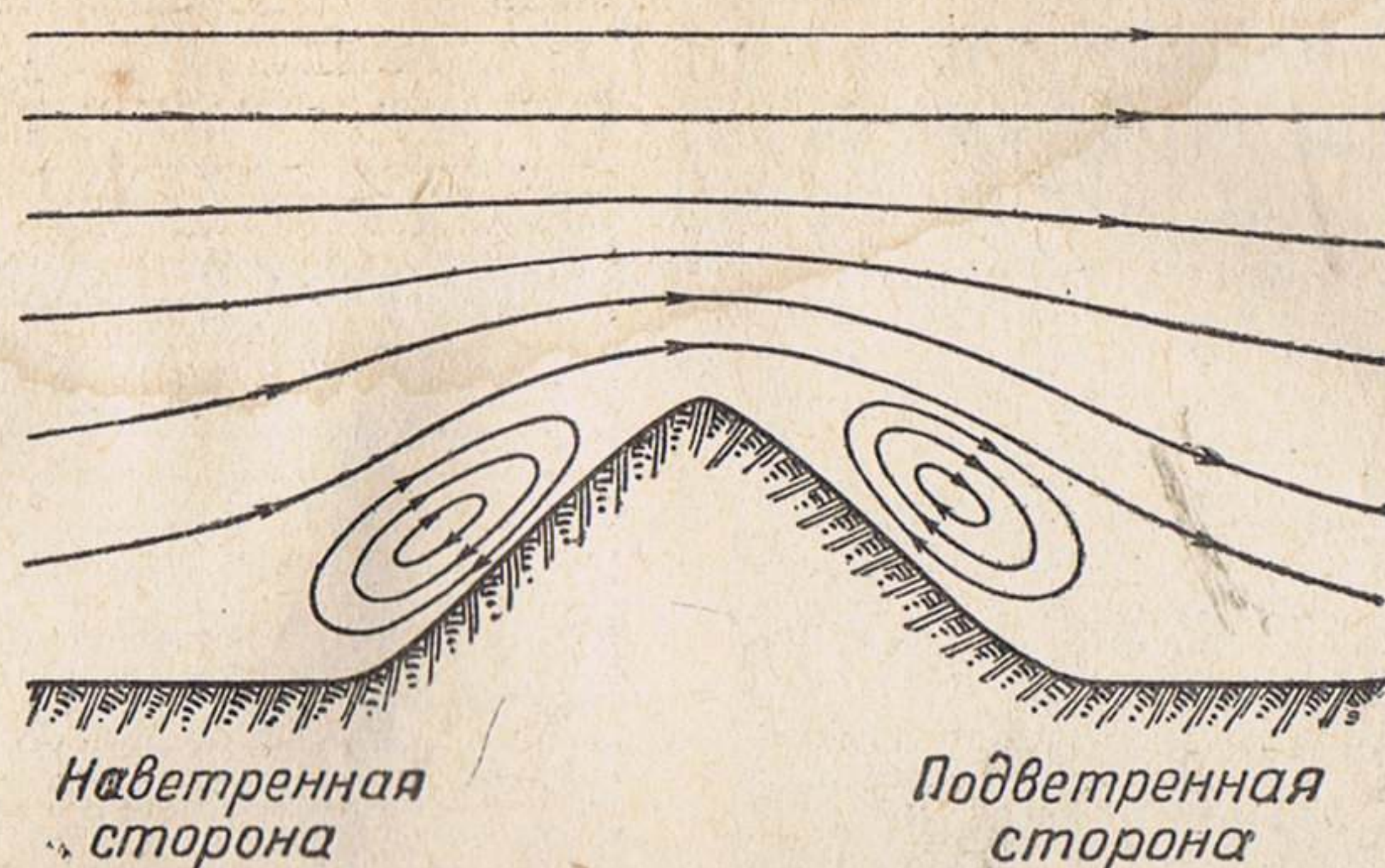


Рис. 31. Течения воздуха у препятствия (слабый ветер)

Трение воздуха о поверхность земли сдерживает ветры; ее шероховатости вызывают «завихрения»; препятствия и рельеф создают вихри и значительные вертикальные движения.

Всякий наблюдал вихри, которые образуются в русле реки, вниз по реке, ниже быка моста. Аналогичные явления происходят в нижних слоях атмосферы, когда течение воздуха затруднено препятствиями.

На наветренной стороне склонов, при слабом ветре, по временам образуется вихрь с горизонтальной осью, имеющий опускающуюся ветвь вдоль склона и довольно медленную скорость вращения (рис. 31).

При слабых ветрах на подветренной стороне препятствия наблюдается стационарный вихрь с горизонтальной осью, аналогичный тому, который образуется на наветренной стороне препятствия; восходящая ветвь его простирается вдоль склона.

При сильных ветрах вихрь распадается на сложные вихри, менее обширные и более подвижные (рис. 32).

Склоны долины, расположенные перпендикулярно действию ветра, образуют вихри, которые могут распространяться по всей долине.

Широкая долина, расположенная с наветренной стороны, характеризуется более спокойным состоянием атмосферы, чем подветренная сторона.

Вполне понятно, что течения вокруг гор являются крайне изменчивыми, следуя формам и размерам препятствий и находясь в зависимости от скорости и направления ветра. Изучение движений воздуха можно провести зрительно, при помощи дыма, или кинематографируя эволюцию имеющих облаков, которые следуют этим движениям, или же восстанавливая траекторию уравновешенного шарика (загруженного таким образом, чтобы он не имел подъемной силы, но и не снижался бы).

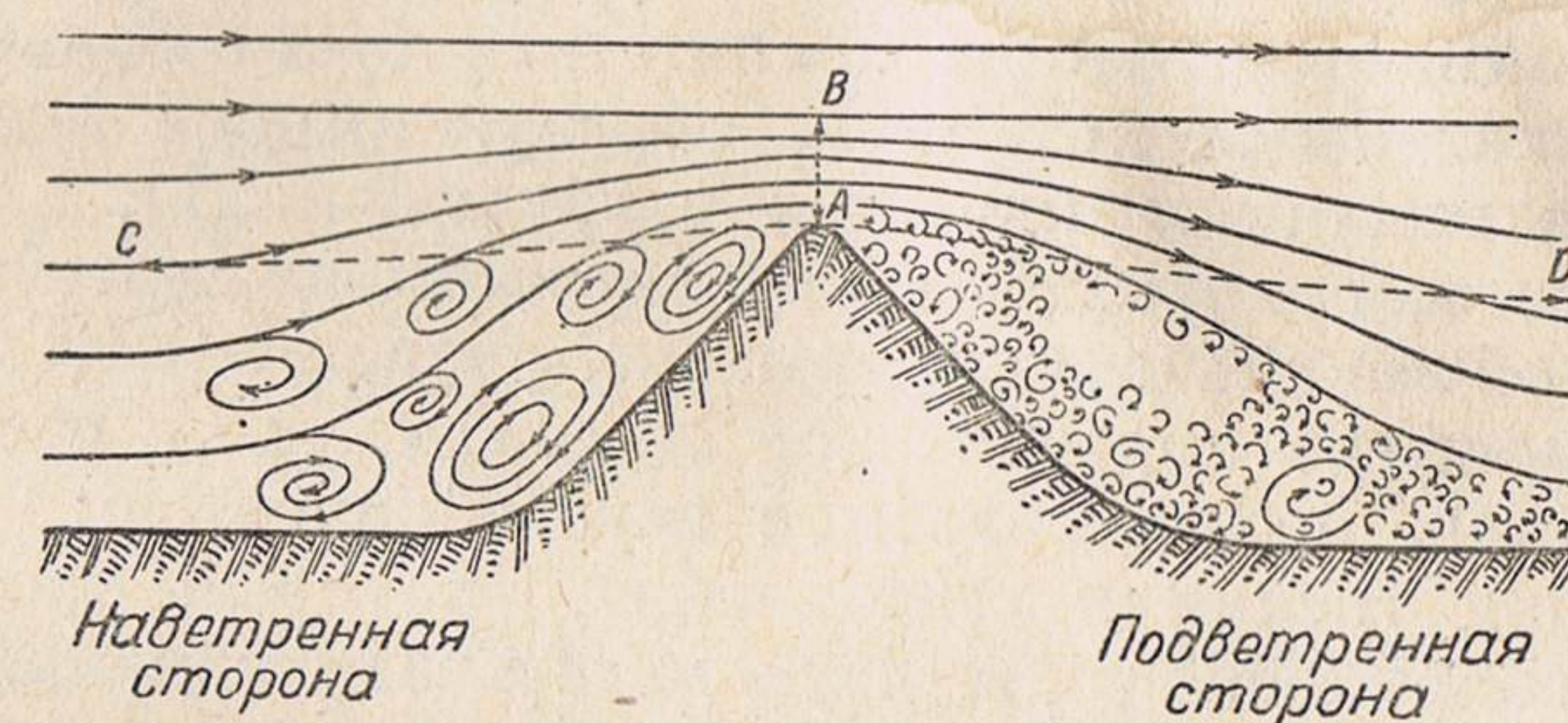


Рис. 32. Течения воздуха у препятствия (сильный ветер)

Достаточно хорошие показания о режимах течения, которых можно ожидать в реальной атмосфере, часто дают и эксперименты, производимые в уменьшенном масштабе, с макетом, размещенным в особой аэродинамической трубе.

Кроме указанных причин, зависящих от влияния рельефа, поверхность земли оказывает на движение воздушных потоков в атмосфере еще и термическое влияние. Дело в том, что при сильном нагревании подстилающей поверхности, происходящем днем в ясную погоду, у самой земли создаются огромные градиенты температуры — порядка нескольких градусов на метр.

Возникающие при сильном нагреве почвы вертикальные движения (конвекционные потоки), которые стремятся выравнять контрасты температур (перемешать воздух), сильно отражаются на общем горизонтальном переносе воздуха.

В ясную холодную ночь в непосредственной близости к почве накапливается холодный воздух, который, как более плотный, как бы «застаивается» здесь, теряет связь с вышележащими слоями и создает зону штиля, в то время как выше воздух продолжает двигаться в горизонтальном направлении.

Многочисленные наблюдения показали, что первый километр над подстилающей поверхностью составляет некую «область атмосферы», имеющую свою специальную метеорологию и находящуюся под сильным влиянием этой подстилающей поверхности. Метеорологи дали ей название слоя турбулентного перемешивания, или слоя воздушного завихрения.

Причины образования завихрений (турбулентности)

Турбулентность атмосферы вызывается:

а) возмущениями, вводимыми рельефом и препятствиями в течение воздуха (динамическая турбулентность); при этом нет необходимости, чтобы препятствия были большими;

б) вертикальными потоками, образующимися вследствие нагревания земли (термическая турбулентность).

Кроме того, причинами турбулентности являются:

а) неустойчивость атмосферы (см. раздел 34): в неустойчивой атмосфере вертикальное движение, раз начавшись, продолжается, поддерживаемое неустойчивостью;

б) явления трения и смешивания, которые происходят в местах соприкосновения двух масс воздуха, обладающих различными физическими свойствами.

В общем можно сказать, что турбулентность порождается в слое малой толщины, прилегающем к поверхности земли или к разделу двух масс воздуха, и обладает способностью распространяться затем на другие слои.

Действие турбулентности на самолет

При слабой турбулентности пилотирование бывает легким и спокойным; при сильной — пилотирование осложняется, так как приходится непрерывно удерживать направление полета. Степень турбулентности по наблюдаемым пилотом явлениям оценивается следующим образом.

Турбулентность оценивается нулевой, если самолет подвержен колебаниям только время от времени; для удерживания направления полета нет необходимости пользоваться управлением; число оборотов мотора и показания указателя скорости не колеблются.

Турбулентность оценивается баллом 1, если самолет ощущает частые боковые толчки и легкую килевую качку; необходимы небольшие движения рулями, чтобы держать направление полета; число оборотов мотора постоянное, показания указателя скорости слегка колеблются.

Турбулентность оценивается баллом 2, если под воздействием воздушных завихрений самолет отклоняется от направления полета, качается, поворачивается и изменяет высоту; для поддержания равновесия и направления полета требуются довольно энергичные движения рулями; пассажиры на мгновение отрываются от сидений; отсечка мотора не очень ритмична; число оборотов поминутно изменяется, так же как и показания указателя скорости.

Турбулентность оценивается баллом 3, если самолет часто и резко отклоняется от направления полета, сильно качается, заворачивает; начинает скользить на крыло и с трудом подчиняется рулям; пассажиры отрываются от сидений и удерживаются только благодаря привязным ремням; мотор дает непрерывные ощутительные на слух перебои, число оборотов и показания указателя скорости сильно «скачут».

Следует также отметить, что турбулентное состояние атмосферы порождает ощутимые изменения аэродинамических качеств самолета, поскольку завихренные потоки воздуха встречаются с крыльями под углами, не встречающимися в нормальном полете.

Метеорологические следствия турбулентности

В первой главе было сказано, что воздух состоит из мельчайших упругих шариков-молекул, находящихся в непрерывном движении. Благодаря этому молекулы переносятся из одного газового слоя в другой. Молекулярное движение объясняет диффузию газа — свойство двух различных газов в совместном присутствии очень быстро смешиваться друг с другом, чтобы образовать однородную массу.

В массе воздуха, приведенной в движение турбулентностью, начинают двигаться частицы гораздо больших размеров, чем молекулы. Это уже целые «объемы» воздуха, которые, перемещаясь беспорядочным способом, быстро переносят по всей массе воздуха энергию движения, теплоту воздуха, а также его влажность, содержание пыли и т. п. Из этого следует, что турбулентный воздух приобретает вязкость, проводимость и способность смешиваться в значительно большей степени (в несколько сотен тысяч раз), чем спокойный воздух.

Для метеорологии необходимо отчетливое понимание всех глубоких изменений физических свойств воздуха, происходящих вследствие турбулентных его движений.

Необходимость знания ветра для летчика

Авиация в полной мере ощущает на себе влияние элементов погоды, и в частности ветра. При подъеме и спуске пилот должен направлять самолет против ветра, и, следовательно, знать направление ветра у земли. На аэродромах направление ветра указывается специальными ветроуказателями и посадочным Т.

Во время полета по маршруту, при отсутствии земных ориентиров, знание ветра на высоте воздушного корабля позволяет летчику вычислить свой снос (отклонение от пути).

Для подготовки и выполнения рейса при эксплуатации больших воздушных линий нужно отдавать себе полный отчет о направлении и силе ветров, желательно на различных высотах, так как они способны изменить в широких пределах радиус действия самолета.

В этих условиях, маневрируя по высоте, с тем, чтобы стать в зону наиболее сильного попутного ветра, можно долететь до более отдаленного пункта в течение меньшего времени, чем это было бы возможно без учета ветра.

Наконец, знание явлений, связанных со структурой ветра (турбулентность, вихри, обусловленные препятствиями или нагревом земли), имеет большое значение для того, чтобы летать в полной безопасности, особенно в гористых местностях. Надо помнить, что наветренная зона, в случае полета близ гор, менее опасна, чем подветренная, и не следует упускать из виду, что горный массив волнует атмосферу до высот, значительно превышающих высоту наибольших вершин.

16. ОБЛАКА

Образование облаков

Мы видели, что там, где температура воздуха понижается, относительная влажность его увеличивается и при достаточном охлаждении и насыщении влагой может дойти до конденсации. Понижение температуры является основным процессом, приводящим к конденсации водяного пара и образованию облаков.

Воздух может охлаждаться тремя путями:

1) излучением энергии к земной поверхности, к окружающим слоям атмосферы и в мировое пространство;

2) вследствие соприкосновения с охлажденной земной поверхностью, путем теплопроводности и турбулентного перемешивания;

3) путем подъема данного объема воздуха в более высокие, чем первоначально, слои атмосферы.

Последний процесс в деле образования облаков является важнейшим.

Дело в том, что воздух при сжатии нагревается, при расширении охлаждается.

Пример нагревания от сжатия мы можем видеть хотя бы при накачивании велосипедной камеры, когда нижняя часть насоса нагревается. Примером охлаждения от расширения может служить охлаждение шлангов при запуске мотора сжатым воздухом, который, вырываясь из баллона и резко расширяясь, настолько сильно охлаждается, что шланги, ведущие к мотору, иногда покрываются инеем.

Когда сжатие (или расширение) происходит без теплового обмена сжимаемого воздуха с окружающей средой, такой процесс называется адиабатическим.

При подъеме воздух расширяется и адиабатически охлаждается. Установлено, что ненасыщенный водяными парами воздух охлаждается на 1° при подъеме на каждые 100 м.

При опускании воздух сжимается и адиабатически нагревается на 1° на каждые 100 м.

Следовательно, там, где воздух поднимается, его относительная влажность увеличивается и дело идет к образованию облаков. Там же, где воздух опускается, его относительная влажность уменьшается, и, если в нем были облака, то они начинают рассеиваться.

Конденсация влаги происходит вокруг так называемых ядер конденсации. Ядрами конденсации являются мелкие частицы гигроскопической пыли, наэлектризованные ядра, называемые ионами, частички дыма. Ядра конденсации всегда содержатся в атмосфере в достаточном количестве¹. Облако, таким образом, образуется из скопления отделенных друг от друга капелек воды (или кристаллов льда). Капельки в диаметре очень малы (0,1 мм); скорость их падения также очень мала (несколько миллиметров в секунду). Небольшого восходящего потока достаточно, следовательно, чтобы удерживать их в подвешенном состоянии. Во

¹ Укажем, в частности, что выхлопной газ моторов производит ядра конденсации в большом количестве. Этим объясняются наблюдаемые иногда облачные следы, образующиеся за самолетом, особенно при полете последнего на большой высоте.

всех случаях, когда они падают, это происходит крайне медленно. Напротив, капли дождя, которые образуются путем слияния капелек воды облака, будучи гораздо больше, падают с ощутимой скоростью — несколько дециметров в секунду. Капельки, которые составляют облако, хотя и многочисленны, но настолько малы, что не содержат очень большого количества воды. На кубический метр облака воды приходится всего несколько граммов. Воды содержится в воздухе облака в состоянии пара столько же, сколько и в состоянии воды.

Относительная влажность внутри облака всегда немного ниже 100% (например, 98—99%); она почти равняется 100% в непосредственной близости капелек, но в промежуточных пространствах между капельками ее значение ниже.

Классификация облаков

Формы облаков крайне изменчивы; однако, можно распознать некоторые, характерные их типы и установить классификацию. Наиболее новая классификация, установленная Международной комиссией по изучению облаков в 1930 г.¹, разделяет облака на четыре семейства, заключающие 10 различных родов. В каждом семействе роды сгруппированы по одной из трех форм:

а) Кучевообразные — облака, состоящие из отдельных облачных масс, развивающихся преимущественно в вертикальном направлении и мало — в горизонтальном.

б) Волнистые — в которых слои или гряды подразделены на валы, плиты, шары, чешуйки или хлопья.

с) Слоистообразные — равномерные облачные покровы.

Далее мы даем таблицу классификации.

Первое семейство: высокие облака (верхний ярус).

Нижний уровень в среднем 6 000 м.

Форма б { 1-й род: перистые — Cirrus (Ci)
2-й род: перистокучевые — Cirrocumulus (Cc)
Форма с 3-й род: перистослоистые — Cirrostratus (Cs)

Второе семейство: средние облака (средний ярус).

Верхний уровень в среднем 6 000 м.

Нижний уровень в среднем 2 000 м.

¹ Международный атлас облаков и состояния неба, изд. Международной комиссии по изучению облаков. Париж 1932.

Форма а } 4-й род: высококучевые — Altocumulus (Ac)
Форма б }
Форма с 5-й род: высокослоистые — Altostratus (As)

Третье семейство: низкие облака (нижний ярус).

Верхний уровень в среднем 2 000 м.

Нижний уровень — вблизи земли.

Форма а } 6-й род: слоистокучевые — Stratocumulus (Sc)
Форма б }
Форма с { 7-й род: слоистые — Stratus (St)
8-й род: слоистодождевые — Nimbostratus (Ns)

Четвертое семейство: облака вертикального развития.

Верхний уровень в среднем уровень перистых облаков.

Нижний уровень в среднем 500 м.

Форма а { 9-й род: кучевые — Cumulus (Cu)
10-й род: кучеводождевые — Cumulonimbus (Cb)¹

Нужно заметить, что показанные высоты соответствуют умеренному климату и относятся не к уровню моря, а к поверхности почвы. В отдельных случаях могут быть большие отклонения относительно показанных средних уровней, в особенности, когда это касается перистых облаков, которые даже в умеренном климате достигают порой высоты почти 3 000 м.

Описание и определение родов облаков

1. Cirrus (Ci) — перистые. Облака одиночные, нежные, волокнистого строения, без настоящих теней, главным образом белого цвета, часто с шелковистым блеском (рис. 33).

Cirrus составлены всегда из кристаллов льда и их прозрачность обязана особому состоянию этих кристаллов.

Обычно, когда они проходят перед солнцем, они едва ослабляют его блеск.

Перед заходом солнца и сейчас же после него перистые облака имеют иногда свежий розовый и красный цвет. Они начинают освещаться раньше других облаков и гаснут значительно позднее; спустя некоторое время после захода солнца они становятся серыми.

2. Cirrocumulus (Cc) — перистокучевые. Имеют вид слоя или пласта перистых облаков, состоящего из малых белых клочков или очень маленьких мячиков (пио-

¹ В старых метеорологических изданиях кучеводождевые облака обозначались *Сп*.

нов), которые расположены или в группы, или в нити, или, скорее, в виде кажущейся ряби, которую имеет песок на берегу моря, без теней (рис. 34). В обиходе эти облака часто называются «барашками».



Рис. 33. Перистые облака

3. *Cirrostratus* (Cs) — перистослоистые. Эти облака имеют вид тонкой беловатой вуали, которая не затмевает контуров солнечного или лунного диска и обуславливает образование радужных кругов¹ вокруг этих светил (рис. 35).

В течение дня, когда солнце уже поднялось над горизонтом, плотность вуали не всегда бывает достаточной для того, чтобы уничтожить тени, которые имеет освещенный солнцем объект.

Все, что было сказано относительно прозрачности и окрасок о *Cirrus*, приложимо в широких размерах к *Cirrostratus*.

4. *Alto cumulus* (Ac) — высококучевые. Эти облака представляют собой слой (или пласт), составленный из чешуек или хлопьев.

Эти элементы располагаются в группы, в полосы или завитки, следующие в одном или двух направлениях и иногда столь тесно сближенные, что их края соединяются (рис. 36).

¹ Такой круг, проходящий обычно на расстоянии 22° от светила, называется гало.

Когда край или лучше когда тонкая и прозрачная часть слоя Ac проходит перед солнцем или луной, вокруг небесного светила образуется венец¹.

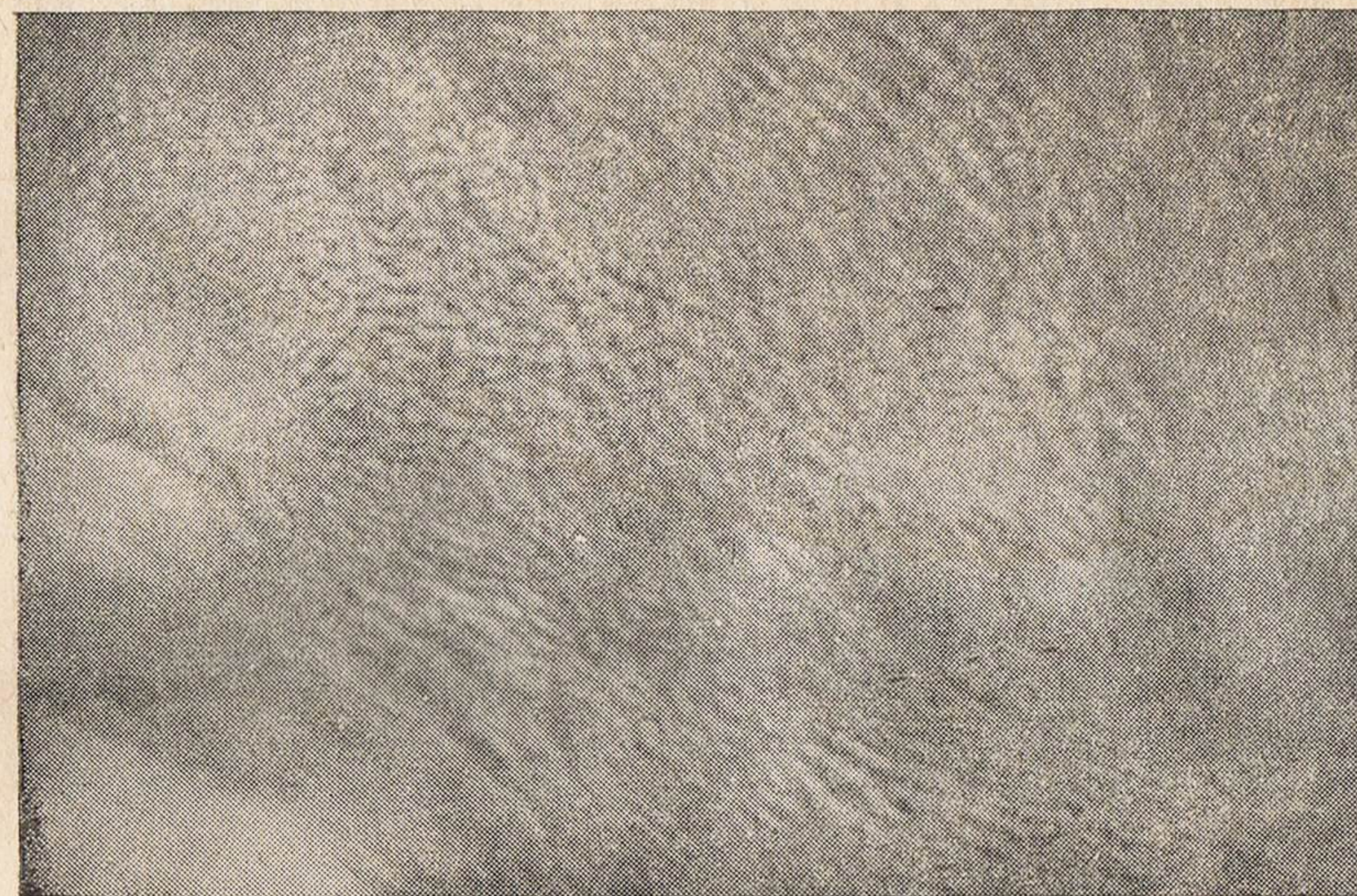


Рис. 34. Перистокучевые

Когда Ac принимают форму вытянутых пластинок, или чечевиц, тогда они называются *Ac-lenticularis* (чечевицеобразные) (рис. 37).

5. *Altostratus* (As) — высокослоистые. Эти облака имеют вид волокнистой или шероховатой вуали более или менее серого или голубоватого цвета.

Они похожи по плотности на Cs, но не образуют кругов и позволяют видеть солнце или луну расплывчато (неясно), через проблески ее мутности, как через матовое стекло или через плотную маску (рис. 38).

Дождь или снег могут выпадать из As, но когда образование осадков становится значительным (сильным), обычная вуаль уплотняется и снижается, доходя до Ns (см. ниже).

6. *Stratocumulus* (Sc) — слоистокучевые. Представляют собой слой (или пласт) темных волнистых

¹ Венец — это узкий, окрашенный венчик, красный в наружной части и зеленый во внутренней. Радиус венца гораздо меньше, чем у гало.

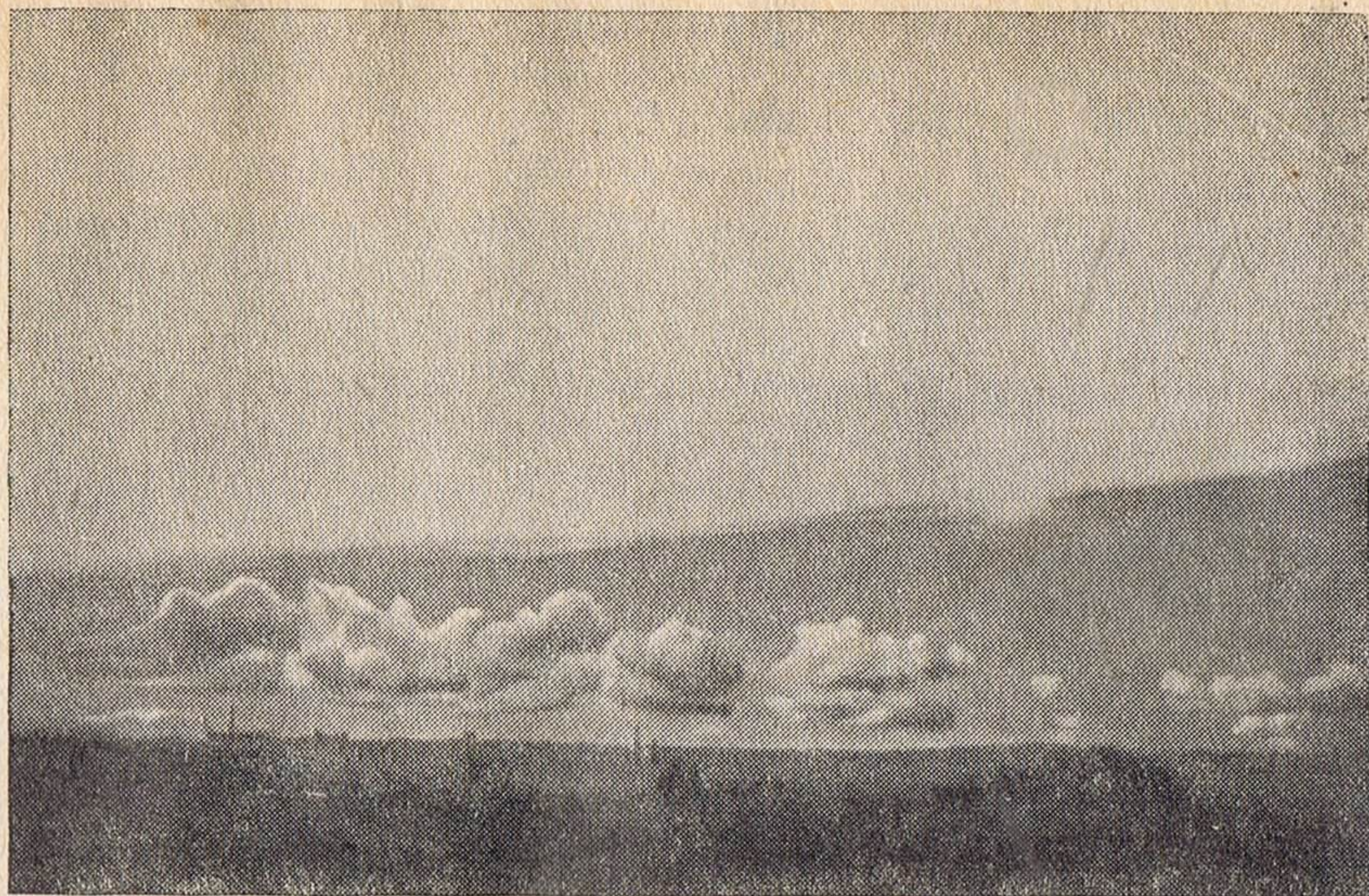


Рис. 35. Перистослоистые



Рис. 37. Высококучевые чечевицеобразные



Рис. 36. Высококучевые



Рис. 38. Высокослоистые

облаков, которые покрывают почти все небо. Очертания их мягкие, туманные, окраска — серая с темными частями (рис. 39).

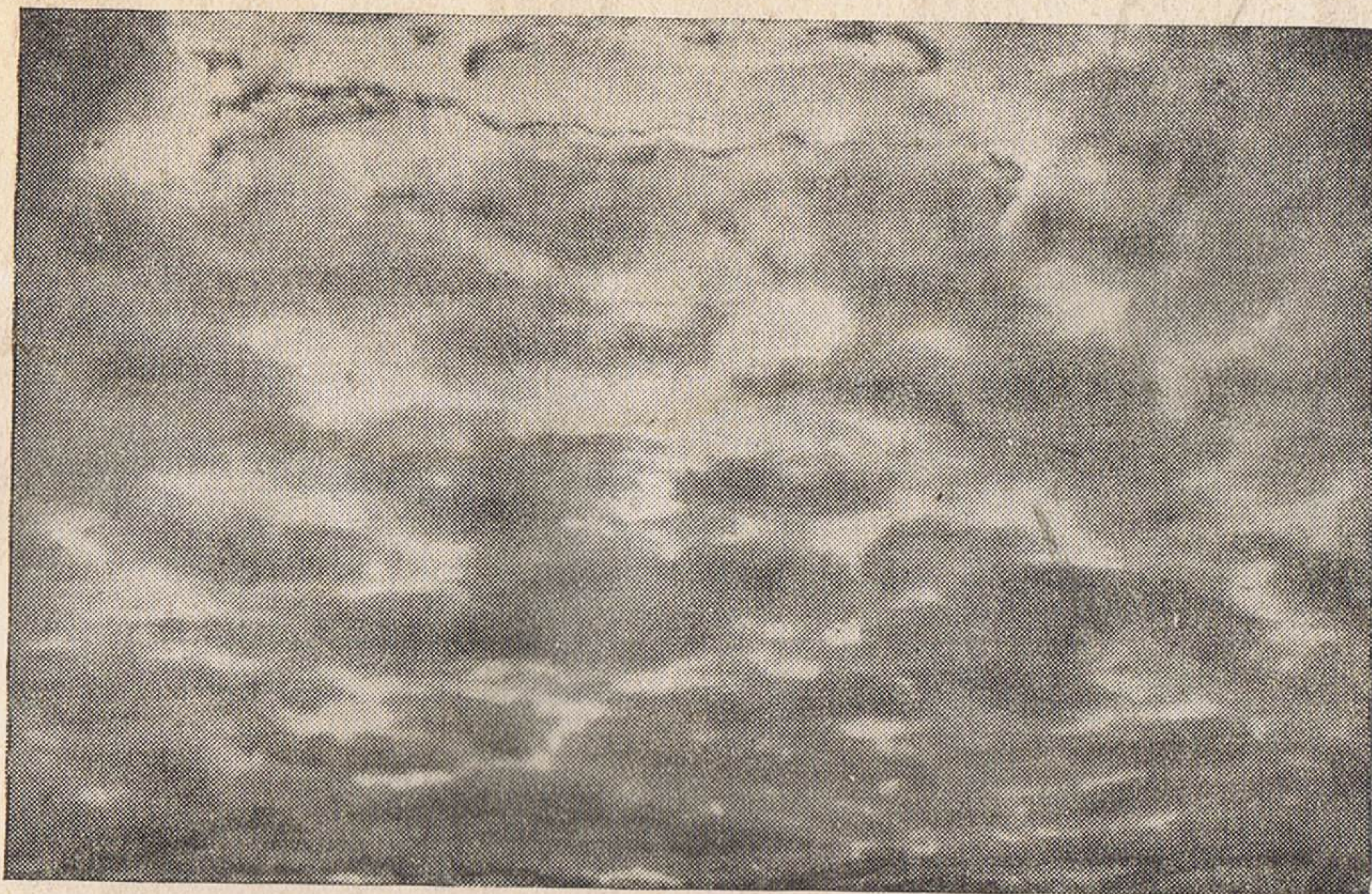


Рис. 39. Слоистокучевые

Отдельные элементы *Sc* располагаются в группы, в полосы или завитки, следующие в одном или двух направлениях. Очень часто валики облаков настолько тесно сближены, что края их соединяются; когда они покрывают почти все небо, над континентом, в особенности зимой, они имеют колеблющийся внешний вид. Обычно слой *Sc* имеет просветы.

7. *Stratus* (*St*) — слоистые. Представляют собой однообразный облачный слой, аналогичный густому туману, но приподнятому над землей (рис. 40).

Этот слой всегда очень низок, может быть разорван ветром или вершинами гор на неправильные лоскутья, которые называются *Fractostratus* (разорванослоистые). *Stratus* может дать мелкий морозящий дождь, но никогда не дает крупного дождя.

8. *Nimbostratus* (*Ns*) — слоистодождевые¹. Низкий плотный слой однообразного темносерого цвета, слабо освещенный во внутренней части.

¹ На синоптических картах эти облака показываются тем же знаком, что и облака *As*.



Рис. 40. Слоистые

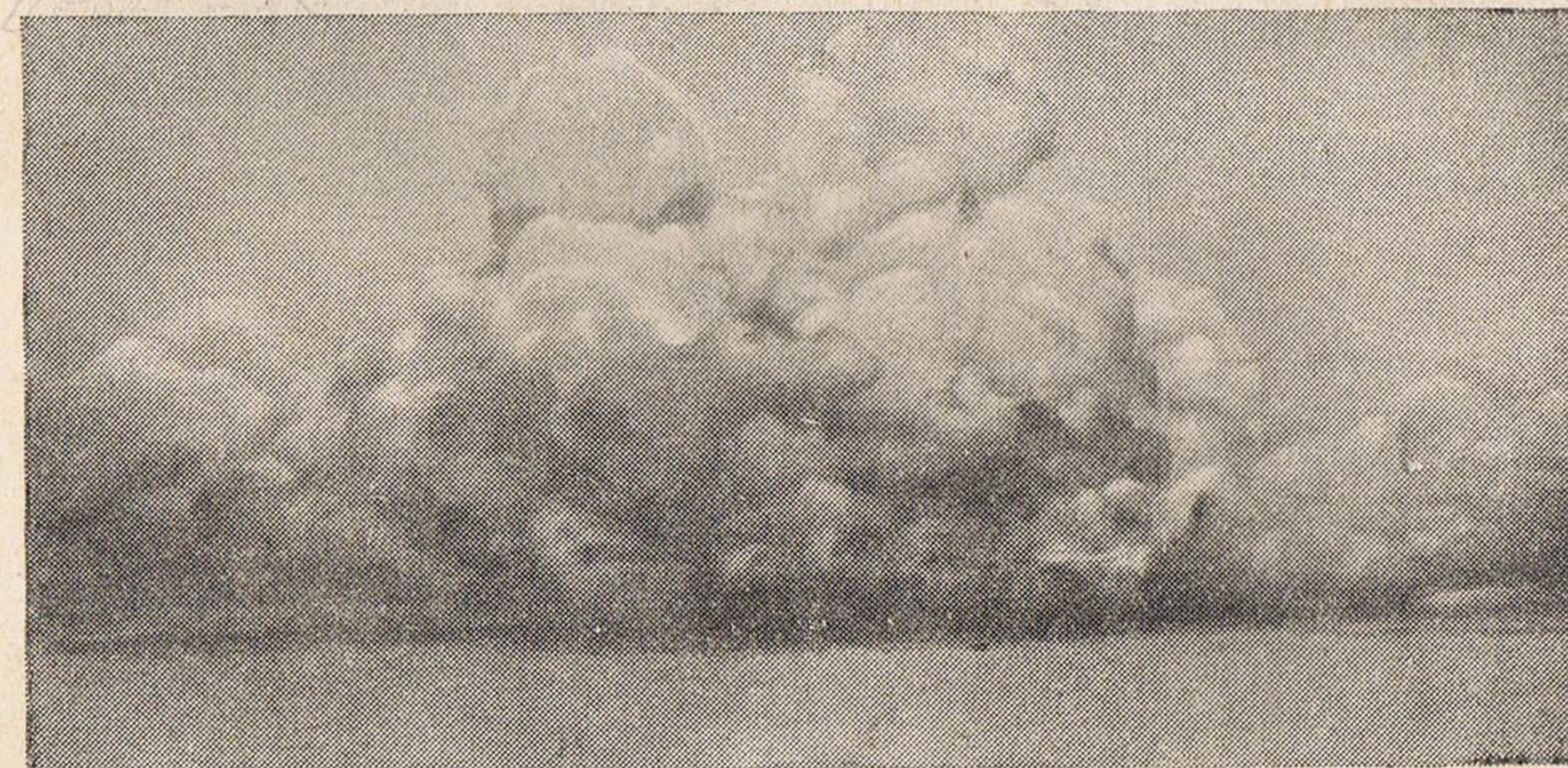


Рис. 41. Кучевые

Эти облака дают осадки в виде непрерывного дождя или снега. *Ns* могут образовываться из *As* путем уплотнения и снижения последних.

9. *Cumulus* (*Cu*) — кучевые. Плотные облака вертикального развития, вершина которых образует купол и характеризуется округленными выступами, в то время как нижнее их основание почти горизонтально (рис. 41).

Настоящий *Си* определенно очерчен в высоте и у основания. Однако, наблюдают еще облака, которые похожи на разорванные *Си*, различные части которых имеют непрерывные изменения: это — *Fractusimulus* (разорванокучевые).

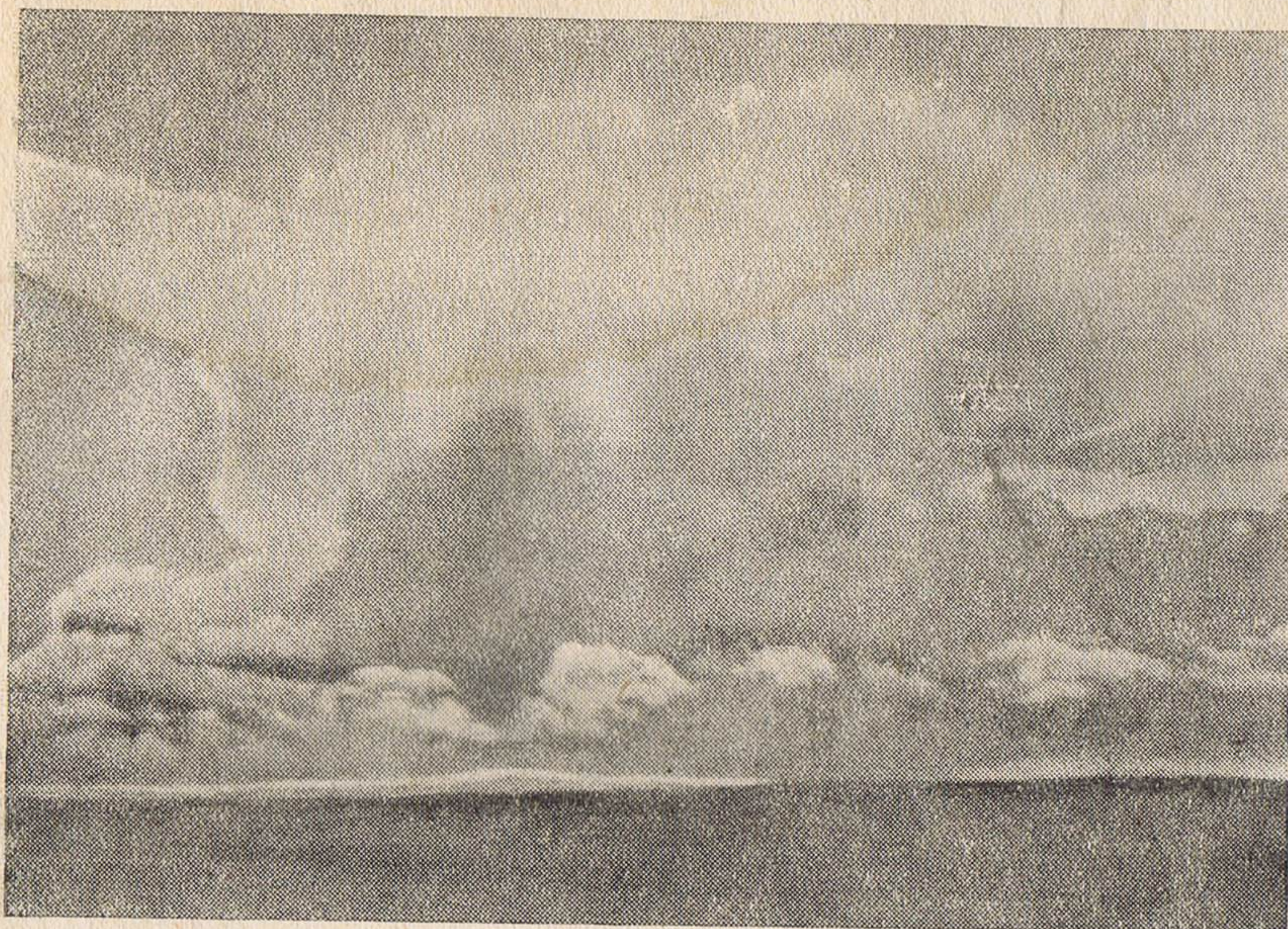


Рис. 42. Кучеводождевые

вые). Типичный *Cumululus* образуется в ясную погоду и обязан своим происхождением дневным токам конвекции: он появляется утром, затем растет и более или менее рассасывается к концу дня.

10. *Cumulonimbus* (*Cb*) — кучеводождевые. Мощные массы облаков с большим вертикальным развитием, кучевообразные гряды которых поднимаются в виде гор или башен; верхняя часть этих масс волокнистого строения и иногда расширяется в виде наковальни (рис. 42).

Основание этих облаков, похожее на *Ns*, часто бывает удвоено очень низкими разорванными облаками. Когда *Cb* покрывают все небо, единственное, что можно заметить, это *Ns*.

Cumulonimbus в основном дают ливневые дожди или снег (иногда град или крупу), а часто и грозы.

Высота нижнего основания кучевых и кучеводождевых облаков зависит от начальной температуры и относительной влажности поднимающейся воздушной массы.

Предположим, что поднимается воздушная масса, имевшая у земной поверхности температуру 10° и абсолютную влажность 5,0 г. Так как для насыщения при 10° требуется водяных паров 9,5 г, то относительная влажность этой воздушной массы около 52%.

5 г пара достаточно для насыщения при 0° . Следовательно, на высоте, где воздушная масса при подъеме охладится до 0° , начнется конденсация. Так как поднимается воздух пока ненасыщенный (52%), то он охлаждается на 1° на 100 м и до 0° охладится на высоте 1000 м. С этой высоты и начнет образовываться кучевое облако, которое будет расти над столбом поднимающегося воздуха¹.

При той же абсолютной влажности 5 г, но при температуре $+20^{\circ}$, конденсация в поднимающейся воздушной массе наступит на высоте уже около 2000 м, так как, только поднявшись до этой высоты, воздушная масса охладится до 0° , т. е. до температуры, при которой 5 г паров является достаточным для насыщения.

Предположим теперь, что температура поднимающейся воздушной массы 10° , но абсолютная влажность ее 6,0 г. Из таблиц мы можем узнать, что 6,0 г являются насыщающими при температуре $+3^{\circ}$. Следовательно, конденсация наступит на той высоте, на которой поднимающаяся воздушная масса охладится до $+3^{\circ}$. Это будет высота около 700 м.

Таким образом, мы видим, что чем теплее и суше воздух, тем на большей высоте в нем образуются облака при восходящих потоках, и наоборот, в более холодном и более влажном воздухе облака образуются на более низкой высоте.

Для определения высоты облаков конвекции можно пользоваться формулой

$$H = 122 (t - \tau),$$

где t — температура воздуха, τ — температура, при которой количество паров, находящихся в данный момент в воздухе, будет являться насыщающим.

Это так называемая точка росы.

Познание классификации облаков приобретает путем консультаций, а также изучения фотографий (атласов облаков) и частых наблюдений неба. Оно требует большого практического опыта, чего должен добиваться каждый летчик и штурман.

В приведенной нами классификации пропущены туман и густой туман. Мы будем говорить о них ниже.

¹ Строго говоря, конденсация начнется на высоте не 1 км, а несколько выше (метров на 100—200), так как давление с высотой уменьшается и каждый кубометр воздуха расширяется. Поэтому 5,0 г водяного пара будут приходиться на больший объем, и, следовательно, абсолютная влажность на этой высоте будет меньше. Мы эту поправку опускаем для простоты изложения.

Облака, видимые с самолета

Выше были описаны облака в том виде, как их замечает наблюдатель, находящийся на земле. Летчик в полете видит их различно, в зависимости от того, находится ли он над ними или приближается к ним сбоку.

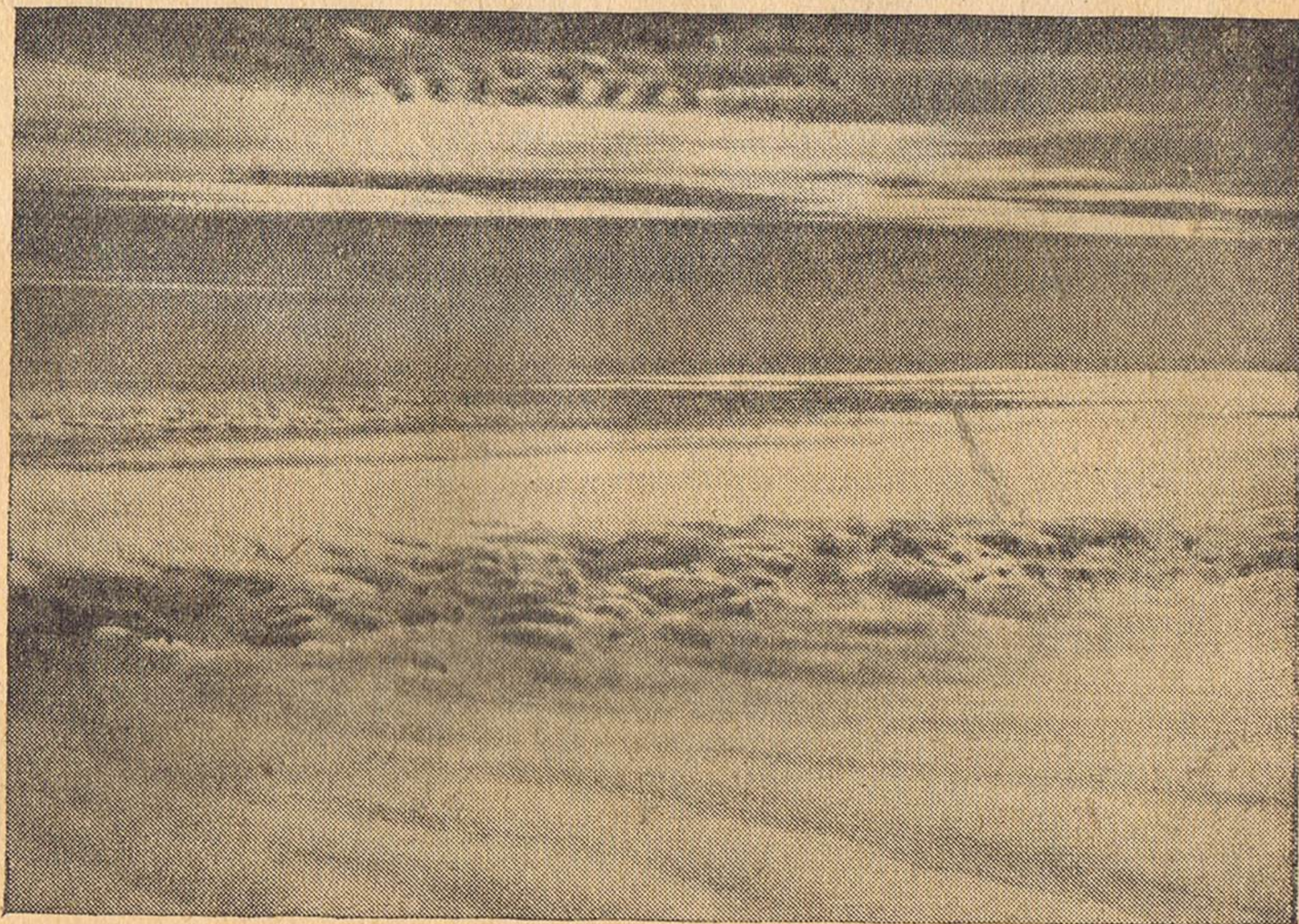


Рис. 43. Вид кучевых и перистых облаков с самолета (3 000 м)

Существенные различия структуры облаков для летчика исчезают; поэтому для непосредственного использования летным составом классификацию можно упростить, оставив лишь следующие группы:

а) Высокие облака *Ci* и *Cs*, которые редко достигаются самолетом. Их вид остается точно таким же, как и при наблюдении с земли (рис. 43).

б) Облака *As*, которые часто бывают очень густыми, но все же немного прозрачными. Солнце показывается в общем довольно скоро, когда самолет, пробивая *As*, проникает внутрь их.

в) Облака слоистые или с горизонтальной валью — многочисленная группа, включающая образования, относящиеся к различным родам: *As*, *Sc*, *Ac*, но структура которых при наблюдении сверху практически является схожей. Верхняя поверхность этих облаков пред-

ставляет характерный морщинистый, изборозженный вид (море облаков) (рис. 44).

г) Облака конвекции *Si* и *Cb*. Около горизонта могут, под действием перспективы, иметь вид непрерывного слоя с неправильными вершинами. Случается также,

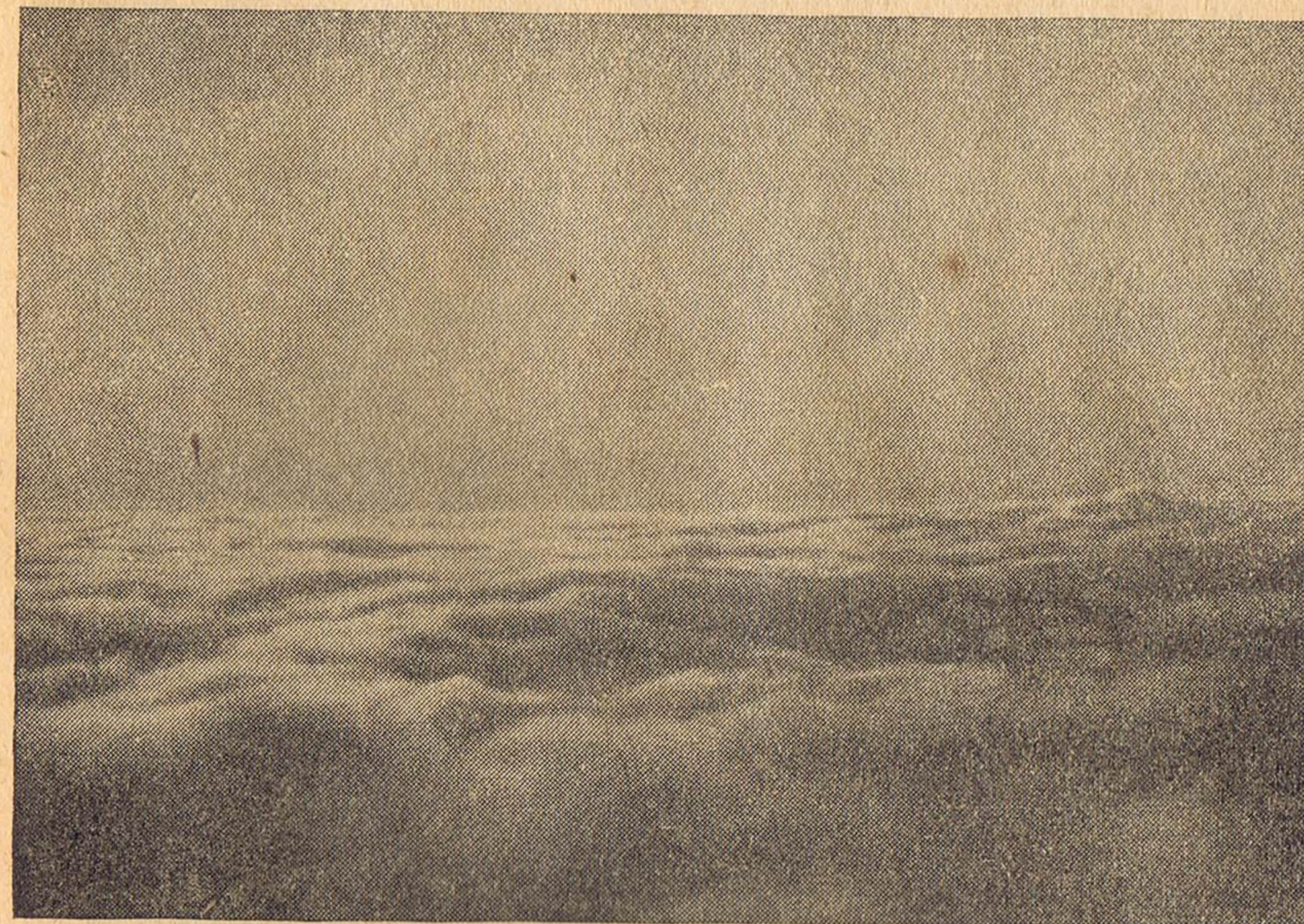


Рис. 44. Верхняя граница слоистокучевых

что вершина *Si* проникает сквозь облачную пелену, образованную другими облаками (рис. 45 и 46).

Вершины больших *Cb*, основания которых спрятаны, могут быть иногда видимы на расстоянии более 200 км и превышать 10 км в высоту¹.

Восходящие течения внутри облаков. Облака *Cumululus* и *Cumulonimbus* являются местопребыванием бурных вертикальных течений, восходящих и нисходящих. Встреча с этими течениями в условиях слепого полета может быть опасна. Вертикальные скорости могут быть исключительно большими (более 15 м/сек в *Cb*, особенно в шкваловых). Более благоразумно летать только в облаках конвекции, недавно развитых, в которых скорости вертикальные и турбулентность меньше, чем в *Cb*.

Вертикальные течения термического про-

¹ См табл. 9 в приложениях.

исхождения (термики)¹. В ясную погоду, особенно летом, воздух, получивший тепло от соприкосновения с сильно нагретой землей, становится более легким и поднимается в атмосферу, вплоть до высот 500—1 000 м. Зоны



Рис. 45. Мощные кучевые облака с высоты 6 000 м

восходящего воздуха, соответствуя частично теплым областям земли, отделены зонами нисходящих вертикальных течений над областями, поглотившими меньше солнечного тепла. Часто получается, что зоны восходящего воздуха бывают видимы благодаря присутствию в них маленьких Си «хорошей погоды», образовавшихся вследствие конденсации водяного пара, содержавшегося в массе воздуха.

Количество облаков оценивается на-глаз по 10-балльной шкале (10 баллов означает, что все небо покрыто облаками, 0 — ясно).

На небе могут быть облака всех ярусов. Тогда сначала

¹ См. „Самолет“ № 4 и 6 за 1936 г — Бердонос, „Условия образования термик“.

оценивают общую облачность, а затем отдельно определяют количество облаков нижнего яруса. Результат обычно записывают в виде дроби, где числитель показывает общую облачность, а знаменатель — нижнюю.

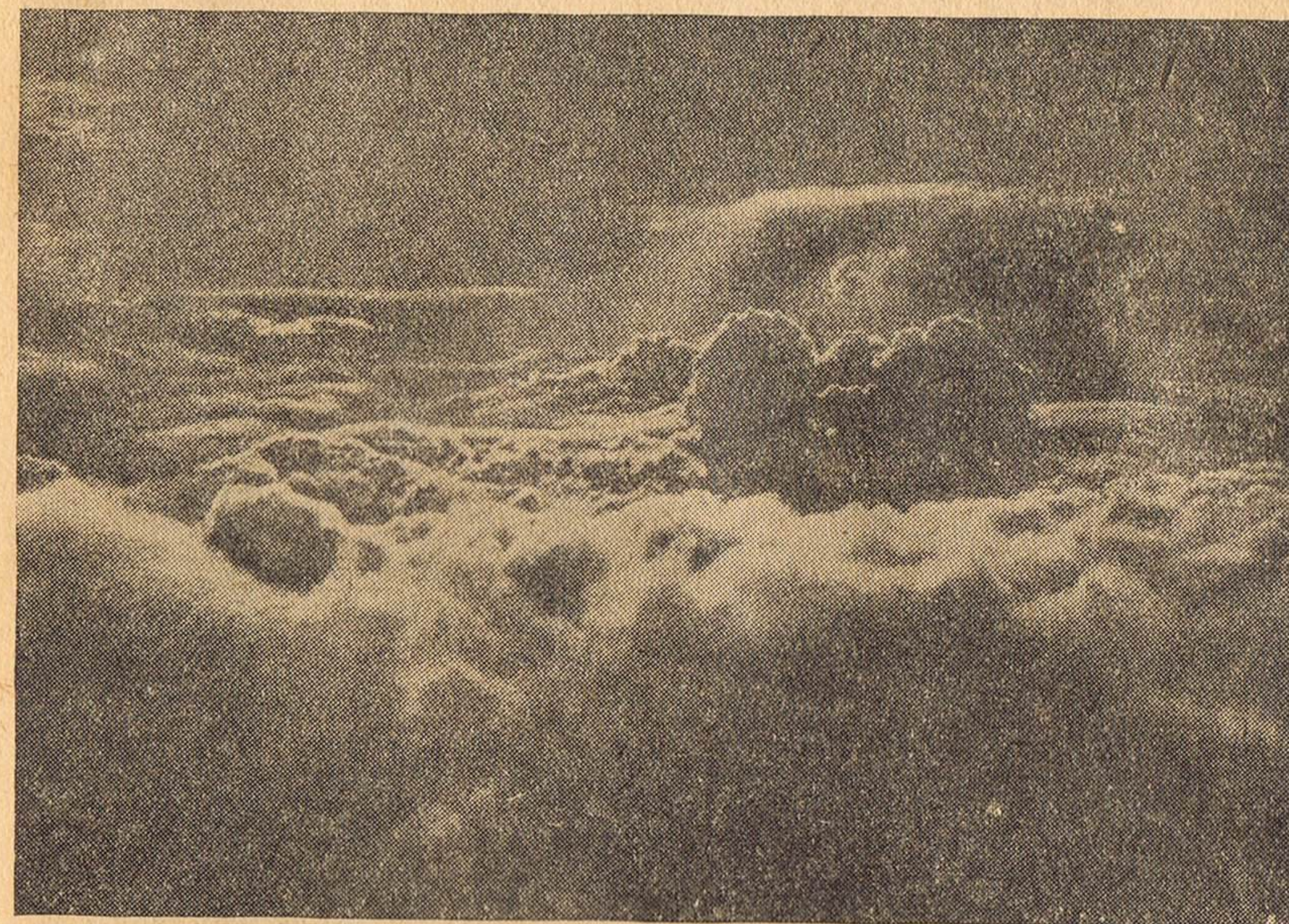


Рис. 46. Грозовые облака с высоты 5 000 м

Высота облаков днем определяется измерением времени, через которое шар-пилот, обладающий известной скоростью подъема, начинает исчезать в облаке. Ночью используют прожектор, вертикальный пучок света которого дает светящееся пятно на основании облаков. Это пятно визируется зрительной трубкой, расположенной на известном расстоянии от прожектора (рис. 47 и 47а). Измерение угла α возвышения визира позволяет, путем решения прямоугольного треугольника, вычислить высоту H основания облаков.

В гористых областях измерение высоты упрощается: днем, благодаря земным ориентирам, различают высоты, на которых располагаются облака.

С тех пор как авиация получила возможность проходить сквозь облачные слои и летать в них и над ними, летчик требует от метеоролога более полных сведений, чем просто высоту облаков. Он желает знать высоту их над уровнем моря, протяженность и плотность различных этажей

облаков, т. е. вертикальный разрез атмосферы по направлению его полета и, часто, днем и ночью.

Прямые сведения о том, что происходит выше нижней кромки облаков, метеоролог может получить, понятно, путем зондажа (радиозондом, привязным шаром и т. п.).

Однако, недавно приобретенные метеорологами познания относительно структуры возмущений и сопровождающих их облачных систем позволяют составить синоптические карты, вертикальные разрезы атмосферы, а также предвидеть изменения в погоде, даже и при недостаточном эффекте зондажа, после обработки наземных наблюдений.

Ниже об этом будет сказано более подробно.

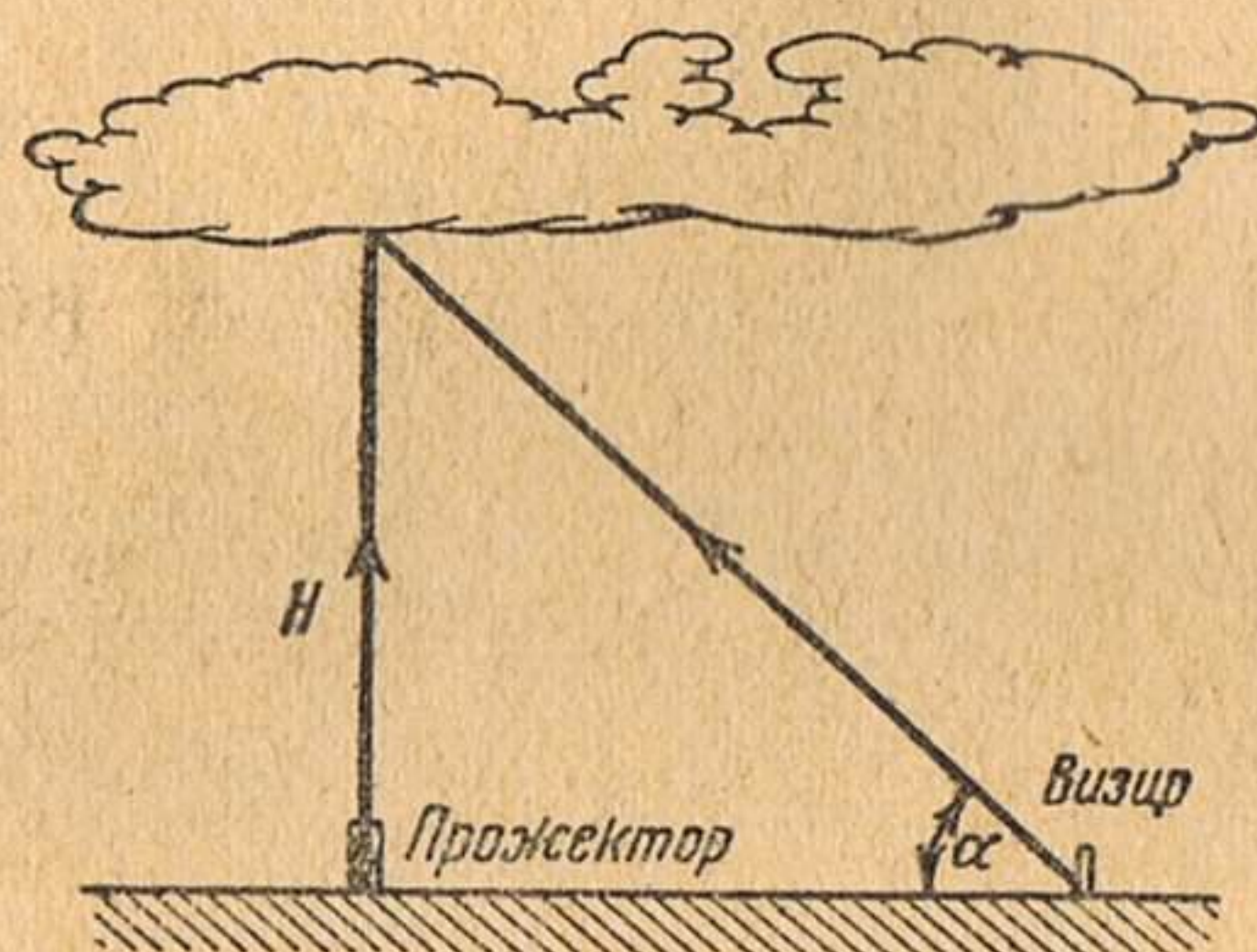


Рис. 47. Определение высоты облаков прожектором

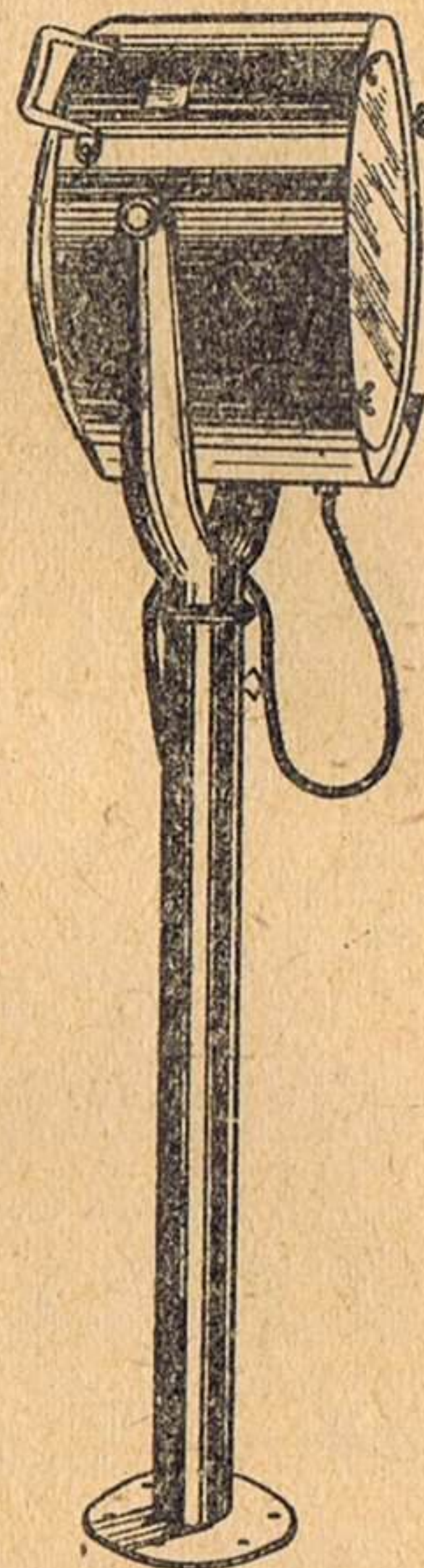


Рис. 47а. Прожектор

17. ОСАДКИ

Осадками называются выпадающие из атмосферы в твердом или жидком виде продукты конденсации водяных паров — град, снег, крупа, ледяной дождь, дождь, иней, роса и пр.

По своему характеру осадки могут быть морозящими, ливневыми и обложными. По интенсивности различают слабые, умеренные и сильные осадки.

Характер и интенсивность осадков будут всегда зависеть от скорости конденсации водяного пара и от количества последнего в воздухе. Быстрота конденсации зависит от скорости охлаждения воздуха, при котором излишки паров выделяются в форме осадков. Наибольшая интенсивность осадков наблюдается в период высоких температур, т. е. летом, а наименьшая — зимой.

Морозящие осадки, или просто морось, представляют собою спокойный внутримассовый процесс конденсации водяных паров, при котором в воздухе как бы плавают мельчайшие капельки воды (порядка 0,01 доли мм). Они как бы подвешены в воздухе в силу своей легкости и чрезвычайно медленно падают на землю. Их можно наблюдать при густом тумане и вообще в мрачную пасмурную погоду. Зимой идет мельчайший снег, а чаще всего изморозь. Такие осадки весьма ухудшают видимость, которая при тумане падает до десятков метров.

Ливневые осадки — начинаются сразу с крупных капель (или хлопьев снега) и переходят в настоящий ливень (или ливневой снегопад), сопровождаясь нередко грозой. Продолжительность их невелика — 10—15 минут, редко — 1 час. Иногда ливневые осадки сопровождаются градом (летом) и крупой (зимой). Здесь мы имеем дело с чрезвычайно бурными процессами конденсации.

Издали этот вид осадков можно предугадать по кучево-дождевым облакам. Сильнейшая конвекция внутри такого облака переносит вверх огромные массы воздуха; последние адиабатически охлаждаются и выделяют потоки воды, града или снега. Огромные по вертикали облака (часто 5—7 км толщины) способствуют слиянию дождевых капель, которые становятся крупными; часть капель образуется из талого града, так как верхние части облака находятся в зоне отрицательных температур.

Ливневые осадки обычно сопровождаются резким усилением ветра — до шквала. Мощные облака настолько затемняют дневной свет, что иногда приходится прибегать к освещению помещений.

Обложные осадки — продолжительный мелкий дождь или снег при пасмурной погоде. Они обычно сопутствуют так называемым теплым фронтам (см. ниже), занимают огромные пространства, иногда до 600—700 км в поперечнике, и придают погоде «ненастный» характер.

Конденсация при обложных осадках проходит относительно спокойно, продолжительность выпадения осадков измеряется многими часами, а при стационарных циклонах (фронтах) они могут длиться сутками. Длительное выпадение осадков настолько увлажняет почву и нижние слои воздуха, что высота облаков доходит до 50 и менее метров; иногда облачность опускается до земли (туман).

Длительные снегопады при сильном ветре вызывают заносы на железной дороге и чрезвычайно портят состояние аэродромов.

При измерениях количества осадков определяют высоту слоя выпавшей воды в мм с помощью собирательного сосуда — дождемера — обыкновенного ведра с носком и впаянной внутри перегородкой для защиты осадков от испарения. Дождемер окружается воронкообразной защитой от выдувания осадков из ведра и ставится всегда на определенной высоте над землей. Собранные осадки выливаются в измерительный стакан (мензурку), с помощью которого определяется толщина слоя воды в миллиметрах, который покрыл бы земную поверхность, если бы осадки не стекали, не испарялись и не уходили в землю.

Если подсчитать количество выпавшей воды, то оно поражает своей грандиозностью. Так всего 1 мм осадков дает около 1 000 ведер воды на гектар, между тем как умеренными осадками будет дождь (снег), давший 8—10 мм. Из этого можно вынести представление о том, сколько тонн воды низвергается на землю при ливнях, дающих по сотне миллиметров осадков.

18. НАБЛЮДЕНИЯ ЗА ВИДИМОСТЬЮ

Видимость определяют в километрах и при малых значениях в метрах. Видимость зависит от степени помутнения атмосферы, которое получается от присутствия в воздухе дымки, пыли, дыма и пр., т. е. от количества мельчайших частиц, подвешенных в воздухе, от процесса конденсации водяных паров, т. е. от осадков, и, наконец, от оптической однородности воздушной среды, определяемой условиями преломления и рассеивания светового излучения.

Мутность, вызванная первой причиной, называется механической, в отличие от второй — оптической, получающей наибольшее развитие летом, в дневные часы, и вызывающей сильное дрожание изображений при плохой видимости.

Засоренность воздуха вблизи промышленных центров вызывает необычайно сильную механическую мутность, сохраняющуюся на значительных расстояниях от города, что сильно сказывается на работе аэродромов, расположенных на подветренной стороне города.

Наблюдения видимости в горизонтальном направлении ведутся обычно невооруженным глазом. Для этого выбирают объекты, расположенные на различных расстояниях от наблюдателя, по возможности в северной четверти горизонта. При каждом определении видимости отмечается самый дальний из видимых объектов. Объекты

подбираются не слишком контрастные (нельзя брать, например, блестящие куполы, крыши) и видимые по возможности под одним углом зрения. Если нет всех объектов в северной части горизонта, то некоторые из них выбирают и в других направлениях, с таким расчетом, чтобы при наблюдениях солнце светило со спины наблюдателя.

Для близких расстояний хорошими объектами будут вежи, отдельные деревья, телеграфные столбы, далее отдельные домики, сараи, группы деревьев, для больших расстояний — деревни, рощи, отдельные горы. В ночное время такими объектами могут служить огни фонарей, свет из зданий, находящихся на известном удалении от наблюдателя, и т. п., но, вообще говоря, точность оценки здесь будет весьма приблизительной.

Расстояние до ближайших объектов измеряется шагами, до более удаленных — по плану или карте с точностью до 2—3%.

Степень видимости определяется путем отметки самого дальнего из видимых предметов. Границей видимости будет объект, исчезающий из поля зрения как ясно различимый предмет (шкалу видимости см. в разделе 22).

ГЛАВА ТРЕТЬЯ

ОРГАНИЗАЦИЯ МЕТЕОРОЛОГИЧЕСКОЙ СЛУЖБЫ

19. СЕТЬ МЕТЕОРОЛОГИЧЕСКИХ СТАНЦИЙ

Мы уже видели, что многие виды народного хозяйства, а особенно авиация, вынуждены бывают в своей работе так или иначе учитывать состояние погоды.

Для удовлетворения запросов народного хозяйства сведениями о погоде организована гидрометеорологическая служба. Ее обязанности следующие: изучение явлений погоды, выявление особенностей в распределении типов погоды по территории СССР, ежедневное собирание сведений о состоянии погоды и снабжение этими сведениями заинтересованных учреждений. Кроме того, метеослужба должна сообщать свои соображения об ожидающихся изменениях погоды над территорией Союза на ближайшее время вперед, т. е. давать прогнозы погоды. В круг ведения гидрометслужбы входят также вопросы гидрологии — науки, изучающей происхождение, круговорот и деятельность воды во всех ее состояниях на земле и в ее воздушной оболочке (главным образом режим морей, рек, озер и грунтовых вод).

Основу метеорологической службы составляет сеть наблюдательных метеорологических станций, распределенных, по возможности, равномерно по территории нашего Союза (за исключением, конечно, малонаселенных районов). Метеорологические станции регулярно изо дня в день наблюдают за погодой. Наблюдения за явлениями погоды ведутся непрерывно, но четыре раза в сутки производятся основные наблюдения с записью состояния всех метеорологических элементов, т. е. температуры, давления и влажности воздуха, силы и направления ветра, облачности, видимости, осадков и других явлений погоды.

Для всех метеостанций установлены одни и те же сроки производства наблюдений — это 01, 07, 13 и 19 часов по местному среднему солнечному времени, так что все метеостанции, лежащие на одном меридиане, должны производить наблюдения одновременно.

Для производства наблюдений метеостанции снабжены специальными приборами.

Приборы, служащие для измерения давления, устанавливаются в комнате; все же остальные приборы должны находиться вне помещения. Они располагаются на так называемой метеорологической площадке (рис. 7).

По объему производимой работы все метеостанции делятся на три разряда.

Станции III разряда производят наблюдения только над некоторыми метеорологическими элементами, например над осадками, снеговым покровом, грозами, гололедом, туманами и метелями.

Это, вернее, не метеостанции, а наблюдательные посты специального назначения. К ним можно отнести и гидрометпосты, наблюдающие за режимом рек. Они оборудованы примитивнее прочих.

Станции II разряда являются основным видом метеостанций. Они производят наблюдения по основным метеорологическим элементам (давление, температура, влажность, ветер, облачность, явления). Программа наблюдений метеостанций II разряда является программой-минимумом, обязательной для всех остальных метеостанций (кроме III разряда). Иногда эти станции проводят некоторые дополнительные наблюдения, в зависимости от того, какую отрасль народного хозяйства они в основном обслуживают. Так, например, большинство метеостанций имеет сельскохозяйственный уклон, некоторые ведут специальные наблюдения для железнодорожного транспорта, для курортов и т. д.

Станции I разряда наиболее полно оборудованы: имеют все самопишущие приборы. Они, кроме обязательного минимума наблюдений по программе станций II разряда, производят наблюдения над верхними слоями атмосферы (шаро-пилотные наблюдения, пуск радиозондов и т. д.), ведут наблюдения над солнечным сиянием и ряд других специальных исследований. Все станции I разряда и большинство станций II разряда несут круглосуточное дежурство.

Геофизические обсерватории являются научными центрами, которые, помимо производства наблюдений

в объеме метеостанций I разряда, обрабатывают и издают материалы наблюдений сети станций, руководят метеостанциями в отношении производства научно-исследовательской работы, производят поверку приборов и ведут целый ряд дополнительных работ по изучению атмосферных явлений.

Вся гидрометслужба возглавляется Главным управлением гидрометеорологической службы СССР. В непосредственном ведении ГУГМС состоит ряд научно-исследовательских институтов и учебных заведений.

На местах (в крупных городах) имеются местные управления гидрометслужбы. В их непосредственном ведении и находятся обсерватории и сеть метеорологических, гидрологических и аэрологических станций.

Материалы наблюдений метеостанций собираются, из них выводятся средние величины метеорологических элементов за сутки, за декаду, за месяц, за год, за десятилетие и т. д. Выявляется повторяемость величин того или иного элемента в разные времена года. На основании этих материалов судят о климате того района, где расположена метеостанция.

Климатические описания используются различными отраслями народного хозяйства. Особое значение материалы о климате того или иного района приобретают в условиях планового социалистического хозяйства: географическое распределение сельскохозяйственных культур, сроки полевых работ, планирование новых промышленных предприятий, новых городов и т. п., — все это должно делаться с учетом климатических особенностей района работы. Климатические описания районов военных действий должны играть немаловажную роль при составлении планов ведения войны или проведения отдельной операции, рассчитанной на более или менее длительный срок.

20. СЛУЖБА ПОГОДЫ

Многие отрасли народного хозяйства требуют от гидрометслужбы повседневного оперативного обслуживания сведениями о состоянии погоды и об ожидающихся изменениях ее в ближайшие один или несколько дней.

Одним из таких потребителей является авиация.

С этой целью в системе гидрометслужбы имеется служба погоды. Возглавляется она отделом прогнозов и информации Центрального института погоды (ЦИП). Соответствующие отделы имеются и в местных управлениях гидрометслужбы.

Организована служба погоды следующим образом.

Метеостанции I разряда и значительная часть метеостанций II разряда результаты своих наблюдений за сроки 01, 07, 13 и 19 часов, тотчас после производства каждого наблюдения, любым быстрым способом связи (телефон, телеграф, радио), посылают в отдел информации и прогнозов своего местного управления гидрометслужбы. Каждое местное гидрометуправление сводку наблюдений своего района посылает в Центральный институт погоды. Таким образом, в ЦИП ежедневно 4 раза в сутки соответственно срокам наблюдений собираются сведения о погоде со всего Союза. В установленные часы, 4 раза в сутки, ЦИП эти сведения передает по радио для всеобщего пользования. Передачи осуществляются радиотелеграфом в порядке международного обмена.

Для массового внутреннего потребителя сводки наблюдений о погоде передаются микрофоном. В этих сводках, кроме наблюдений по Союзу, сообщаются также сведения о погоде над Западной Европой.

Телеграммы и радиосводки о погоде, в целях экономии места и времени, передаются шифром по международному коду.

В Центральном институте погоды и в местных управлениях гидрометслужбы поступающие сведения о погоде за один и тот же срок наносятся условными значками на «немую» географическую карту. Это позволяет видеть состояние погоды за один и тот же срок одновременно в разных районах. Такие карты называются синоптическими.

Кроме передачи цифрового материала со сведениями о погоде, 2 раза в сутки (днем и ночью) ЦИП передает словесную консультацию о погоде.

Дежурный специалист (синоптик) дает краткий обзор состояния погоды по последней синоптической карте и сообщает предположения об изменениях погоды на ближайшие сутки для центральных районов европейской территории Союза.

Такие же передачи осуществляют и местные управления гидрометслужбы, детализируя их в интересах своих районов.

Принимая по радио сводки и консультации ЦИП или местных управлений ГМС, заинтересованные организации могут также составлять синоптические карты.

21. ОБСЛУЖИВАНИЕ АВИАЦИИ

Для непосредственного оперативного обслуживания гражданского воздушного флота при аэропортах организованы аэрометеорологические станции, которые делятся на три разряда, в зависимости от класса обслуживаемого аэропорта и от интенсивности движения самолетов на линии.

Аэрометстанции обязаны:

1) снабжать пилотов сведениями и консультировать их о погоде по линиям перелетов, выдавая каждому экипажу специальный бланк погоды по предстоящему маршруту полета;

2) предупреждать аэропорт и летный состав об ожидающихся опасных явлениях погоды.

С этой целью аэрометстанции сами ведут наблюдения за погодой, получают сведения от местного управления гидрометслужбы, принимают радиосводки ЦИП или местных управлений и составляют синоптические карты.

Аэрометстанции I разряда при аэропортах I класса несут круглосуточное дежурство, составляют синоптические карты за три срока, производят регулярные шаро-пилотные наблюдения.

Аэрометстанции II разряда при аэропортах II класса несут дежурство в зависимости от графика полетов, составляют синоптические карты за два срока, ведут регулярные шаро-пилотные наблюдения.

Аэрометстанции III разряда при аэропортах III класса работают в зависимости от графика полетов, синоптических карт не составляют и пользуются только данными местных управлений гидрометслужбы.

Непосредственное обслуживание авиационных частей военного воздушного флота осуществляется аэрометеорологическими станциями (АМС), располагающимися на аэродромах. Задачи АМС в общем те же, что и задачи аэрометстанций при аэропортах. Они ведут метеорологические наблюдения в объеме программы гражданских метеостанций II разряда, и, кроме того, в обязательном порядке

1) производят шаро-пилотные наблюдения и (не везде) подъемы метеорографов на самолетах;

2) ведут дневник погоды с обязательной записью не реже, чем через каждые 2 часа;

3) принимают радиосводки ЦИП и составляют синоптические карты;

4) имеют хронометр или хорошие часы, которые ежедневно проверяют по радио;

5) непрерывно следят за изменениями и перемещениями условий погоды, информируют командование и летный состав о предстоящих изменениях в погоде и предупреждают об явлениях, опасных для летной работы.

Кроме обычных АМС, имеется еще Главная аэрометеорологическая станция (ГАМС), в задачи которой входит:

а) обслуживание Генерального штаба РККА данными метеорологической службы;

б) метеорологическое обслуживание важнейших международных перелетов и особых полетов по заданиям штаба ВВС РККА;

в) повседневное метеорологическое обслуживание Московского района.

Примечание. Об организации метеорологического обслуживания полетов и перелетов, а также о службе штормовых предупреждений см. раздел 57.

ГЛАВА ЧЕТВЕРТАЯ

СИНОПТИЧЕСКАЯ КАРТА

22. КОД ДЛЯ ПЕРЕДАЧИ СВЕДЕНИЙ О ПОГОДЕ

Телеграмма со сведениями о погоде в каком-нибудь пункте, зашифрованная международным кодом, состоит из семи групп цифр, по пяти цифр в каждой группе. Порядковый номер группы и место цифры в группе определяют наименование метеоэлемента, указываемого этой цифрой.

Схема кода представляется обычно в виде групп букв (латинских):

III C_L C_M ww Vh N_n DDFWN BBBTT UC_n abb RRMME m₁ m₁ SSs

Каждой букве (или нескольким однородным) соответствует тот или иной метеорологический элемент. На месте букв в телеграмме ставятся цифры.

Центральный институт погоды в своих радиосводках со сведениями за 07 и 19 часов передает только первые шесть групп; метеонаблюдения за 01 и 13 часов передаются только первыми пятью группами.

При передаче сведений о погоде для обслуживания авиации также употребляются первые пять групп, которые и показаны в прилагаемой таблице (см. вклейку).

Разберем эту таблицу.

От каждой буквы (или группы букв) вниз идет стрелка, приводящая в одну из табличек, в которой указано, какой элемент означает эта буква, каковы значения цифр, которые ставятся на месте буквы в телеграмме, и значки, помощью которых сведения наносятся на синоптическую карту.

1-я группа *III C_L C_M*. Здесь *III* — постоянный трехзначный номер метеостанции, на которой производились сообщаемые в телеграмме наблюдения. Так, например, Мо-

1
пун
сем
кон
на
(
(ла
III
К
ств
бук
П
све,
груп
тол
П
ции
по
I
пр
эл
стал
кот
1-
знач
сооб

сква имеет номер 909, Ленинград — 845, Париж — 214, Киев — 957 и т. д. На карту номер станции не наносится¹.

C_L — состояние (форма) облаков нижнего яруса (от земли до 2 000 м). На месте C_L ставятся цифры от 0 до 9. Значения каждой цифры видны из таблицы. Например, 1 — кучевые, 6 — разорванодождевые и т. д. Каждая форма на карте обозначается указанным в таблице значком.

C_M — то же самое, только относится к облакам среднего яруса (от 2 000 до 6 000 м).

2-я группа $wwVhN_h$. Первые две буквы ww — характер погоды в момент наблюдения. Длинная стрелка приводит нас в нижнюю продолговатую таблицу, в которой и даны все значения ww от 00 до 99. Пользуются этой таблицей следующим образом: пусть на месте ww в телеграмме стоит 47, тогда в крайнем левом вертикальном столбце находят цифру 40 и читают «туманы», затем, идя вправо по горизонтали от цифры 40 до вертикального столбца с цифрой 7 наверху, читают «небо просвечивает» и немного выше «усиливается». Следовательно, 47 означает: туман усиливается, небо просвечивает. Подобным же образом можно найти, что 63 означает «обложный умеренный дождь временами»; 25, например, показывает, что в течение часа, предшествовавшего наблюдению (но не в момент наблюдения), наблюдался ливневый дождь. Рядом с определением значения цифры стоит значок, которым найденная характеристика погоды показывается на карте. Значения ww — 00, 01, 02 и 03 на карте никак не обозначаются.

V — горизонтальная видимость. Значения цифр, стоящих в телеграмме на месте V , приведены в таблице. На карте видимость наносится в километрах (цифрой).

h — высота облаков нижнего яруса в метрах. На карте высота наносится прямо числом метров, указанным в таблице.

N_h — количество нижней облачности (C_L) в баллах. На карте наносится число баллов, полученное из таблицы. Например, при N_h — 4 ставится 5, при N_h — 6 ставится 9 и т. д.

10 баллов обычно на карте не ставится.

3-я группа $DDFWN$. Здесь DD — направление ветра, откуда дует. DD — 00 показывает штиль. Для обозначения же направления все 16 румбов, начиная с ССВ, в направлении движения часовой стрелки перенумерованы первыми четными цифрами (см. розу румбов в таблице). Таким обра-

¹ Списки станций с указанием их номеров можно получить в управлениях гидрометслужбы или в любой организации, составляющей синоптические карты.

зом, 08 означает восточный, 22 — западо-юго-западный и т. д. На карте направление ветра показывается стрелкой, указывающей направление ветра и как бы упирающейся в кружок, обозначающий станцию.

Направление ветра на карте наносится относительно координатной сетки, т. е. относительно меридианов и параллелей, а не по отношению к рамке карты.

F — сила ветра в баллах. Цифра в телеграмме соответствует числу баллов. На карте сила ветра показывается перышками у стрелки, показывающей направление ветра. Короткое перышко равно 1 баллу, длинное — 2 баллам.

Примечание. Все перышки ставятся по одну сторону стрелки и все время в направлении движения часовой стрелки, независимо от направления ветра (см. карты в приложениях).

Для указания порывистого характера ветра в телеграмме к направлению прибавляют 33.

Например, порывистый южный ветер будет не 16, а 49. Порывистость ветра на карте обозначается галочкой у направления со стороны, обратной перышкам, показывающим силу ветра.

Если же в течение последнего часа проходили шквалы, то в телеграмме к направлению прибавляют 67. Таким образом, южный ветер в этом случае будет обозначаться $16 + 67 = 83$. На карте это показывается зачерченным треугольником, помещающимся там же, где и галочка, в случае порывистого ветра.

Примечание. На некоторых аэрометстанциях практикуется несколько иной способ обозначения порывистости ветра, а именно — при порывистом ветре оперение стрелок делается красным, при шквалистом — вся стрелка, показывающая ветер, делается красной (кроме кружка).

W — характер погоды в промежутке между настоящим и предыдущим наблюдениями, если телеграмма сообщает сведения о погоде за один из основных сроков наблюдения (01, 07, 13 и 19 часов). Если же сведения сообщаются в порядке информации за какой-нибудь другой срок, то *W* показывает характер погоды за 3 часа, предшествовавших этому сроку.

На карте *W* обозначается одним из значков, указанных в таблице. При возможности, наносится красным цветом.

N — общее количество облаков (см. выше N_h) в баллах. На карте обозначается зачернением кружка станции так, как показано в таблице.

4. Группа *BBTT*. Здесь *BBB* — давление воздуха в миллибарах, приведенное к уровню моря. Давление в мил-

либарах с точностью до 0,1 миллибара выражается числами, например 1003,7; 1026,1 или 995,8; 981,4 и т. д., т. е. начинается с цифры 10 или 9. В телеграмме *BBB* представляют собой последние три цифры, т. е. десятки, единицы и десятые доли, цифры же 10 и 9 опускаются. В приведенных выше примерах на месте *BBB* будет стоять 037, 261, 958 и 814. В таком виде давление наносится и на карту.

Для прочтения давления полностью нужно слева приписать 10 или 9. Затруднений здесь обычно не встречается. Можно применять правило, что когда *BBB* более 500, то надо приписывать слева 9, менее 500 — приписывать 10. Исключения редки и в них всегда легко разобраться.

TT — температура воздуха в целых градусах. В случае отрицательной температуры в коде к числу градусов прибавляется 50. Так, *TT* — 07 означает $+7^\circ$, а *TT* — 57 означает -7° . На карту, когда возможно, температура наносится красным цветом.

Примечание. Знак плюс не ставится; также опускается 0 перед однозначными цифрами. Например, 7; 0; 12; —6; —15 и т. д.

5-я группа *UC_nabb*. Здесь *U* — относительная влажность воздуха. Значения цифр, стоящих на месте *U* в телеграмме, указаны в таблице. На карте относительная влажность показывается той цифрой, которая стоит в телеграмме, но только римскими цифрами. Можно наносить красным цветом.

C_n — состояние (форма) облаков верхнего яруса (выше 6 000 м). Значения цифр в коде видны из таблицы. На карте каждая форма обозначается указанным тут же знаком.

bb — представляет собой величину барометрической тенденции в пятих долях миллибара. Она показывает, на сколько миллибар давление в момент наблюдения было выше или ниже, чем три часа тому назад. В первом случае тенденция считается положительной, во втором — отрицательной и ставится со знаком минус.

Величина барометрической тенденции определяется по кривой записи барографа и выражается в десятых долях миллибара. На рис. 48 отрезок кривой *a* показывает положительную тенденцию, а отрезок *b* — отрицательную.

Кроме величины и знака тенденции, нужно бывает знать еще характер изменения давления за предыдущие три часа. Например, на рис. 49 отрезок кривой *a* показывает положительную тенденцию, но давление уже начало падать; отрезок *b* показывает отрицательную тенденцию, но давление уже растет.

Для передачи характера изменения давления в группу введена величина *a*.

a — это характеристика барометрической тенденции. Она имеет значения от 0 до 9 и на карте обозначается соответствующими знаками, указанными в таблице. Значения характеристики от 0 до 4 включительно соответствуют положительной тенденции, значения от 5 до 9 — отрицательной. Например, *a* — 4 означает, что давление в момент наблюдения выше, чем три часа тому назад, и что на протяжении этого времени оно сначала было постоянным, а затем стало



Рис. 48. Отрезки кривой барографа с положительной и отрицательной тенденциями



Рис. 49. Барометрические тенденции с характеристиками 0 и 5

расти; *a* — 8 означает, что тенденция отрицательна и давление на протяжении последних трех часов ровно падало. Характеристика отрезков кривой на рис. 49 будет соответственно для отрезка *a* — 0 и для отрезка *б* — 5.

Для нанесения тенденции на карту нужно сначала по характеристике определить, положительная она или отрицательная, затем величину *bb* умножить на 2, так как в телеграмме она выражена в пятых долях миллибара, а на карту надо наносить в десятых долях. Далее рядом ставится значок характеристики.

В авиационных телеграммах, кроме указанных основных пяти групп, впереди ставится нулевая группа ЧЧ ММ, показывающая время производства наблюдения (часы и минуты). Станции же, расположенные на берегу моря или большого озера, в своих телеграммах, предназначенных для авиации, сообщают еще шестую группу, состоящую из четырех цифр. Буквенная схема этой группы и значения букв показаны в таблице.

Примечания. 1. В радиосводках ЦИП эти две группы не сообщаются.

2. Значения букв шестой и седьмой групп международного кода (см. начало раздела) следующие: *RR* — количество выпавших осадков

в миллиметрах; *ММ* — наибольшая или наименьшая температура воздуха за последние 12 часов. *E* — состояние поверхности почвы. *m₁ m₂* — минимальная температура почвы за последние 12 часов. *SS* — высота снежного покрова в сантиметрах. *s* — характеристика снежного покрова. Из всех этих сведений на синоптические карты обычно наносится только *RR* — количество выпавших осадков.

23. СПОСОБЫ НАНЕСЕНИЯ СВЕДЕНИЙ О ПОГОДЕ НА КАРТУ

Для того чтобы на синоптической карте можно было легко прочесть погоду в любом пункте, необходимо все метеорологические элементы, даваемые в телеграмме, нанести около этого пункта в определенном порядке, чтобы можно было быстро найти любой элемент.

Каждая метеостанция, наблюдения которой наносятся на карту, обозначается на ней кружком. В таблице кода направо внизу указана схема расположения метеоэлементов вокруг кружка. Из всей схемы нужно отметить средний вертикальный столбец, проходящий через кружок станции. В этом столбце сосредоточены все сведения об облаках. Под кружком показывается форма облаков нижнего яруса, их количество в баллах и высота; над кружком показываются облака среднего и верхнего ярусов и, наконец, сам кружок зачерчивается в зависимости от количества общей облачности так, как это указано в соответствующей таблице (см. таблицу под буквой *N*).

Остальные элементы располагаются в столбцах направо и налево от среднего столбца и тем способом, как это было указано при рассмотрении каждого элемента в отдельности, т. е. или значками или цифрами, которые можно получить из таблицы кода.

Примеры. Сводка телеграмм:

Киев	9576X	51538	26668	08203	[9X300
Ленинград . . .	84590	03556	30886	99361	9X315
Стокгольм . . .	05950	02764	12204	11101	70300
Рига	47000	[01790	28213	08051	74314

Изображение этих сведений показано на карте за 24/II 1934 г. (см. приложения).

Примечание. При нанесении на карту значки и цифры должны располагаться параллельно широте данного места.

24. ОСНОВЫ АНАЛИЗА СИНОПТИЧЕСКОЙ КАРТЫ

После того как сведения о погоде, собранные с метеостанций, будут нанесены условными значками на карту, в них надо разобраться, т. е., как говорят, надо сделать анализ

состояния погоды на всей территории, которую охватывает карта, рассмотреть условия погоды в разных районах, причину возникновения тех или иных явлений погоды, определить возможные изменения на ближайшее время.

Вспомним, что погодой мы называли физическое состояние атмосферы в данный момент, следовательно, облик погоды в том или ином пункте или районе зависит от физического состояния тех воздушных масс, которые расположены или протекают над этим пунктом или районом, и от физических процессов, которые происходят в этих воздушных массах¹.

Пока над каким-нибудь районом располагается одна и та же воздушная масса, погода в этом районе мало меняется. Если же воздушная масса уйдет и на ее место придет другая, с другими физическими свойствами, мы будем наблюдать в данном районе изменение облика погоды, которое может быть иногда очень значительным.

Таким образом, основу анализа синоптических карт составляет изучение воздушных масс, их физических свойств и происходящих в них процессов, а также законов перемещения воздушных масс как в горизонтальном, так и в вертикальном направлениях.

¹ Что понимается под термином „воздушная масса“, будет объяснено в разделе 36.

ГЛАВА ПЯТАЯ

ГОРИЗОНТАЛЬНЫЕ ДВИЖЕНИЯ ВОЗДУХА

25. ВОЗНИКНОВЕНИЕ ВОЗДУШНЫХ ТЕЧЕНИЙ

Всякий, очевидно, наблюдал, как в холодную погоду, когда открывают наружную дверь нагретого помещения, холодный воздух врывается внутрь этого помещения понизу, у самого пола, а теплый воздух в это время выходит из помещения наружу под верхним косяком (рис. 50).

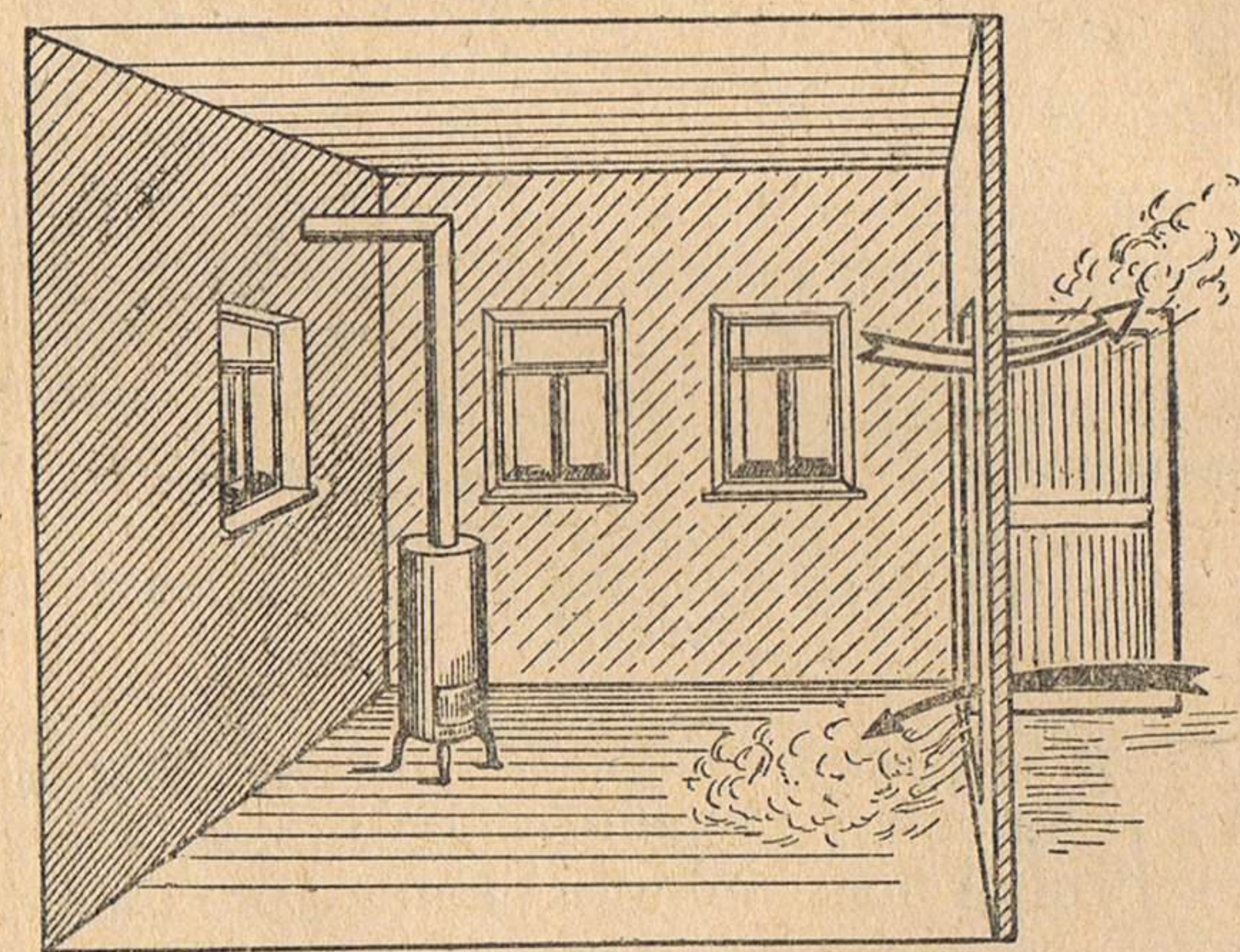


Рис. 50. Холодный воздух врывается в нагретое помещение понизу. Теплый воздух выходит из помещения поверху

Ясно, что причиной возникновения этих потоков воздуха является разность плотностей холодного наружного воздуха и теплого внутри помещения.

Таким же точно способом возникают в атмосфере все воздушные течения. Неравномерное нагревание земной по-

верхности вызывает и неравномерное распределение давления воздуха по горизонтальной поверхности. Где давление выше, там воздух плотнее и стремится течь в том направлении, где давление ниже и воздух менее плотен. В самом простом виде эту связь можно видеть на следующем примере.

Пусть нижняя часть рис. 51, а (ниже линии АВ) представляет собой участок земной поверхности; верхняя же часть рисунка — разрез части атмосферы над этим участком; сплошные горизонтальные линии показывают высоты через каждые 100 м.

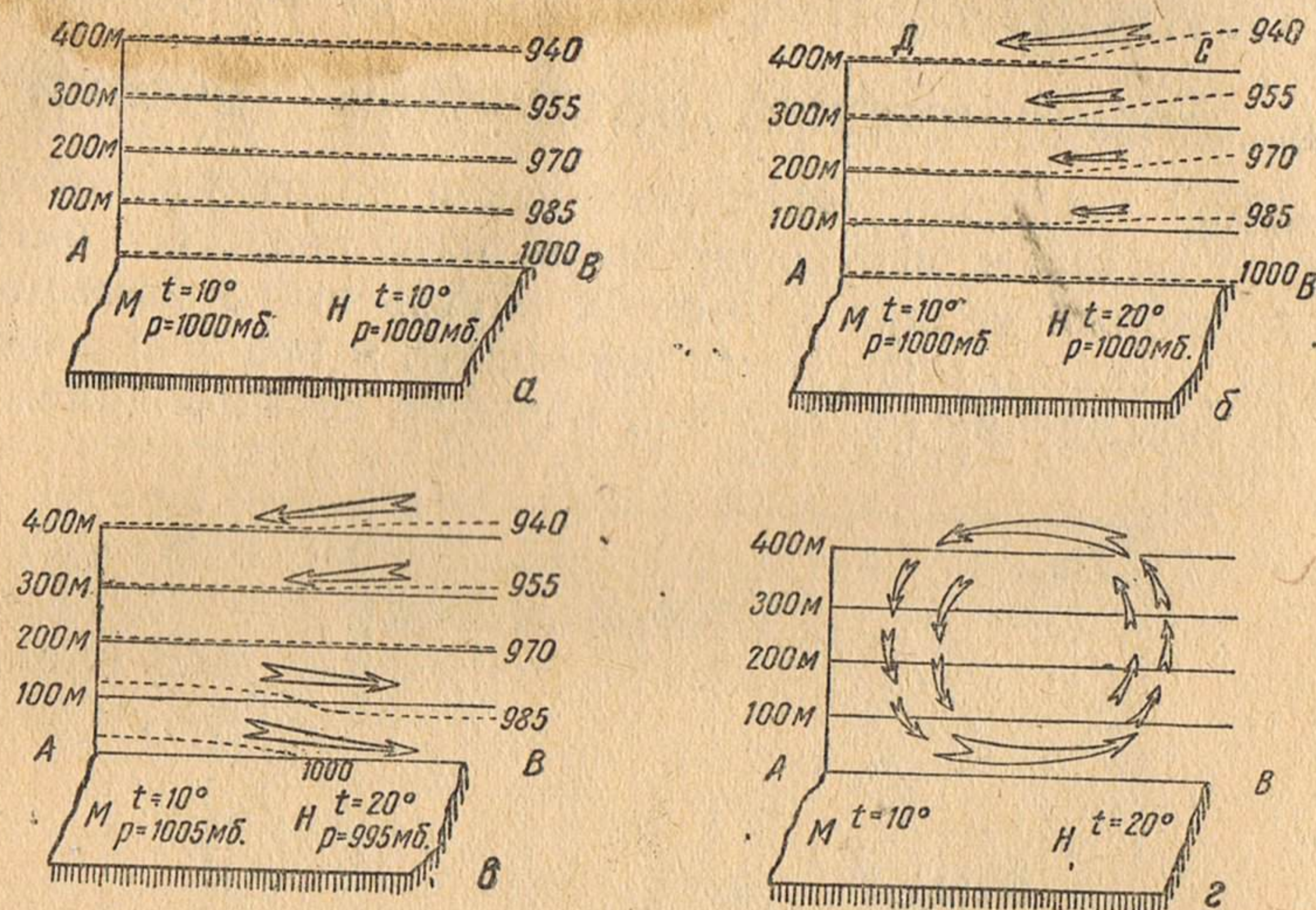


Рис. 51. Последовательные стадии возникновения воздушных течений

Предположим сначала, что в районе М и в районе Н температура и давление воздуха одинаковы ($t = 10^\circ$ и $p = 1000$ мб). Тогда над обоими районами будет располагаться воздух одинаковой плотности и барометрическая ступень будет одна и та же, т. е. и тут и там падение давления с высотой будет происходить на одну и ту же величину (предположим, на 15 мб через каждые 100 м). Если мы соединим точки с одинаковым давлением линиями (в пространстве это должны быть поверхности), то увидим, что эти линии одинаковых давлений (пунктирные) располагаются параллельно линиям одинаковых высот. Следовательно, на одной и той же любой высоте над обоими районами давление будет одинаковым. При таком положении,

конечно, никаких движений воздуха наблюдаться не будет.

Предположим теперь, что в районе Н происходит нагревание земной поверхности. Тогда столб воздуха над этим районом, нагревшись от земной поверхности, растянется, станет менее плотным, и убывание давления с высотой в нем будет происходить медленнее, т. е. для того, чтобы давление упало на 15 мб, нам придется подняться не на 100 м, но несколько выше. Следовательно, линии одинакового давления (пунктирные) над районом Н будут лежать выше, чем над районом М (рис. 51, б). Если мы теперь сравним распределение давления по высотам над обоими районами, то увидим, что на любой высоте (С) над районом Н давление больше, чем на той же самой высоте (Д) над районом М. Это обстоятельство сейчас же вызовет поток воздуха в верхних слоях от С к Д.

Вследствие оттока воздуха из верхних слоев давление у земной поверхности над районом Н начнет убывать, а над районом М (вследствие притока воздуха в верхних слоях) — увеличиваться. Это обстоятельство вызовет поток воздуха у земной поверхности от М к Н (рис. 51, в). К этим двум потокам прибавится еще опускание воздушных масс над районом М и поднятие их над районом Н (рис. 51, г)¹.

Таким образом, во всех случаях, когда имеются по соседству участки земной поверхности, нагретые по-разному, воздух стремится течь у земной поверхности от более холодного района к более тепловому, а на некоторой высоте — в обратном направлении.

Примером возникновения таких воздушных потоков могут служить бризы, горные и долинные ветры, муссоны и пассаты.

Земля, как известно, днем хорошо нагревается солнцем, а ночью быстро остывает. Вода же обладает большей теплоемкостью, вследствие чего она мало повышает свою температуру при солнечном нагреве, но зато ночью долго сохраняет тепло, полученное за день. Вследствие создающихся таким образом разностей в температурах суши и воды возникают прибрежные ветры, дующие днем с моря на сушу, ночью — с суши на море (рис. 52 и 53). Начиная же с высоты 200—300 м, возникают воздушные потоки обратного направления. Эти ветры называются бризами. Чем больше разность температур суши и воды, тем сильнее дует бриз и тем выше лежит граница между нижним и

¹ На рис. 51 горизонтальный масштаб значительно преуменьшен по сравнению с вертикальным.

верхним потоками. Например, в тропических странах она достигает 1000 м. В глубь континента бризы могут проникать на 20—40 км.

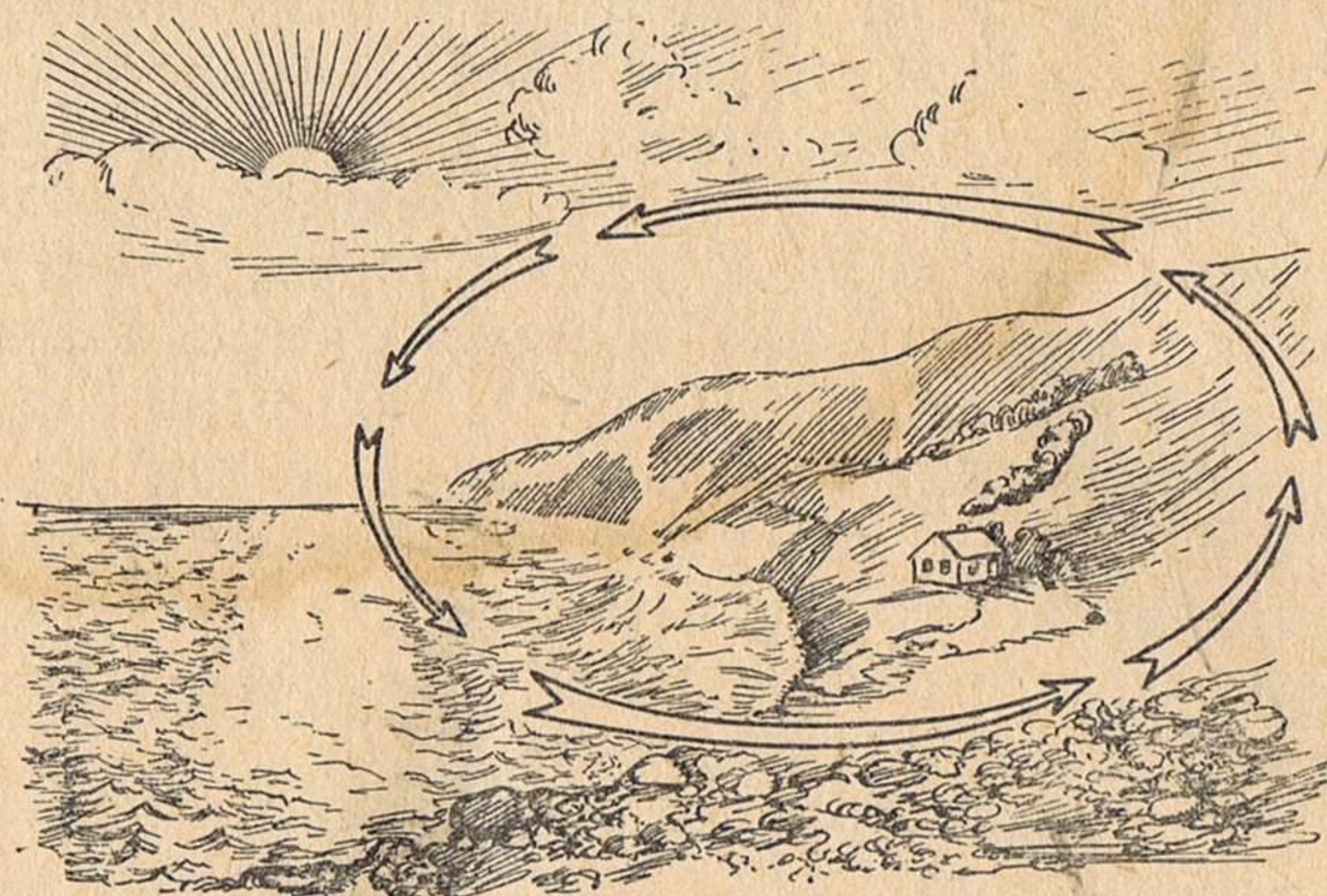


Рис. 52. Дневной бриз

В теплое время года в горных районах, вследствие тех же причин, возникают ветры, дующие ночью с гор в долины, а днем от долин к вершинам.

Примечание. Бризы и горно-долинные ветры возникают только при установившейся спокойной малооблачной погоде, когда нет других причин, вызывающих более сильные и более постоянные воздушные потоки.

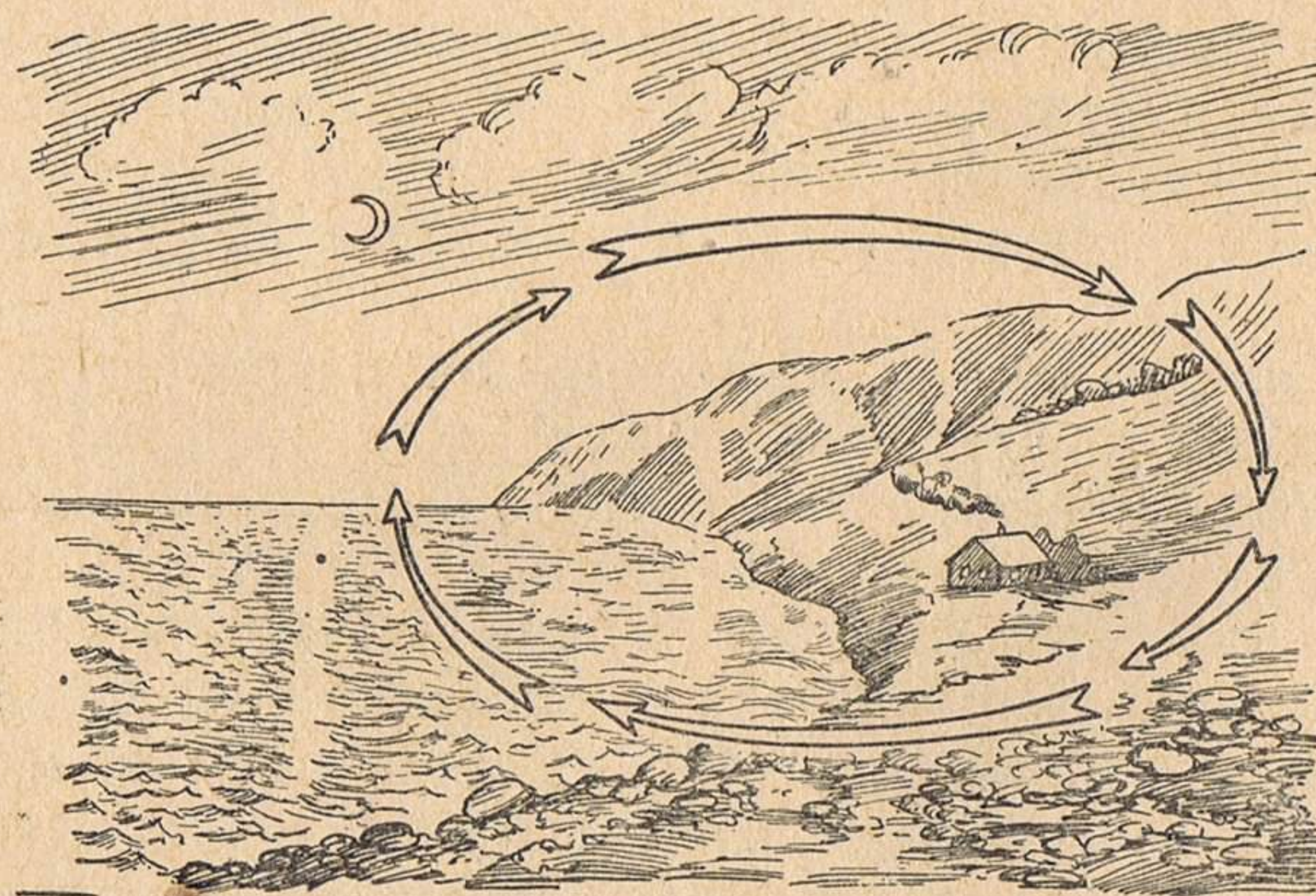


Рис. 53. Ночной бриз

Вследствие разности температур суши и воды зимой и летом возникают более мощные и более постоянные ветры, дующие зимой с суши на море, а летом с моря на сушу. В

верхних слоях возникают встречные потоки. Эти ветры называются муссонами. Граница смены потоков при муссоне может достигать высоты 3—4 км; в глубь континента муссон может проникать на сотни километров. Хорошо выраженный муссонный режим ветров наблюдается в Индии и вдоль восточного побережья азиатского материка (Китай, наш Дальний Восток). Но муссоны наблюдаются также и в других районах, где имеется соприкосновение больших водных пространств с обширными пространствами суши.

26. ОТКЛОНЯЮЩЕЕ ДЕЙСТВИЕ ВРАЩЕНИЯ ЗЕМЛИ¹

Очень важным фактором, влияющим на воздушные течения, является так называемое отклоняющее действие вращения земли. Напомним из физики опыт Фуко. На тонкой длинной нити подвешен тяжелый шар с острием на его нижней части (рис. 54). При качании этого маятника

острие прочерчивает на нижней плоскости (пол, земля, лист бумаги) прямую линию. Отведем шар в сторону и затем отпустим, предоставив ему свободно качаться. Через некоторое время мы заметим, что линии, прочерчиваемые острием, не совпадают с линией, прочерченной при первом качании (AB), а повернуты (A₁B₁) на некоторый угол. Получается впечатление, как будто маятник отклонился от своего первоначального направления качания. Если этот опыт производить в северном полушарии, то отклонение будет направлено в правую сторону (если каждый раз смотреть по направлению движения маятника), в южном же полушарии отклонение будет направлено влево.

Если такой маятник поставить на полюсе, то плоскость его качания повернулась бы за сутки на полный круг

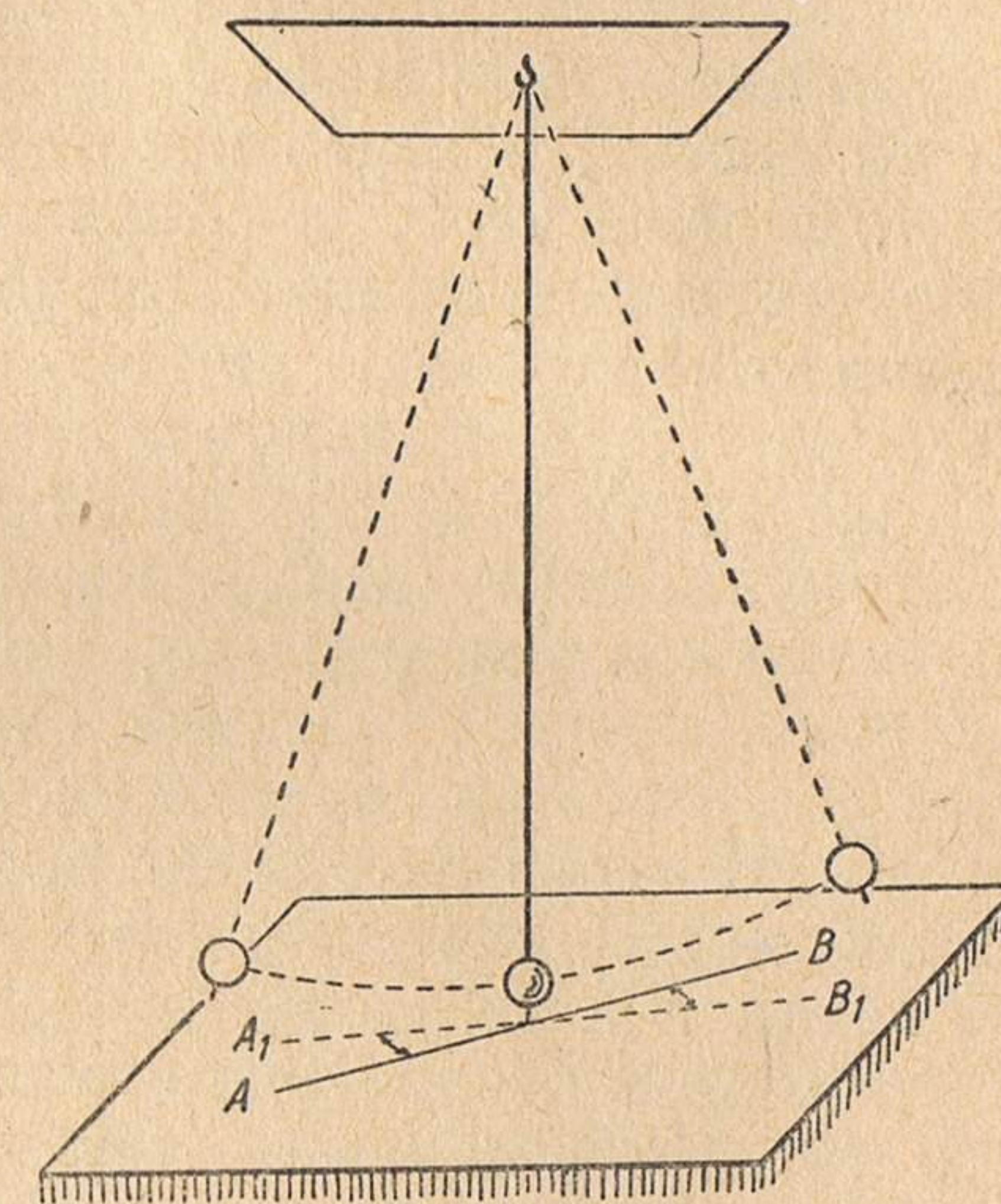


Рис. 54. Маятник Фуко

¹ Изложение дается в элементарной форме.

(360°). На экваторе маятник не дал бы никакого отклонения.

Отклонение маятника объясняется тем, что всякое движущееся тело стремится сохранить первоначальное направление своего движения относительно мирового пространства, а за время движения тела земля под ним поворачивается. Таким образом, если тело при своем движении испытывает весьма малое трение о земную поверхность и ему, вследствие этого, легче удастся сохранить свое первоначальное направление, то наблюдателю, связанному с землей, будет казаться, чтодвигающееся тело отклоняется относительно земной поверхности (и самого наблюдателя), как будто на это тело действует какая-то сила.

На рис. 55 схематично показано, как происходит отклонение двигающегося тела. Рассмотрим сначала процесс в северном полушарии. Предположим, что какое-нибудь тело, находящееся в точке A на широте φ^1 , начинает двигаться вдоль меридиана к северу². Земля вращается с запада на восток, и через некоторое время точка A сместится в A_1 , а наше тело, участвуя также во вращении земли и стараясь одновременно сохранить направление своего движения относительно мирового пространства (т. е. параллельное первоначальному направлению AB), сместится за это же время в B_1 . Из рисунка видно, что меридиан AP к этому моменту займет положение A_1P и повернется под движущимся телом влево. Таким образом, для наблюдателя, находящегося на земле, будет казаться, что тело, начавшее двигаться из точки A вдоль меридиана к северу, отклоняется от этого меридиана вправо. Повторив те же рассуждения, можно показать на рис. 55, что при движении тела из точки A к экватору (в направлении AC) также будет происходить отклонение его вправо от меридиана.

В механике доказывается, что такое отклонение будет наблюдаться при любом направлении движения, а не только вдоль меридиана.

Обращаясь к нижней половине чертежа (при тех же положениях и обозначениях), легко показать, что в южном полушарии отклонение будет происходить влево.

На полюсах плоскость горизонта за сутки поворачивается вокруг вертикальной оси на 360°, на экваторе же пло-

скость горизонта вокруг вертикальной оси совсем не вращается (рис. 56); следовательно, отклоняющее действие вращения земли наиболее заметным будет в районе полюсов и меньшим — в более низких широтах; никакого отклонения не будут испытывать тела,двигающиеся вдоль экватора.

Как на пример отклонения, вследствие суточного вращения земли, можно указать на то, что у большинства наших крупных рек правый берег крутой, а левый — отлогий. Это

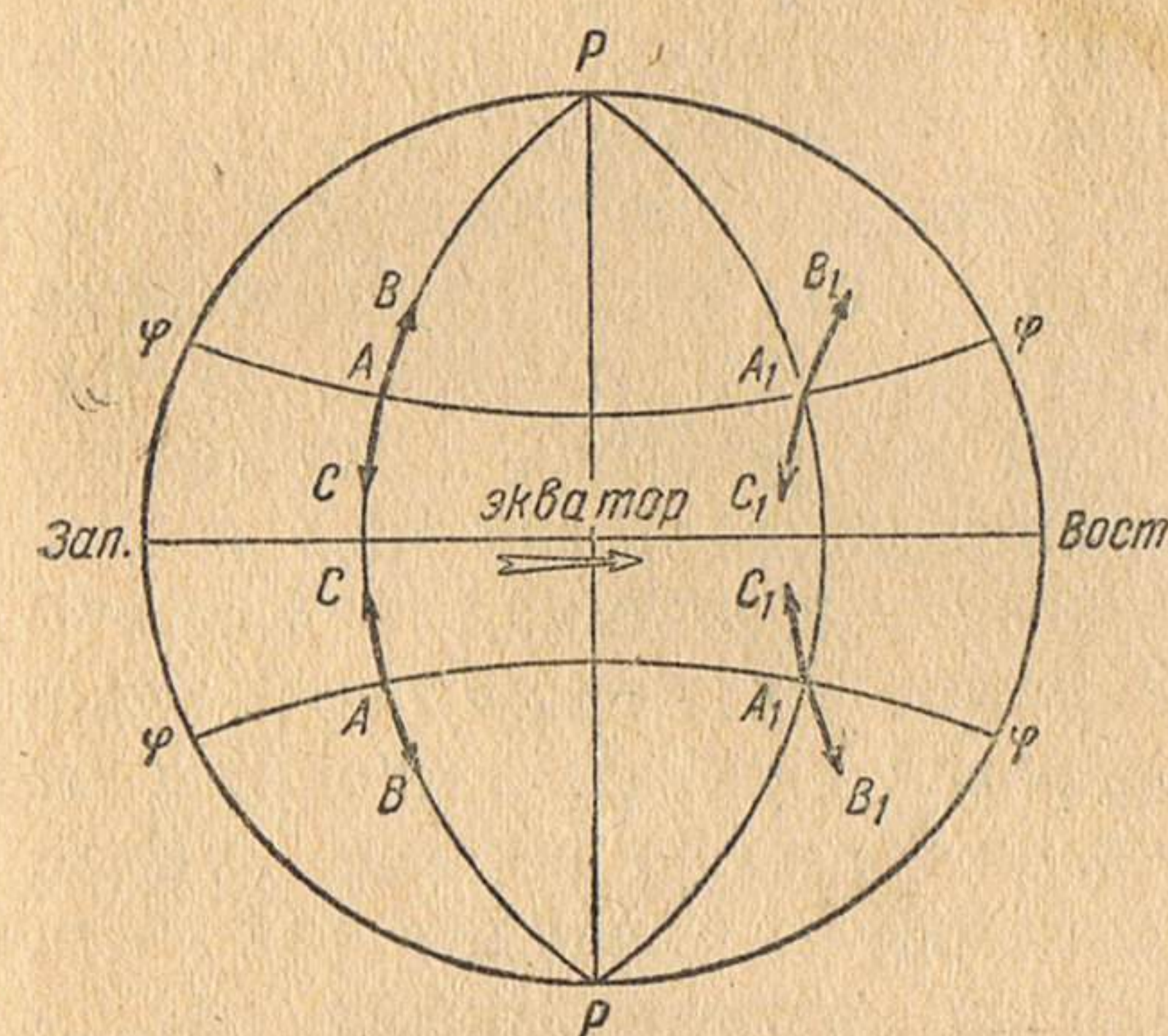


Рис. 55. Отклоняющее действие вращения земли



Рис. 56. Плоскость горизонта на полюсе вращается вокруг вертикальной оси, на экваторе — не вращается

объясняется тем, что вода, перемещаясь в реке, отклоняется вправо и в течение веков подмывает правый берег, оставляя за собой левый более низменным.

Замечено, что на прямых двухпутных линиях железных дорог северного полушария правый рельс снашивается быстрее, чем левый. По той же самой причине льды, дрейфующие в Арктике, перемещаются не по направлению ветра, а отклоняются от этого направления вправо на угол около 40° (см. «Известия» от 11/III 1938 г., ст. тт. Ширшова и Федорова).

Ускорения, создаваемые отклоняющей силой, малы — порядка нескольких сотых долей сантиметра в секунду за секунду. Но, действуя в течение продолжительного времени, отклоняющая сила может вызвать значительные отклонения воздушных потоков от первоначального их направления.

¹ Буквой φ (фи) обозначается обычно географическая широта какого-нибудь пункта на земном шаре.

² Предполагается, что тело движется без трения о земную поверхность.

27. ЭЛЕМЕНТЫ ОБЩЕЙ ЦИРКУЛЯЦИИ АТМОСФЕРЫ

Выяснив причины возникновения воздушных течений и влияние на них отклоняющего действия вращения земли, рассмотрим теперь общую картину возникновения воздушных потоков на всем земном шаре (в общей схеме).

Известно, что в районах, расположенных близ экватора, солнце круглый год высоко поднимается над горизонтом и каждый день бывает почти в зените. В полярных же странах (в Арктике и в Антарктике) солнце поднимается над горизонтом очень невысоко.

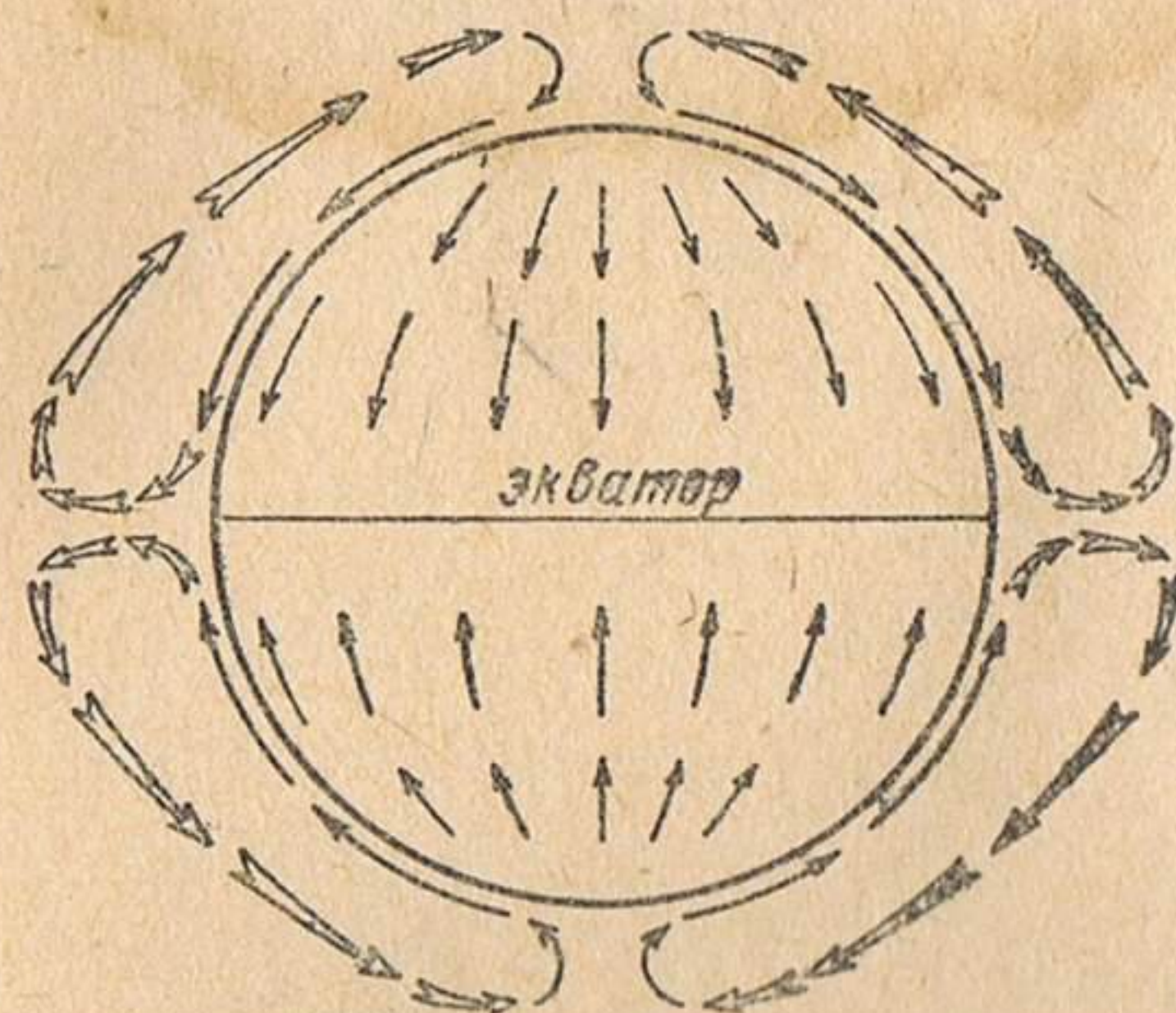


Рис. 57. Схема циркуляции воздуха при неподвижности земли

Следовательно, поверхность земли у экватора круглый год хорошо нагревается, а от нее прогреваются и лежащие над ней массы воздуха. В полярных же районах земля сильно охлаждается, так как убыль тепла вследствие излучения его в мировое пространство не покрывается слабым нагревом от низко стоящего солнца, тепла от которого нехватает для того, чтобы в летнее время растопить все льды, образовавшиеся за зиму.

Таким образом, постоянно создаются и существуют на земном шаре два очага холодного и один очаг теплого воздуха. Мы видели в разделе 25, что такое положение ведет к возникновению воздушных течений.

Если бы земля имела однородную поверхность и не вращалась вокруг своей оси, а солнце двигалось бы вокруг земли, то мы имели бы очень простую циркуляцию воздуха: поверху воздух тек бы от экватора к полюсам и у земной поверхности — от полюсов к экватору (рис. 57). Тогда мы, например, живя в умеренных широтах северного полушария, имели бы все время северные ветры (у земли), с которыми приходили бы все время воздушные массы одних и тех же физических свойств, а следовательно, и погода была бы почти неизменной. Но земля вращается вокруг своей оси, и мы видели, что вследствие этого происходит отклонение воздушных течений.

Рассмотрим северное полушарие на рис. 58, изображающем земной шар, вокруг которого в сильно увеличенном масштабе показан в разрезе нижний слой атмосферы — тропосфера.

Как только в верхних слоях воздух направляется от экватора к полюсу, на него сейчас же начинает действовать отклоняющая сила вращения земли. Под влиянием последней воздушный поток начинает отклоняться вправо (север-

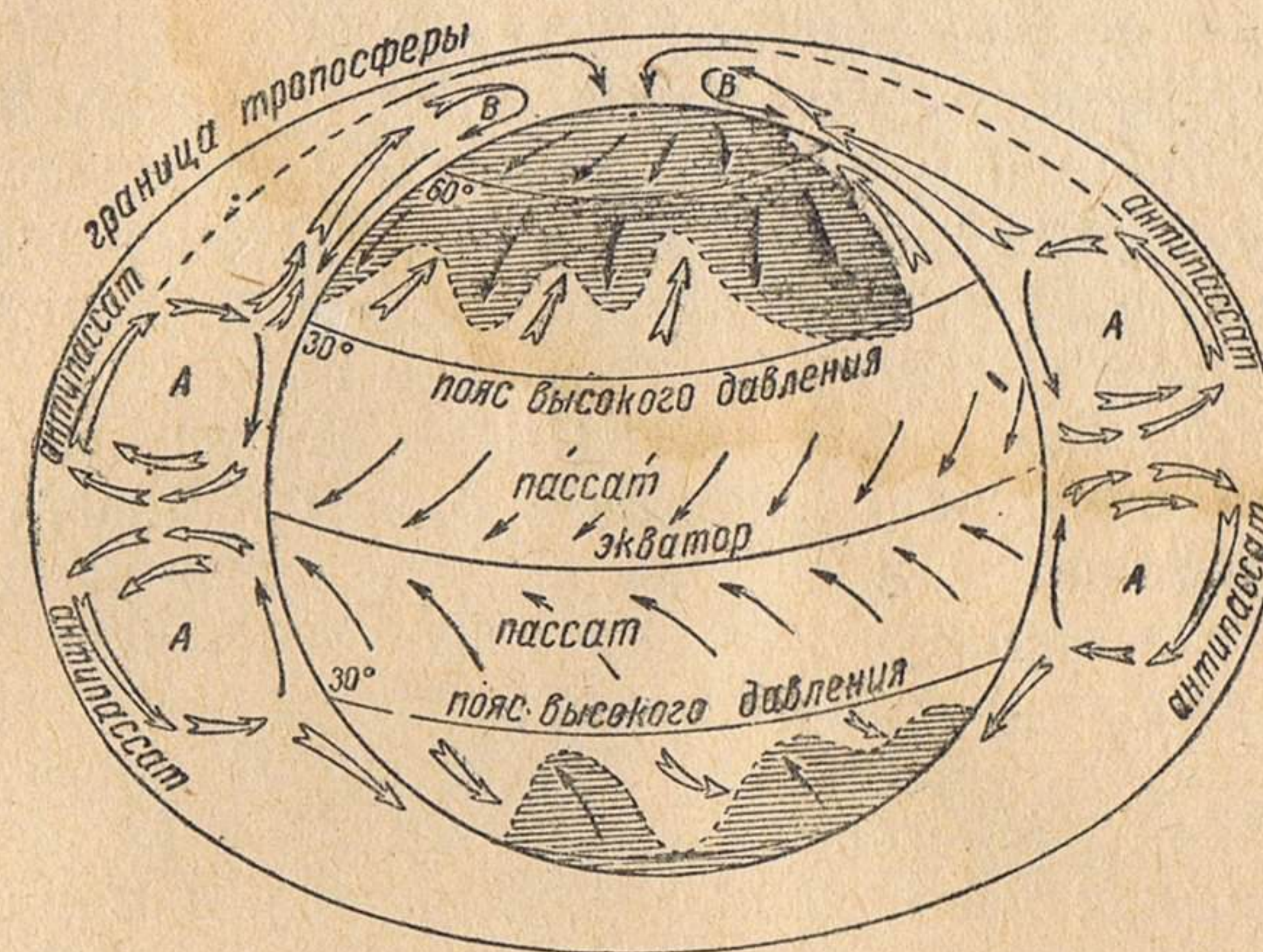


Рис. 58. Упрощенная схема общей циркуляции атмосферы

ное полушарие), переходя постепенно из южного в юго-западный, затем в западо-юго-западный; к 30° широты это отклонение достигает величины 90°, т. е. воздух начинает течь уже с запада на восток параллельно широте (рис. 59). Этот верхний поток от экватора к 30° широты называется антипассатом.

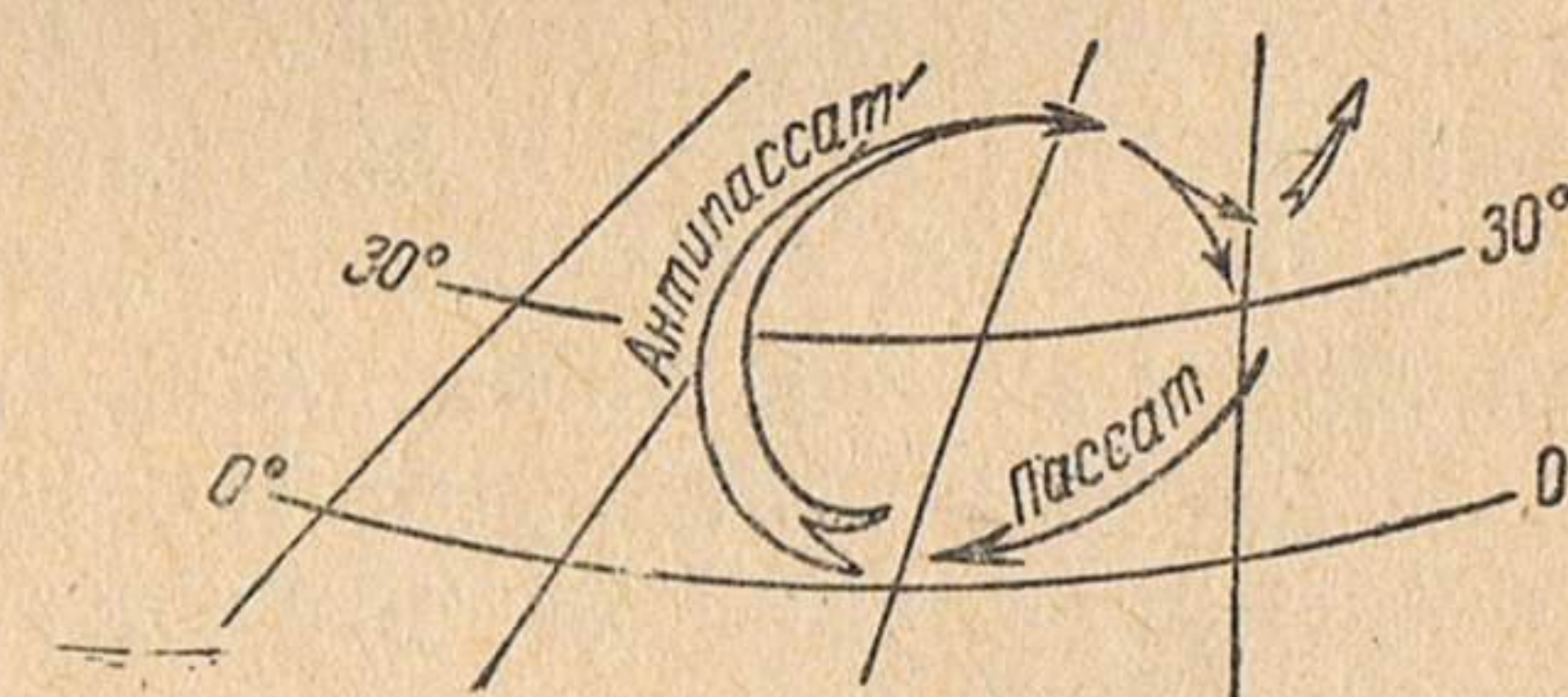


Рис. 59. Циркуляция между экватором и 30° широты (в северном полушарии)

На экваторе все время происходит сильный нагрев, все время над ним как бы бьет воздушный фонтан (рис. 58), все время в верхних слоях происходит отток воздуха к полюсам, следовательно, все время к 30° широты подтекают все новые и новые воздушные массы (антипассаты). Вследствие этого, а также и потому, что пространство между меридианами на 30° широты меньше, чем на экваторе, на 30° широты получается накопление воздушных масс и часть их начинает опускаться вниз. У земной поверхности давление повышается, и вдоль 30° широты образуется пояс высокого давления, окаймляющий земной шар вдоль всей

этой широты. (Аналогичный пояс высокого давления образуется также и вдоль 30° южной широты.)

Оба пояса высокого давления хорошо видны на картах среднего распределения давления по земной поверхности в январе и июле (рис. 60 и 61). Объяснение линий на этих картах будет дано в следующем разделе.

От пояса высокого давления (от 30° широты) последнее убывает по направлениям к полюсу и к экватору, и воздушные массы вблизи земной поверхности начинают течь частью по направлению к полюсу, создавая юго-западные ветры (отклонение вправо), частью же обратно к экватору в виде постоянных северо-восточных ветров (отклонение вправо). Эти постоянно дующие в одном направлении ветры между экватором и 30° широты — северо-восточные в северном полушарии и юго-восточные в южном полушарии — называются пассатами.

Таким образом, между экватором и 30° широты получается как бы замкнутое кольцо циркуляции (А на рис. 58).

В Арктике, как мы видели, происходит постоянное охлаждение земной поверхности, а с нею и приземных слоев воздуха. Накапливающийся холодный и тяжелый воздух начинает растекаться в более южные широты, а на его место начинают опускаться верхние воздушные массы.

В так называемых умеренных широтах, приблизительно, между 45° и 60° широты, происходит встреча холодного воздуха из Арктики с теплым юго-западным потоком из пояса высокого давления. Здесь теплый воздух, как более легкий, начинает подниматься над холодным по наклонной поверхности раздела и в верхних слоях отходит к полюсу. Таким образом, намечается еще одно кольцо циркуляции атмосферы между полюсом и, приблизительно, 60° широты (В). В умеренных широтах четко выраженного замкнутого кольца циркуляции не намечается. Об этих широтах будет сказано ниже.

Эта довольно простая и грубая схема общей циркуляции атмосферы усложняется (и иногда довольно значительно) тем, что поверхность земли неоднородна (море, суша, горы, равнины и т. д.). Довольно значительно общую картину нарушают и вихревые возмущения (циклоны), свойственные умеренным широтам.

В южном полушарии, вследствие преобладания водных пространств над сушей, картина общей циркуляции подходит к описанной схеме ближе, чем в северном.

Из сказанного видно, что все массы воздуха беспрестанно движутся по некоторым определенным путям, которые

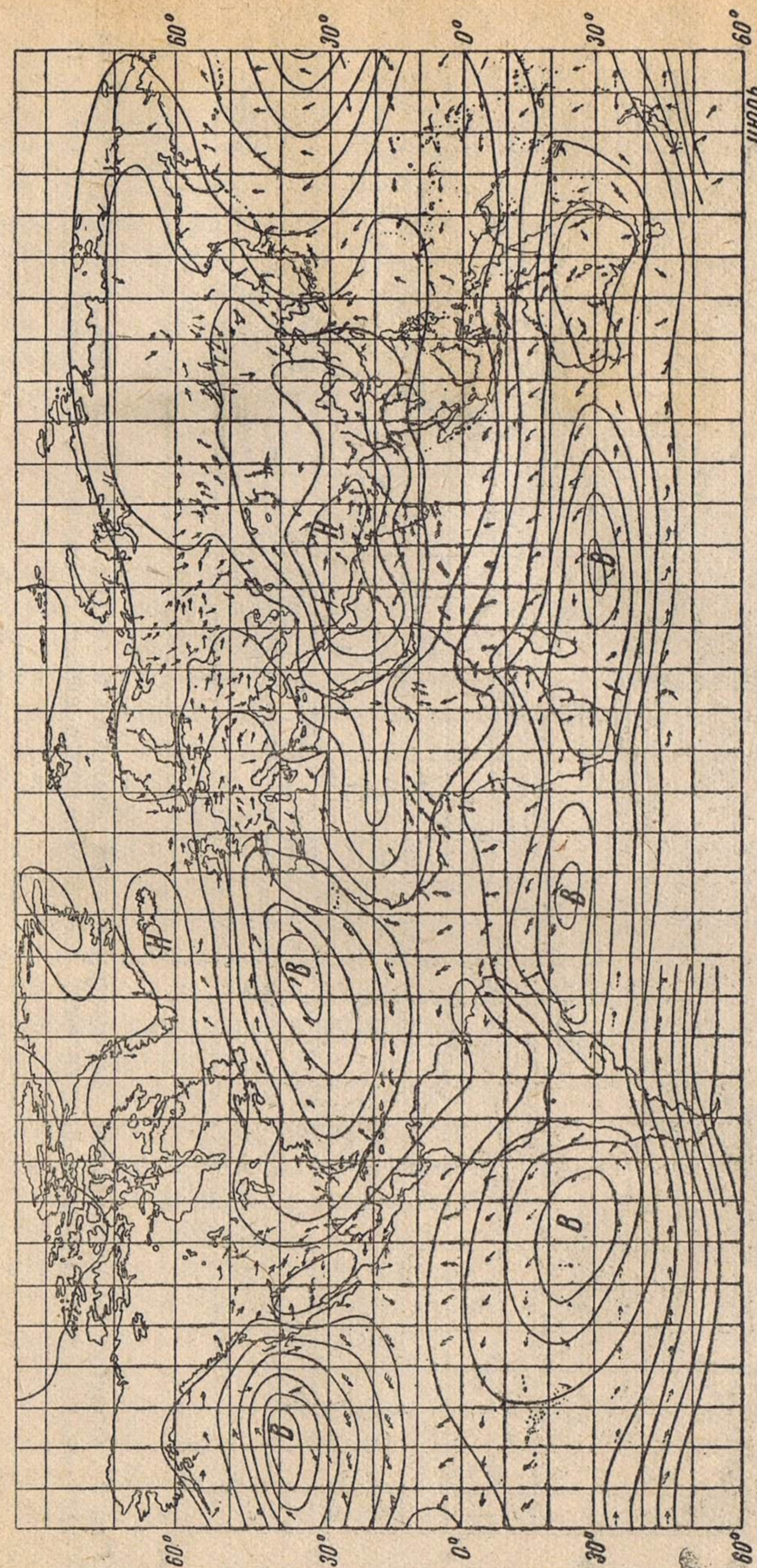


Рис. 60. Среднее распределение барометрического давления в июле. Сплошные линии — изобары, стрелки показывают преобладающее направление ветров. В — центр высокого давления, Н — центр низкого давления

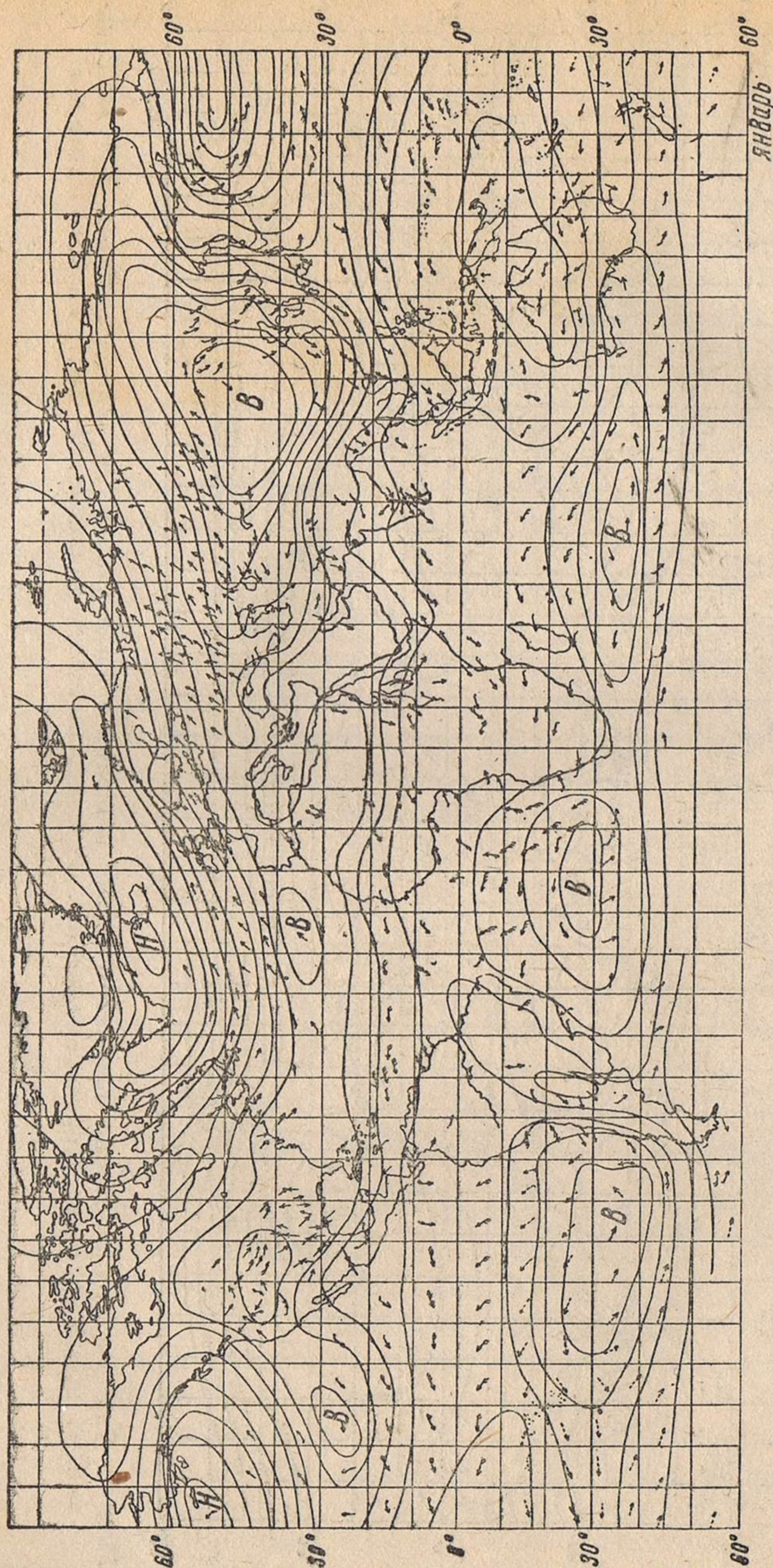


Рис. 61. Среднее распределение барометрического давления в январе. Сплошные линии—изобары. Стрелки показывают преобладающее направление ветров. В—центр высокого давления, Н—центр низкого давления

получаются в результате неравномерного распределения тепла на земной поверхности.

Из картины общей циркуляции атмосферы можно сделать интересный вывод. Мы видели (рис. 58), что над 30° широты (северной и южной) происходит как бы постоянное опускание воздушных масс. Согласно тому, что мы выяснили в разделе 16, здесь должно наблюдаться рассеивание облачности, а, следовательно, и отсутствие осадков. И действительно, если мы взглянем на глобус, мы увидим, что там, где широта 30° проходит над континентами, находятся пустыни: Сахара, Аравийская, Среднеазиатские, в Северной Америке — Колорадо.

28. ИЗОБАРЫ

Мы уже говорили, что непосредственной причиной перемещения воздушных масс является неравномерное распределение барометрического давления вдоль земной поверхности. Следовательно, для уяснения перемещения воздушных масс важно отчетливо представить себе распределение давления воздуха на земной поверхности.

Когда хотят наглядно представить себе распределение какого-либо элемента на карте, то прибегают к следующему методу: места с одинаковыми значениями этого элемента соединяют плавными линиями, называемыми изолиниями. Например, такими изолиниями на топографических картах являются горизонтали (изогипсы).

Для наглядного представления распределения барометрического давления прибегают к этому же методу.

Линии, соединяющие места с одинаковым давлением, называются **изобарами**¹.

При проведении изобар руководствуются следующим:

1. Изобары проводятся (подобно горизонталям) по ступеням, обычно через каждые 5 мб для значений давления, кратных 5, например 990, 995, 1 000, 1 005 и т. д.

2. Так как только в очень редких пунктах из нанесенных

¹ Напомним, что на синоптических картах наносится давление, приведенное к уровню моря (см. раздел 22).

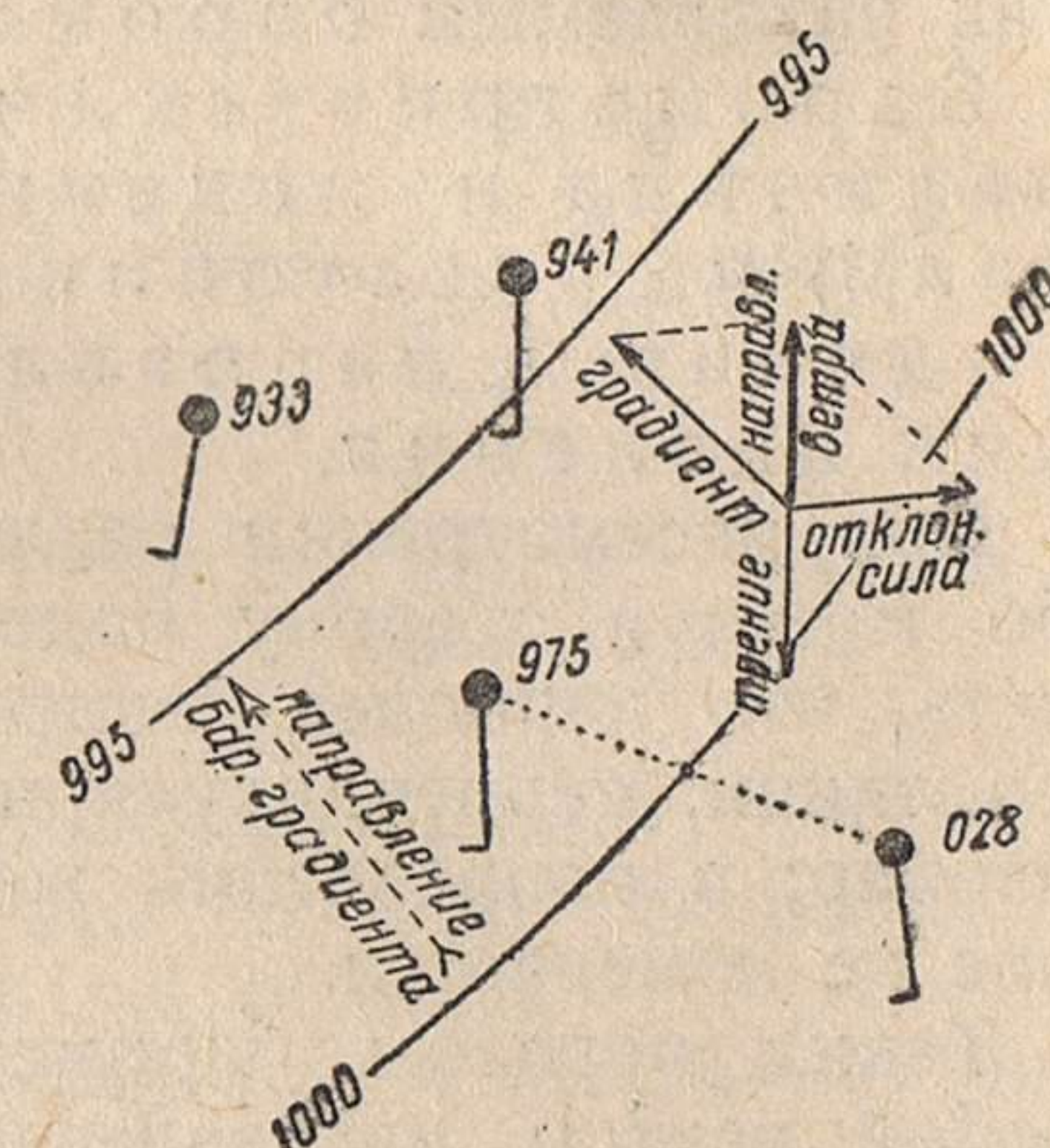


Рис. 62. Изобары, барометрический градиент, направление ветра

на карту мы встретим такие круглые значения давления, то для определения точек, где давление равно этим круглым цифрам, прибегают к такому способу: пусть (рис. 62) в одном пункте на карте давление будет 975 (т. е. 997,5) и в соседнем — 028 (т. е. 1 002,8). Мы принимаем, что давление от одного пункта до другого изменяется равномерно и имеет все промежуточные значения от 997,5 до 1 002,8, следовательно, между ними где-то имеется пункт с давлением в 1 000,0 мб. С первым пунктом у него разница давления равна 2,5 мб, со вторым пунктом — 2,8 мб. Таким образом, пункт с давлением в 1 000 мб лежит почти посередине этих двух пунктов, и в этом месте должна проходить изобара 1 000. Такое нахождение промежуточного значения какого-либо элемента называется интерполяцией.

На концах изобар ставится то давление, через которое проводится данная изобара.

29. БАРОМЕТРИЧЕСКИЙ ГРАДИЕНТ

Для суждения о скорости изменения давления в горизонтальном направлении на каком-либо участке пользуются так называемым барометрическим градиентом.

Барометрическим градиентом называется величина изменения давления (по горизонтали) на расстоянии 111 км (длина 1° дуги меридиана) в направлении наибольшего падения давления.

При рассмотрении различных направлений от какой-либо точки в сторону падения давления можно легко увидеть, что наиболее быстрое падение давления происходит по линии, перпендикулярной к направлению двух соседних изобар; в направлении же, параллельном изобарам, давление не изменяется.

Таким образом, барометрический градиент представляет собой вектор, направленный перпендикулярно к изобарам (рис. 62). Величина его выражается в миллиметрах или в миллибарах и определяется по синоптической карте следующим образом: измеряют расстояние между двумя соседними изобарами, например 145 км; разность давлений на двух соседних изобарах обычно 5 мб; тогда на расстоянии 1 км давление изменяется на $5/145$ мб, а на расстоянии 111 км на $5/145 \cdot 111 = 3,8$ мб. Это и есть барометрический градиент.

Чем меньше расстояние между соседними изобарами, т. е. чем гуще они проходят, тем больше барометрический градиент.

Чем больше разность давлений, т. е. чем больше градиент, тем больше сила, вызывающая поток воздуха, т. е. тем сильнее ветер, и наоборот.

Приблизительно, можно считать, что скорость ветра у земли (в метрах в секунду) равна утроенной величине барометрического градиента, выраженной в миллибарах. Таким образом, при найденном нами барометрическом градиенте 3,8 мб скорость ветра у земли должна быть $3,8 \cdot 3 = 11,4$ м/сек.

Примечание. Это соотношение годится для широт $50-60^\circ$. В более южных широтах, при одной и той же величине барометрического градиента, скорость будет больше, в более северных широтах — меньше.

Так как сила барометрического градиента действует в направлении, перпендикулярном изобарам, то и вызываемый ею поток воздуха должен был бы быть направленным в этом же направлении. Но как только начинается движение воздуха, сейчас же на него начинает действовать сила отклоняющего действия вращения земли, направленная вправо (в северном полушарии) от движения, перпендикулярно ему, и сила трения о земную поверхность, направленная в сторону, обратную движению.

Под действием этих трех сил воздух будет течь уже под некоторым углом к изобаре, отклоняясь вправо от направления градиента (рис. 62). Угол отклонения зависит от скорости ветра и от силы трения: чем больше скорость и меньше сила трения, тем отклонение больше.

У земной поверхности отклонение достигает $45-60^\circ$, над водной поверхностью — $70-80^\circ$. В более высоких слоях, там, где перестает сказываться трение о земную поверхность (на высоте 500—1 000 м), отклонение достигает 90° , и, таким образом, на этих высотах, при установившемся движении, ветер дует параллельно изобарам, оставляя низкое давление слева, высокое — справа (в северном полушарии)¹.

Отсюда вытекает важное с точки зрения аэронавигации обстоятельство, что от земли до высоты, приблизительно, 500 м ветер поворачивает в северном полушарии вправо,

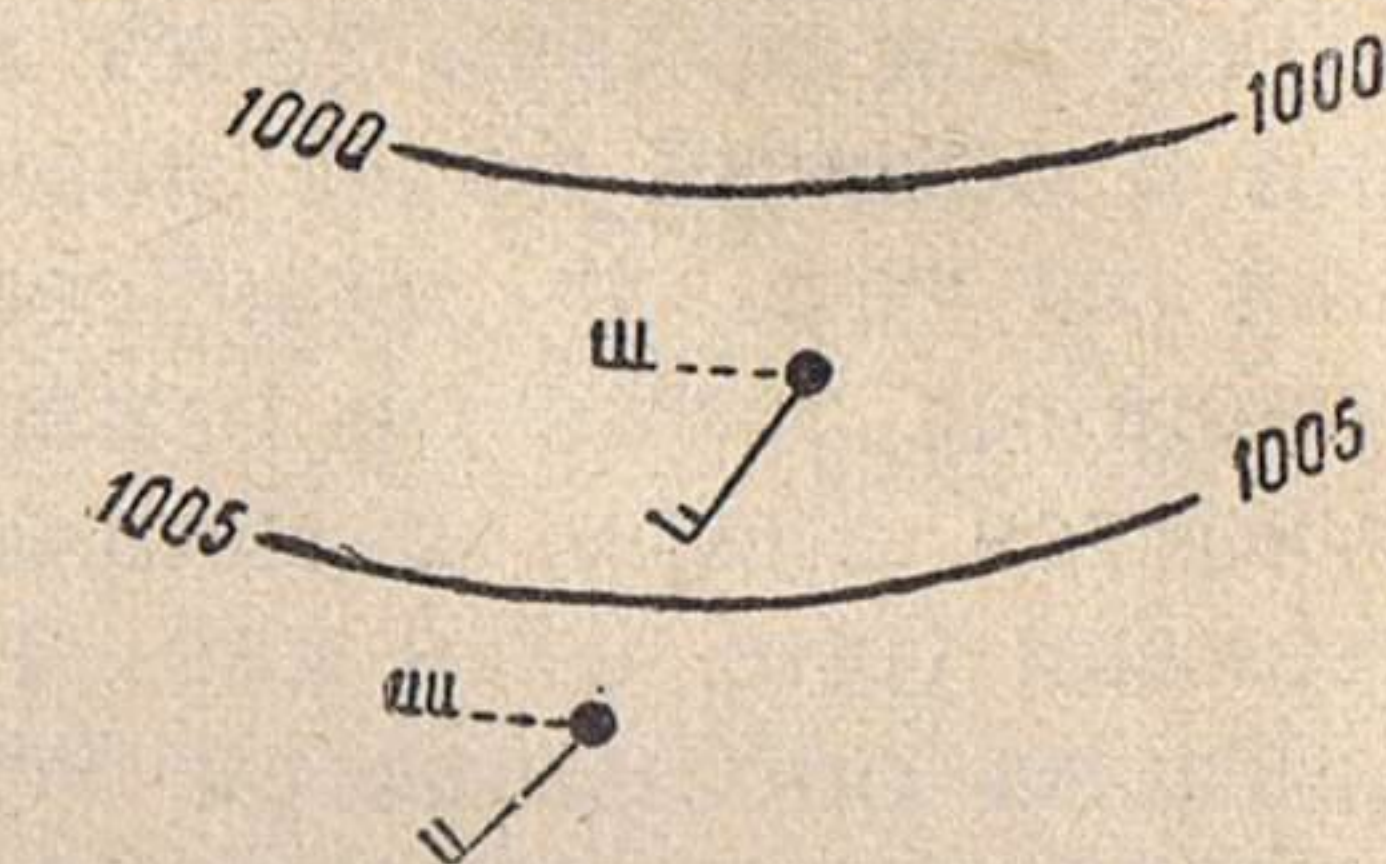


Рис. 63. Ветер у земли и на высоте 1 000 м

¹ Этот ветер называется градиентным.

в южном — влево. (На рис. 63 пунктирная стрелка показывает ветер на высоте 500—1 000 м.) Одновременно увеличивается и скорость ветра с высотой (уменьшение трения). Грубо можно считать, что скорость градиентного ветра в два раза больше скорости ветра, определенной по флюгеру.

Примечание. На высотах выше 1 000 м направление и скорость ветра меняются по-разному. Это будет рассмотрено в разделе 49.

30. БАРИЧЕСКИЕ СИСТЕМЫ

После проведения изобар на карте обнаруживаются два основных типа распределения атмосферного давления.

1. Области, в центре которых давление наименьшее (для этой области) и к периферии¹ повышается.

Такие области называются барическими минимумами, или циклонами.

2. Области, в центре которых давление наивысшее (для этой области) и к периферии понижается. Такие области называются барическими максимумами, или антициклонами.

Так как воздух течет из области более высокого давления в область более низкого, то в циклоне воздух должен был бы течь от периферии прямо к центру. Но вследствие вращения земли он отклоняется вправо, и в результате получается вихрь, с направлением потоков против часовой стрелки (рис. 64 и карты в приложениях). На картах центр циклона обозначается буквой *H* (низкое).

В антициклоне воздух растекается от центра к периферии и также отклоняется вправо. Получается вихрь с направлением потоков по часовой стрелке (рис. 65). На картах центр антициклона обозначается буквой *B* (высокое)².

Циклоны и антициклоны представляют собой вихри с вертикальной осью. Высота их может достигать, самое большее, до высоты тропосферы, т. е. до 10—16 км, в поперечнике же эти вихри достигают от нескольких сотен до 4 000—5 000 км.

В центре циклона самое низкое давление наблюдалось на уровне моря 886,8 мб³, в центре антициклона самое высокое давление наблюдалось 1 078,3 мб⁴.

¹ Периферия в переводе означает окружность; обычно употребляется в значении: край, окраина, внешняя часть (противоположно центру).

² Указанная циркуляция наблюдается только в северном полушарии. В южном, вследствие отклонения ветра влево, циркуляция будет направлена в обратную сторону.

³ 18/VIII 1927 г. в центре тайфуна в Китайском море.

⁴ 23/I 1900 г. в Барнауле.

Но иногда наблюдаются небольшие циклоны с давлением в центре выше 1 020 мб и антициклоны с давлением в центре ниже 1 000 мб. Важным является не абсолютная величина давления, а распределение его по горизонтали.

В циклоне воздушные массы стекаются от периферии к центру. Ясно, что с разных сторон к центру циклона притекают воздушные массы различных физических свойств. При встрече более теплые массы воздуха поднимаются

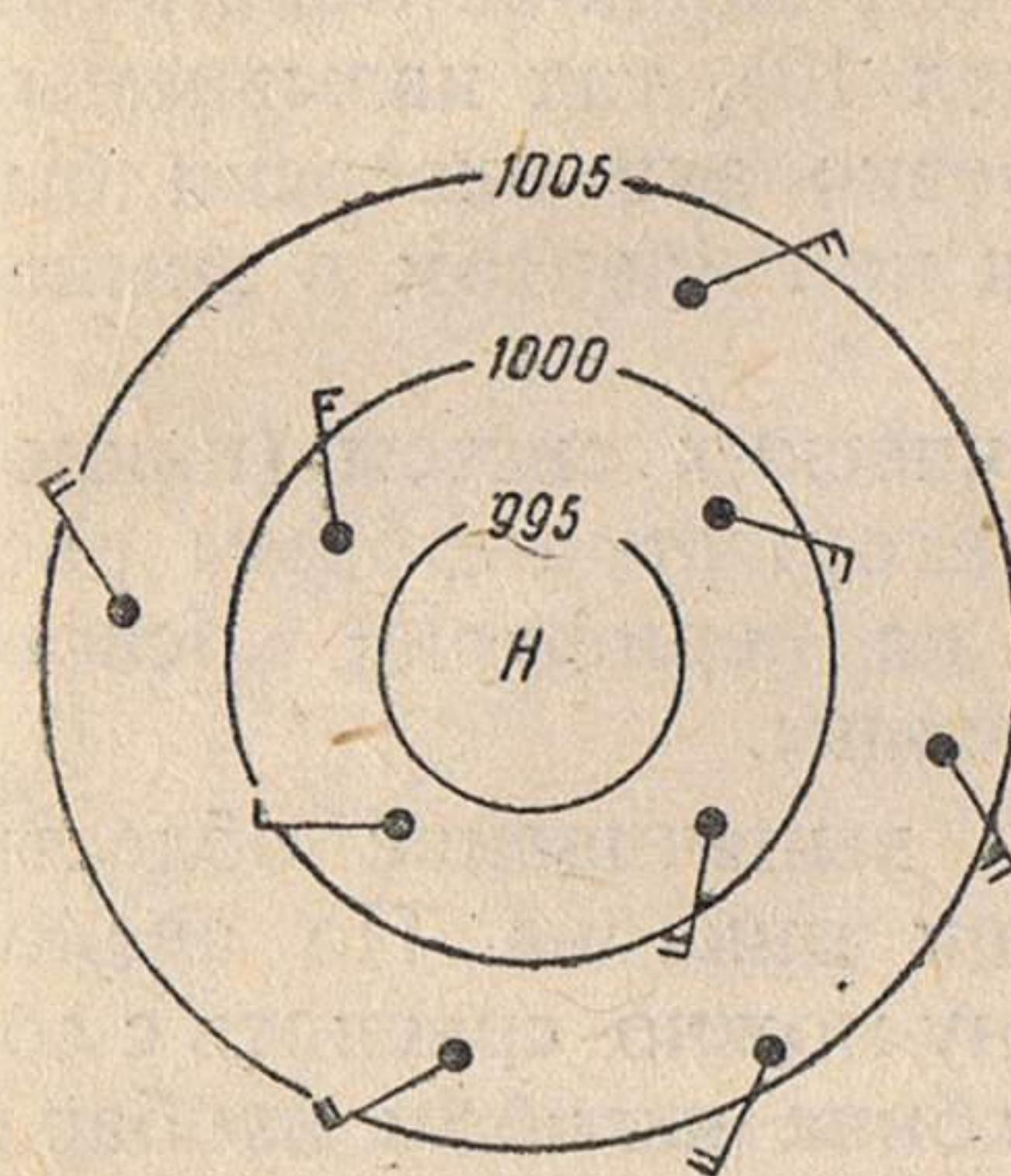


Рис. 64. Циркуляция воздуха у земли в циклоне

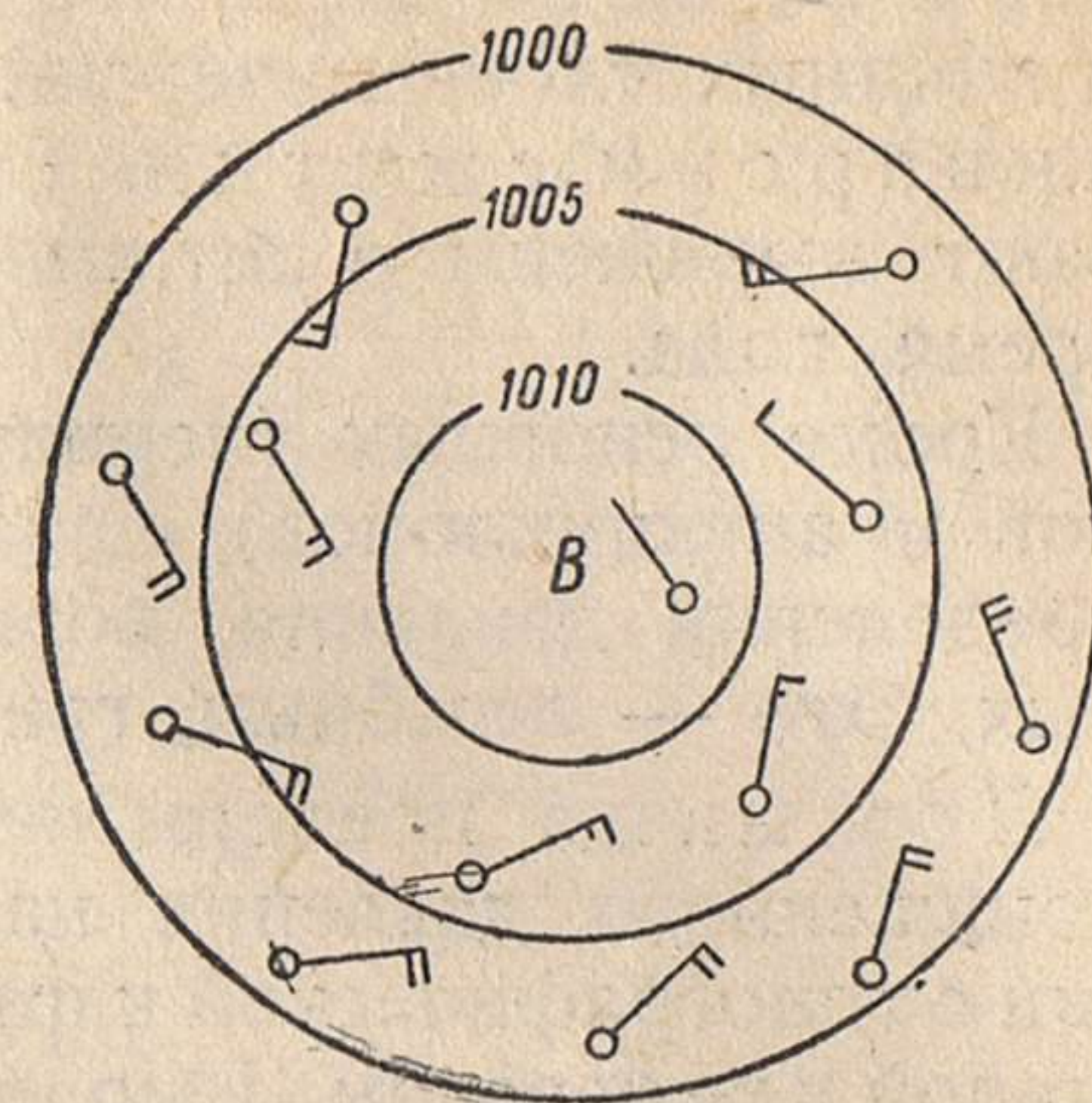


Рис. 65. Циркуляция воздуха у земли в антициклоне

над более холодными, а мы уже выяснили, что там, где воздушные массы поднимаются, дело идет к образованию облачности. Поэтому и погода в циклоне обычно бывает пасмурная и с осадками; зимой при прохождении циклона наблюдается потепление, летом — похолодание; ветры сильные; метеорологические элементы не имеют хорошо выраженного суточного хода.

В антициклоне воздушные массы растекаются от центра к периферии. На их место опускаются воздушные массы из более высоких слоев. Опускание же воздушных масс ведет к их нагреванию и, следовательно, к рассеиванию всякой облачности. Поэтому и погода в антициклоне обычно бывает малооблачная, спокойная. Зимой на континенте наблюдаются морозы, летом — жара. Ветры в центральной части системы бывают слабые, к периферии же возрастают иногда до сильных, особенно зимой, создавая поземки и низовые метели (при ясном небе). В летнее время метеорологические элементы имеют ярко выраженный суточный ход; например температура ночью сильно понижается, днем значительно повышается; относительная

влажность имеет обратный ход; облачность (обычно кучевая) увеличивается днем и исчезает к ночи; ветер достигает максимума днем и падает до штиля к ночи.

Понижение температуры нижних слоев воздуха ночью (вследствие радиационного выхолаживания земной поверхности при ясном небе) может привести иногда к образованию тумана. Такие радиационные туманы часто наблюдаются в антициклонах в холодное время года.

Опускание верхних слоев воздуха в антициклоне ведет к их нагреванию, что вызывает образование обширных и мощных слоев инверсий (см. раздел 10), так называемых инверсий сжатия. Особенно резко эти инверсии бывают выражены в антициклонах над континентом в зимнее время года.

Кроме основных (первичных) барических систем (циклонов и антициклонов), наблюдаются вторичные формы распределения давления, возникающие на периферии основных. Это — ложбины, гребни, седловины.

Ложбина представляет собой выпячивание области пониженного давления на периферии циклона. По аналогии с топографической картой ложбину можно сравнить с долиной или оврагом. Выражается ложбина изгибом изобар в сторону более высокого давления (рис. 66). Линия наименьшего давления, проходящая вдоль ложбины, называется осью ложбины. Как видно из рисунка, ось ложбины является линией сходимости воздушных масс, при этом, конечно, более теплая из них будет подниматься вверх над более холодной, а это ведет к образованию облачности и осадков, сопровождающихся усилением ветра, иногда шквалами. Летом при прохождении оси ложбины наблюдаются грозы, ливни.

Иногда в ложбине образуется самостоятельный небольшой циклон, который называется частным или вторичным циклоном. Характер погоды в нем сходен с погодой в ложбине.

Прохождение ложбины или частного циклона является наиболее опасным для летной работы.

Ложбины бывают различных форм и размеров: от едва заметных изгибов на изобарах до очень больших выпячиваний, захватывающих обширные области, и то длинных и узких, то очень широких и сложных (см. карты).

Гребень (отрог) представляет собой выпячивание области повышенного давления на периферии антициклона.

Гребень можно сравнить с образованиями того же наименования на топографической карте.

Выражается гребень изгибом изобар в сторону более низкого давления (рис. 67). Линия наибольшего давления,

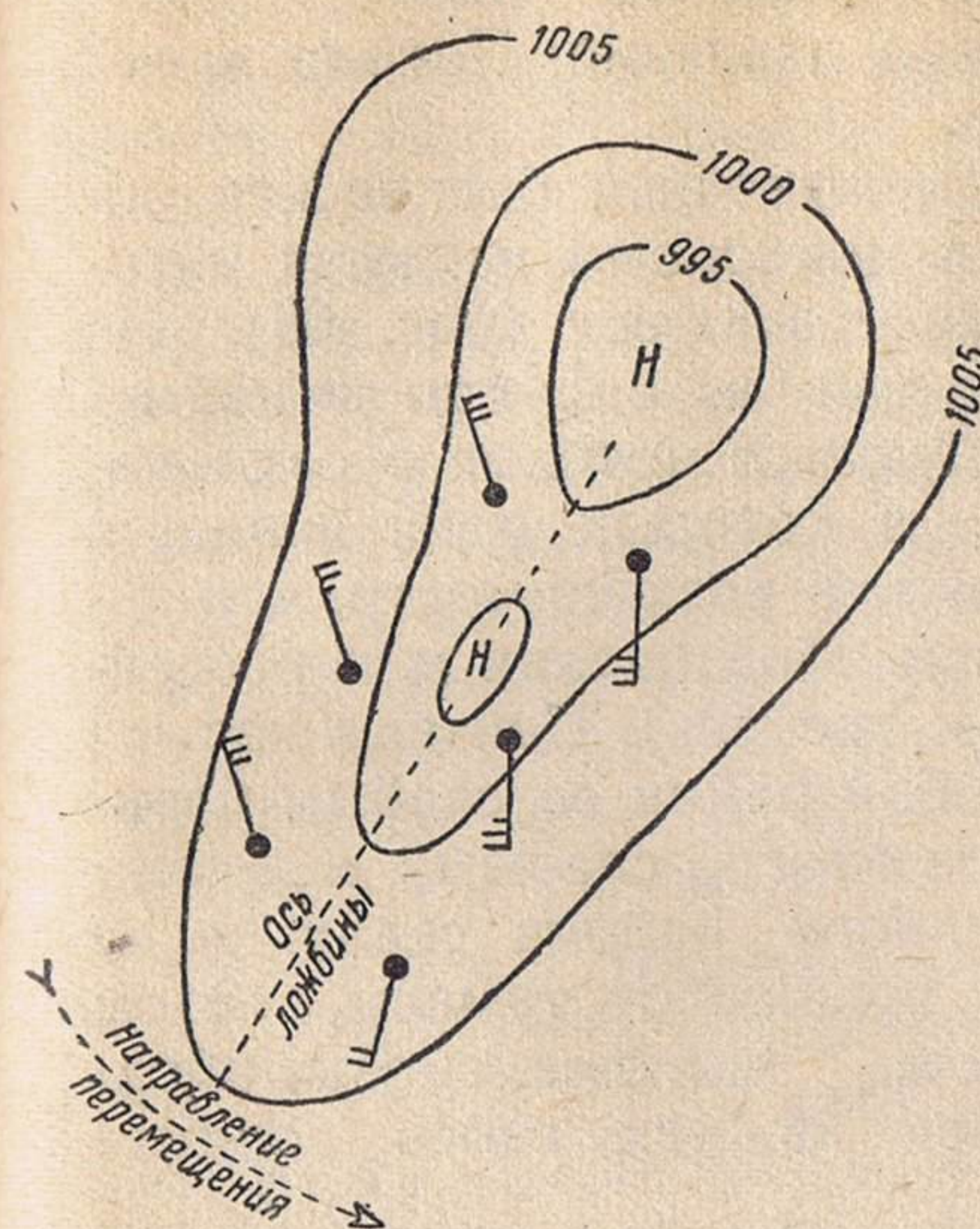


Рис. 66. Ложбина

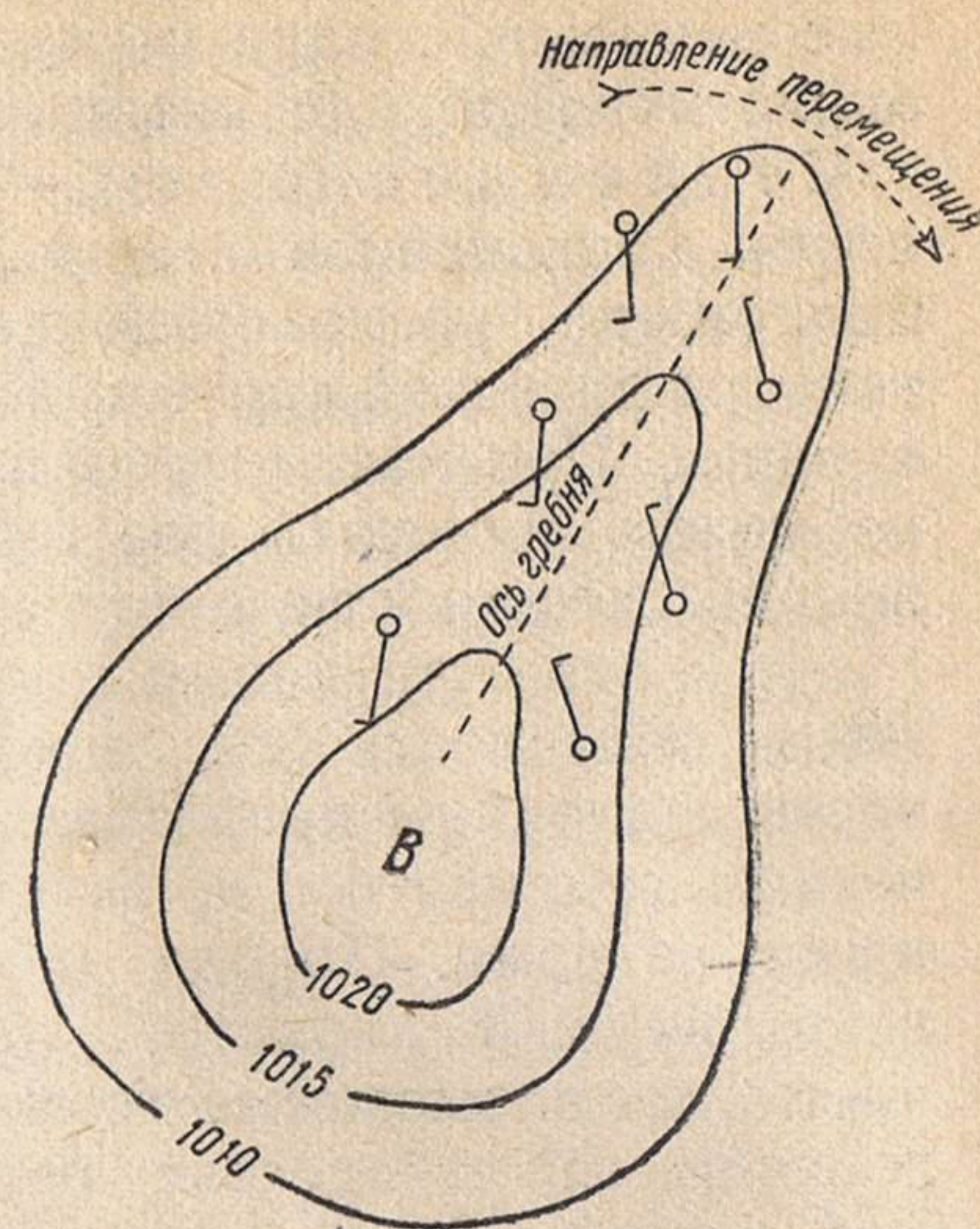


Рис. 67. Гребень

проходящая вдоль гребня, называется осью гребня. Как видно из рисунка, ось гребня является линией расходимости

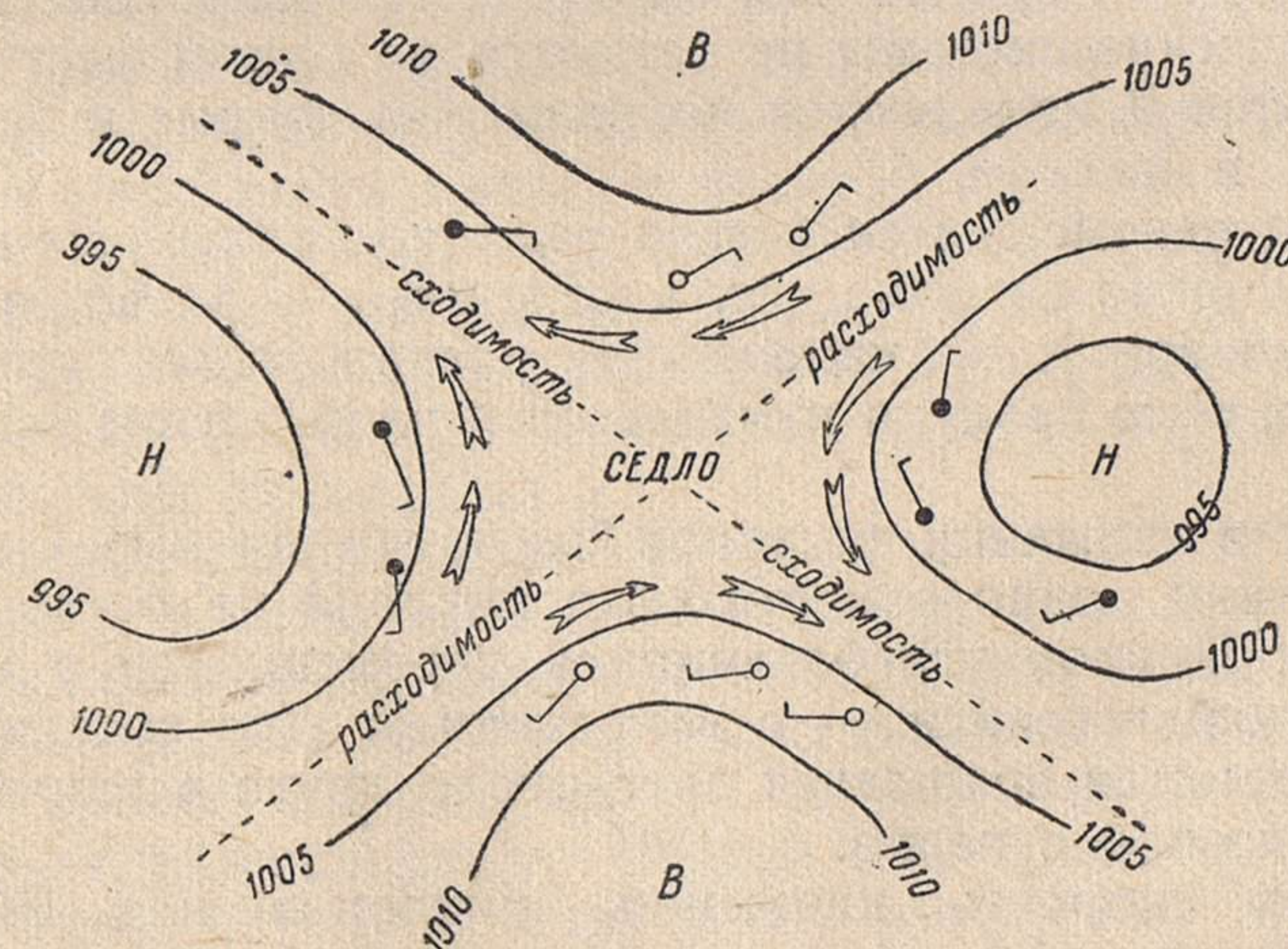


Рис. 68. Седловина

сти воздушных масс. На место оттекающих от оси гребня воздушных масс опускается воздух из более высоких слоев, что ведет к рассеиванию облачности. Таким образом, при

прохождении гребня наблюдаются преимущественно ясная погода, слабые ветры (до штиля), иногда по оси — туманы. Иногда в гребнях наблюдаются самостоятельные замкнутые небольшие ядра повышенного давления. Погода в них аналогична погоде антициклона.

Седловина (седло) — промежуточная барическая область, заключенная между двумя циклонами и двумя антициклонами, расположенными крест-накрест (рис. 68). На топографической карте подобные районы носят то же наименование. При рассмотрении воздушных потоков в седловине можно наметить две линии, из которых одна является линией сходимости, а другая — линией расходимости, что ведет к соответствующим процессам образования или рассеивания облачности (см. ложбину и гребень). Центральная же часть седловины представляет собой район со слабым барическим градиентом и, вследствие этого, слабыми переменными ветрами. Погода центрального района седла носит неустойчивый характер, легко возникают туманы, летом часты так называемые термические грозы, т. е. грозы, образовавшиеся вследствие перегрева нижних слоев воздуха (см. раздел 52).

31. ПЕРЕМЕЩЕНИЕ БАРИЧЕСКИХ СИСТЕМ

Сравнивая между собой синоптические карты за ряд последовательных сроков, мы заметим, что намечающиеся на них барические системы не остаются на одном месте, а перемещаются и изменяются по размерам, форме и величине давления в них.

Циклон перемещается всегда так, что теплый воздух находится вправо от его пути, а холодный — влево (в северном полушарии). С изменением расположения теплых и холодных масс воздуха изменяется и направление движения циклона.

Скорости движения циклонов бывают различные. Скорость перемещения одного и того же циклона не остается постоянной. Циклон углубляющийся перемещается с ускорением, заполняющийся — с замедлением. Два соседних циклона стремятся вращаться друг около друга в направлении против часовой стрелки.

Средняя скорость движения циклонов над СССР — 34 км/час, но наблюдаются циклоны стационарные (скорость равна нулю) и циклоны со скоростью до 130 км/час.

Антициклоны бывают стационарными чаще, чем циклоны. К таким, как бы стационарным, антициклонам относится, например, азорский антициклон в районе Азор-

ских островов (к западу от берегов Северной Африки). Этот антициклон является частью того пояса высокого давления, который образуется вдоль 30° широты, вследствие общей циркуляции атмосферы (см. раздел 27 и рис. 60), и хорошо бывает выражен над океаном в летнее время года.

Над азиатским материком в зимнее время года, вследствие сильного радиационного выхолаживания земной поверхности, образуется обширный, так называемый великий азиатский антициклон (его иногда называют сибирским), господствующий там в течение почти 8 месяцев (см. карту на рис. 61). (Его гребень часто виден в зимнее время на синоптических картах Европы в юго-восточном углу от Казахстана до Нижней Волги).

По той же причине легко возникают антициклоны над ледяными полями Арктики.

Примечание. В действительности азорский, азиатский и арктические антициклоны не являются образованиями, установившимися раз и навсегда и не меняющими ни формы, ни размеров, ни величины давления в центре. На их месте иногда наблюдаются и циклоны (особенно в Арктике). Выражение „как бы постоянный“ надо понимать так, что в указанных районах имеются условия, благоприятные для возникновения антициклонов, и они здесь наиболее часто наблюдаются.

Наряду со стационарными наблюдаются антициклоны, перемещающиеся со скоростью, не меньшей, чем циклоны.

Ложбина перемещается вместе со своим циклоном и, кроме того, огибает его против часовой стрелки.

Гребень перемещается вместе со своим антициклоном и, кроме того, огибает его по часовой стрелке.

Седловина — довольно неустойчивая, быстро меняющаяся барическая система, и проследить ее перемещение обычно удастся только на небольшом участке, но в общем перемещается она с теми циклонами и антициклонами, между которыми образуется.

Рассмотрим синоптические карты за 23/II и 24/II 1934 г., помещенные в конце книги. На карте за 7 часов утра 23/II обширный циклон (Н) занимает северо-запад Европы; центр его с давлением ниже 970 мб расположен над Финляндией, другой циклон с давлением в центре несколько выше 1000 мб расположен между Волгой и Южным Уралом; две его ложбины вытянуты: одна к юго-западу на Северный Кавказ и другая — к северо-востоку.

Юг Европы и Средиземное море занимает обширный антициклон (В) с давлением в центре выше 1030 мб. От него идут два гребня: ось одного намечается от Италии до Англии и далее на север к Норвежскому морю, другой гре-

бень тянется от Крыма до района между Москвой и Горьким.

Край антициклона, расположенного в Сибири, виден на крайнем северо-востоке карты. От него на верховья реки Северная Двина намечается гребень. Между двумя гребнями и двумя циклонами, в районе между Вологодой и Кировом, имеется седловина.

Если мы присмотримся к значкам у каждой станции, то увидим, что в циклонах и ложбинах действительно дуют сильные ветры, вращающиеся вокруг центра циклона, против часовой стрелки, или сходящиеся к оси ложбины; преобладает пасмурная погода, идут осадки; в антициклонах же и гребнях наблюдаются прояснения, ветры слабые, местами до штиля.

Перейдя к карте за 7 часов 24/II, мы увидим, что за истекшие 24 часа циклон, бывший вчера над Финляндией, сместился к юго-востоку; центр его теперь располагается возле Горького, давление в его центре несколько повысилось. Если подсчитать его скорость, то окажется, что за сутки центр его сместился, приблизительно, на 1 200 км, что составляет 50 км/час.

Тот гребень, который 23/II намечался с Англии на Норвежское море, переместился вслед за циклоном к востоку и располагается сегодня над Балтийским морем и Ботническим заливом (обратите внимание на ясную погоду в этом гребне).

К западу от берегов Скандинавии появился новый циклон, пришедший сюда от Исландии.

Антициклон на юге Европы мало изменил свое положение.

Просматривая дальнейшие карты, мы увидели бы дальнейшие изменения и перемещения барических систем.

Примечание. Рассматривая на картах барические системы (циклоны, антициклоны, гребни, ложбины, седловины) и их перемещения, нужно помнить, что это только системы распределения давления и системы ветров, а не физические тела.

ГЛАВА ШЕСТАЯ

ВЕРТИКАЛЬНЫЕ ПЕРЕМЕЩЕНИЯ ВОЗДУХА

32. ИЗМЕНЕНИЯ СОСТОЯНИЯ ВОЗДУХА ПРИ ВЕРТИКАЛЬНЫХ ПЕРЕМЕЩЕНИЯХ

Выше, в разделе 16, мы видели, что при подъеме сухого (не насыщенного водяными парами) воздуха он охлаждается на каждые 100 м на 1° и что при опускании происходит нагревание на 1° на 100 м. Эта величина постоянная.

При достаточном подъеме воздуха его охлаждение приводит на некоторой высоте к состоянию полного насыщения водяными парами, и на этом уровне начинает образовываться облако. При дальнейшем подъеме уже насыщенного воздуха в нем начинается конденсация (сгущение) излишних водяных паров.

Известно, что для перевода жидкости в пар требуется затратить некоторое количество теплоты. Например, намочив водой руку, мы будем чувствовать охлаждение ее по сравнению с сухой. Еще больший холод чувствуется, когда мы намочим руку в бензине или эфире, которые испаряются значительно быстрее воды. Поглощаемое при испарении тепло отнимается от нашей руки. Но при обратном процессе, т. е. при конденсации, когда пар будет переходить обратно в жидкость, поглощенная в свое время при испарении теплота, которая до этого находилась в скрытом состоянии, будет выделяться.

Таким образом, при подъеме насыщенного воздуха он, с одной стороны, будет охлаждаться от расширения на 1° на каждые 100 м, а с другой стороны, выделяющаяся при конденсации скрытая теплота парообразования будет его несколько нагревать. В результате, при подъеме насыщенного воздуха, охлаждение его на каждые 100 м будет происходить на величину, меньшую чем 1° . Эта величина непостоянна и зависит от давления и температуры.

В следующей таблице приведены величины изменения температуры с высотой в градусах на каждые 100 м в поднимающемся насыщенном воздухе.

Давление	Температура						
	-30°	-20°	-10°	0°	10°	20°	30°
760	0,93	0,86	0,76	0,63	0,54	0,45	0,38
600	0,92	0,83	0,71	0,58	0,49	0,40	—
400	0,89	0,77	0,63	0,50	0,42	—	—
200	0,84	0,64	0,49	0,37	—	—	—

Рассматривая эту таблицу, мы видим, что чем выше температура насыщенного воздуха и, следовательно, чем больше в нем водяных паров (см. раздел 12), тем медленнее он охлаждается при подъеме. Так происходит потому, что при большем количестве конденсирующейся влаги выделяется большее количество скрытой теплоты. Вследствие этого насыщенный воздух, имеющий, например, температуру $+20^\circ$, охлаждается при подъеме на 100 м только на $0,45^\circ$.

Величина охлаждения поднимающегося насыщенного воздуха уменьшается также с уменьшением давления. Объясняется это тем, что с уменьшением давления воздух становится менее плотным. Масса воздуха в единице объема (например в 1 м^3) уменьшается и эту меньшую массу выделяющаяся скрытая теплота нагревает сильнее.

В дальнейшем, для простоты, мы будем считать, что насыщенный воздух при подъеме охлаждается в среднем на $0,5^\circ$ на 100 м.

При опускании насыщенный воздух начнет нагреваться (от сжатия), его относительная влажность становится меньше и, следовательно, он уже, как ненасыщенный, будет нагреваться на 1° на 100 м.

Примечание. Охлаждение воздуха при его подъеме не надо смешивать с вертикальным температурным градиентом.

33. ФЁН

Выделение скрытой теплоты парообразования при конденсации очень наглядно можно видеть в явлении фена. Так называется теплый сухой ветер, наблюдающийся в горных местностях. Поясним явление фена следующим примером (рис. 69).

Пусть какая-то масса воздуха обладает у земли температурой 10° , абсолютной влажностью 5,0 г и, следовательно,

но, относительной влажностью около 52%; перемещаясь под действием той или иной причины в горизонтальном направлении, эта масса встречает на своем пути препятствие в виде горного хребта высотой до 3 км. Если причина, вызвавшая горизонтальный поток воздуха, продолжает действовать, то воздушная масса начинает подниматься по склону хребта. При этом, так как воздух не насыщен, он будет расширяться и охлаждаться на каждые 100 м на 1° . Выше мы видели, что 5,0 г водяных паров насыщают воз-

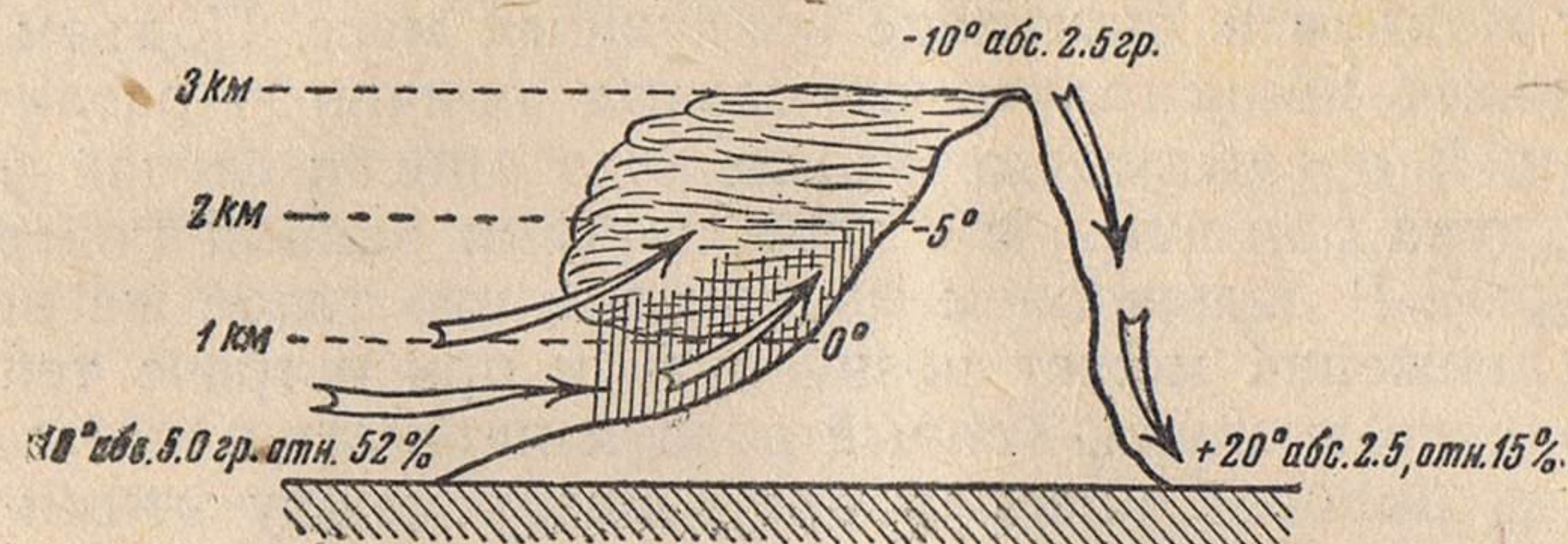


Рис. 69. Схема образования фёна

дух при 0° . До этой температуры воздушная масса охлаждается, поднявшись на высоту 1 км. Здесь относительная влажность достигнет 100%, далее будет подниматься воздух уже насыщенный и будет происходить конденсация водяных паров. Следовательно, падение температуры при подъеме замедлится и составит, в среднем, только $0,5^\circ$ на 100 м¹.

У вершины хребта, на высоте 3 км, поднимающаяся воздушная масса будет иметь температуру -10° при полном насыщении. По таблице (раздел 12) мы можем найти, что при -10° для насыщения воздуха требуется только 2,5 г водяных паров. Остальные 2,5 г сконденсировались и вылились в виде осадков на наветренной стороне хребта. Перевалив хребет, воздух начнет опускаться и нагреваться на 1° на 100 м. К подошве горы он нагреется до $+20^\circ$ и, сохранив абсолютную влажность 2,5 г, будет иметь относительную влажность около 15% (при 20° для насыщения требуется 17,0 г).

Этот теплый, сухой ветер и называется фен.

Конечно, такое повышение температуры и понижение относительной влажности воздуха, перевалившего хребет, может иметь место только в том случае, если на наветренной стороне хребта выпали осадки. Если же конденсации водяного пара при подъеме не происходит, то никакого повы-

¹ Мы опять опускаем поправку к высоте конденсации (см. раздел 16).

шения температуры после перевала через хребет не будет (изменение ее при подъеме и опускании воздушной массы будет происходить одинаково на 1° на 100 м). Следовательно, для образования фена необходимо наличие достаточно высокого горного хребта.

34. ВОЗНИКНОВЕНИЕ ВЕРТИКАЛЬНЫХ ПЕРЕМЕЩЕНИЙ ВОЗДУХА

Мы видели, какую роль в деле образования облачности играют подъем и опускание воздушных масс. Подъем воздуха может происходить от разных причин и различным образом. В предыдущем разделе был описан случай подъема воздуха при встрече с неровностями земной поверхности (горы). В дальнейшем мы увидим, что такое же восходящее движение может возникнуть и при встрече теплого и холодного воздуха. Теплый воздух натекает на холодный по очень пологой поверхности раздела между этими воздушными массами (см. раздел 41).

Для авиации очень важно изучение таких восходящих движений воздуха, которые превращаются в мощные вертикальные потоки и ведут к образованию кучеводождевых (грозовых) облаков, сопровождающихся ливнями и шквалами.

Подъемная сила, вызывающая вертикальные потоки в атмосфере, возникает и зависит от разности температур поднимающейся воздушной массы и окружающего ее воздуха.

Чем больше разность температур, тем больше подъемная сила, тем, следовательно, сильнее развивается восходящий поток. Ускорения, вызываемые этой подъемной силой, незначительны, но, действуя непрерывно в одном направлении, они могут вызывать значительные скорости вертикальных потоков.

Так, например, если температура воздуха равна 15° , а в каком-нибудь месте создается перегрев на 1° , то перегретая воздушная масса будет подниматься с ускорением, равным $3,4 \text{ см/сек}^2$. При таком ускорении через одну минуту может развиваться вертикальный поток со скоростью более 2 м/сек .

Приведем формулу, по которой можно высчитать ускорение подъемной силы:

$$a = g \frac{T - T'}{T'}$$

где a — ускорение подъемной силы, g — ускорение силы тяжести, равное 981 см/сек^2 , T — абсолютная температура поднимающейся воздушной массы и T' — абсолютная температура окружающего воздуха ¹.

¹ Абсолютной температурой называется температура, отсчитываемая от точки, лежащей на 273° ниже 0. (Это так называемый абсолютный 0, предполагаемая температура мирового пространства.) Чтобы перевести обычную температуру, отсчитанную по термометру, в абсолютную, надо к отсчету прибавить 273; таким образом, $+15^\circ$ будет равняться 288° абсолютной температуры.

Подставив в формулу значения температур воздуха и поднимающейся воздушной массы из нашего примера, получим:

$$a = 981 \cdot \frac{289 - 288}{288} = 981 \cdot \frac{1}{288} = 3,4 \text{ см/сек}^2.$$

Таким образом, пока сохраняется разность температур поднимающейся массы и окружающего воздуха, сохраняется и подъемная сила (при положительной разности). Чем дольше действует эта сила на воздушную массу, тем большей силы развивается вертикальный поток. Отсюда становится понятным, что восходящие потоки, достаточные для поддержания планера, не могут развиваться сразу от земли, а достигают необходимой величины на высотах 80—100 м, а иногда и выше.

Развитие этих вертикальных потоков (да и вообще всех восходящих движений воздуха) зависит от распределения температуры по высотам, т. е. от вертикального температурного градиента.

В распределении температур по высотам могут представиться три случая:

- 1) температурный градиент меньше 1° ;
- 2) температурный градиент больше 1° ;
- 3) температурный градиент равен 1° .

Рассмотрим эти случаи.

Пусть рис. 70 представляет собой вертикальный разрез атмосферы. Предположим, что в какой-то момент температура у земной поверхности равна 10° и вертикальный температурный градиент равен $0,6^\circ$. Это означает, что на высоте 100 м температура равна $9,4^\circ$, на высоте 200 м — $8,8^\circ$ и т. д., как это показано на рис. 70 (1-й случай). Предполо-

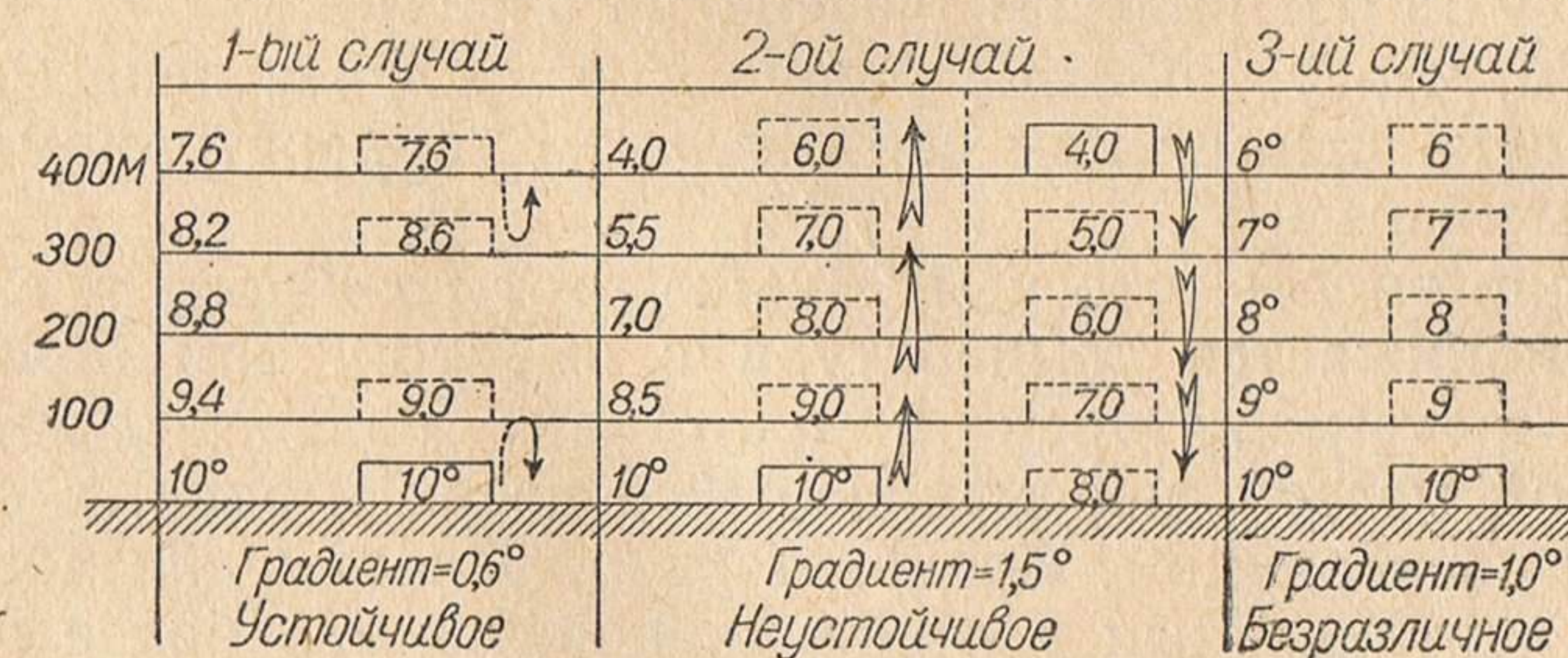


Рис. 70. Условия равновесия атмосферы при сухом воздухе

жим также, что воздух не насыщен водяными парами (сухой). Выделим мысленно какой-нибудь объем воздуха у земной поверхности и условимся, что его температура равна 10° .

Теперь допустим, что мы обладаем возможностью под-

нять этот объем воздуха в более высокие слои. При подъеме он будет расширяться и охлаждаться на 1° на каждые 100 м. Предположим, что мы подняли наш объем до высоты 100 м. Поднявшись на эту высоту, он охладится до 9° , а окружающий его воздух имеет, как мы видели, температуру $9,4^\circ$. Но известно, что плотность воздуха зависит от давления и температуры, и при одном и том же давлении холодный воздух плотнее (тяжелее) теплого. Следовательно, наш, поднятый на высоту, объем воздуха окажется тяжелее окружающих его воздушных масс, и, если мы прекратим его насильно поднимать, т. е., другими словами, прекратится действие внешней причины, вызвавшей подъем, то он начнет тонуть в менее плотном окружающем воздухе, т. е. будет опускаться и стремиться занять свое первоначальное положение.

Выделим теперь мысленно некоторый объем воздуха на какой-либо высоте, например на 400 м, и заставим его опуститься ниже, хотя бы до высоты 300 м. Тогда эта масса воздуха, имеющая на высоте 400 м температуру $7,6^\circ$, опустившись до 300 м, нагреется на 1° и будет иметь $8,6^\circ$. Следовательно, оказавшись теплее и легче масс воздуха, лежащих на высоте 300 м и имеющих температуру $8,2^\circ$, она будет стремиться вернуться на уровень 400 м, т. е. опять будет стремиться занять свое первоначальное положение.

Такое состояние атмосферы, когда всякое вертикальное движение воздушной массы будет гаситься само собой, называется устойчивым равновесием.

Заметим, что устойчивое равновесие в случае ненасыщенного воздуха бывает при вертикальном температурном градиенте, меньшем 1° .

Нетрудно видеть, что чем меньше этот градиент, т. е. чем меньше понижается температура с высотой, тем большая разница в температурах и плотности создается между воздушной массой, перемещающейся вверх и вниз, и окружающим ее воздухом. Следовательно, условия для возникновения вертикальных потоков становятся все более и более неблагоприятными; самое неблагоприятное для вертикальных потоков распределение температур по высотам — это инверсия.

Теперь предположим, что вертикальный температурный градиент больше 1° , например равен $1,5^\circ$ (см. 2-й случай на рис. 70). Выделим опять некий объем воздуха и начнем его поднимать. Охлаждаясь при подъеме на каждые 100 м на 1° , он уже на высоте 100 м окажется на $0,5^\circ$ теплее имеющих на этой высоте масс воздуха, следовательно, легче

их, и будет в них всплывать. Это значит, что он уже сам будет подниматься, если даже первоначальная причина подъема прекратит свое действие. Если же мы мысленно выделим объем воздуха на высоте, например, 400 м, где он имеет температуру $4,0^\circ$, и направим его вниз, то к высоте 300 м он нагреется только на 1° и окажется на $0,5^\circ$ холоднее воздуха, имеющегося на этой высоте, и, следовательно, далее будет сам опускаться.

Такое состояние атмосферы, когда масса воздуха, выведенная из первоначального состояния, начав подниматься или опускаться, стремится продолжать это движение, т. е. когда бывает достаточно небольшого толчка, чтобы начали развиваться вертикальные потоки, называется неустойчивым равновесием.

Заметим, что неустойчивое равновесие в случае ненасыщенного (сухого) воздуха бывает при вертикальном градиенте температуры, большем 1° . Нетрудно видеть, что чем больше вертикальный температурный градиент, тем легче возникают вертикальные потоки, т. е. тем более неустойчивым оказывается равновесие воздушной массы.

В третьем случае, когда вертикальный температурный градиент равен 1° , равновесие (при ненасыщенном воздухе) будет безразличным. В этом случае воздушная масса, при подъеме или опускании, на любой высоте будет иметь температуру, одинаковую с окружающими массами воздуха, и не будет стремиться ни опускаться, ни подниматься, а останется на той высоте, на которой прекратит свое действие причина, вызывавшая ее первоначальное движение.

В случае, когда воздух насыщен водяными парами (влажный), условия равновесия меняются.

Возьмем снова вертикальный температурный градиент, меньший 1° , например $0,6^\circ$. Мы видели, что если воздух не насыщен (сухой), то при этом градиенте температуры наблюдается устойчивое равновесие. Предположим теперь, что воздух насыщен водяными парами (влажный). Выше (в разделе 32) мы видели, что насыщенный воздух при подъеме охлаждается на величину, меньшую, чем 1° на 100 м, и приняли ее равной, в среднем, $0,5^\circ$. Тогда, при вертикальном температурном градиенте $0,6^\circ$, в случае начавшегося восходящего потока насыщенного воздуха, он на любой высоте окажется теплее окружающих его масс воздуха и будет продолжать подниматься (рис. 71), т. е. равновесие будет неустойчивым.

Примечание. Вертикальный температурный градиент, равный величине охлаждения воздуха при его подъеме на 100 м, называется,

вообще, адиабатическим; вертикальный температурный градиент, равный 1° , т. е. величине охлаждения поднимающегося сухого воздуха, называется сухоадиабатическим; вертикальный температурный градиент, равный величине охлаждения поднимающегося насыщенного воздуха, называется влажноадиабатическим.

Мы видели, что неустойчивое равновесие (развитие вертикальных потоков) устанавливается тогда, когда вертикальный температурный градиент становится больше величины понижения температуры в поднимающемся воздухе, т. е. больше адиабатического, или, как говорят, становится сверхадиабатическим. Следовательно, чем меньше охлаждается воздух при подъеме, тем при меньшем вертикальном температурном градиенте он будет неустойчивым. Возьмем, например, насыщенный воздух при температуре $+20^\circ$. В разделе 32 (в таблице) мы видели, что такой воздух при подъеме на 100 м охлаждается только на $0,45^\circ$, следовательно, уже при вертикальном температурном градиенте, немного большем, чем $0,45^\circ$, этот воздух будет неустойчивым. Там же было указано, что чем выше температура насыщенного воздуха, т. е. чем больше в нем водяных паров, тем на меньшую величину он охлаждается при подъеме, следовательно, тем при меньшем вертикальном температурном градиенте он становится неустойчивым.

Таким образом, влажный (насыщенный) воздух является более неустойчивым, чем сухой (ненасыщенный), так как для возникновения в нем вертикальных потоков достаточно вертикальный температурный градиент, даже меньший 1° , причем чем больше водяных паров в воздухе, тем он неустойчивее.

Примечание. Не надо смешивать понятие об устойчивом или неустойчивом состоянии атмосферы с понятием устойчивой или неустойчивой погоды. В то время как первое обуславливается только отсутствием или наличием вертикальных потоков, второе включает в себе продолжительность или изменчивость того или иного состояния погоды, причем устойчивая погода может быть как ясная, так и дождливая.

Для решения вопроса о том, каково в настоящий момент равновесие атмосферы, каковы условия для возникновения восходящих потоков, очевидно, надо измерить температуру на разных высотах, вычислить вертикальный температурный градиент и сравнить его с условиями равновесия, учтя степень насыщенности воздуха водяными парами. Нагляднее всего такое сравнение проводится на графике (рис. 72).

Будем откладывать по горизонтальной оси температуры, а по вертикальной — высоты. Если мы масштаб выберем так, чтобы 1° температуры и каждые 100 м высоты изображались отрезком одной и той же величины, тогда при желании изобразить на графике изменение температуры в поднимающемся ненасыщенном воздухе мы получили бы прямую линию АВ, расположенную под углом 45° к осям координат. Такая линия называется сухой адиабатой. Если бы поднимающийся воздух был насыщенным, то он, как мы видели, охлаждался бы при поднятии медленнее и неравномерно. Кривая АС, показывающая изменение температуры с высотой в поднимающемся насыщенном воздухе, лежит выше (круче) сухой адиабаты и называется влажной адиабатой. (Адиабаты можно еще назвать кривыми «состояния».) Таких адиабат (сухих и влажных) можно на чертеже провести много (для каждой начальной температуры).

Предположим, что у земли температура $+10^\circ$. Мы производим зондирование атмосферы, и распределение температур по высотам в неподвижном воздухе наносим на наш график. Кривая, показывающая распределение температур по высотам в неподвижном воздухе, называется кривой «стратификации»¹.

Если температура с высотой понижается больше, чем на 1° , то кривая «стратификации» расположится положе обеих адиабат (на рисунке АД₁), и это будет соответствовать неустойчивому равновесию.

Если температура с высотой понижается мало и кривая «стратификации» расположится круче обеих адиабат (АД₂), это будет соответствовать устойчивому равновесию. Из чертежа видно, что при инверсии кривая «стратификации» (АД₃) далеко отходит вправо от адиабат, что указывает на очень большую устойчивость.

Если вертикальный температурный градиент меньше сухоадиабатического (меньше 1°), но больше влажноадиабатического, то кривая «стратификации» (АД₄) пойдет между сухой и влажной адиабатами, что будет показывать, что

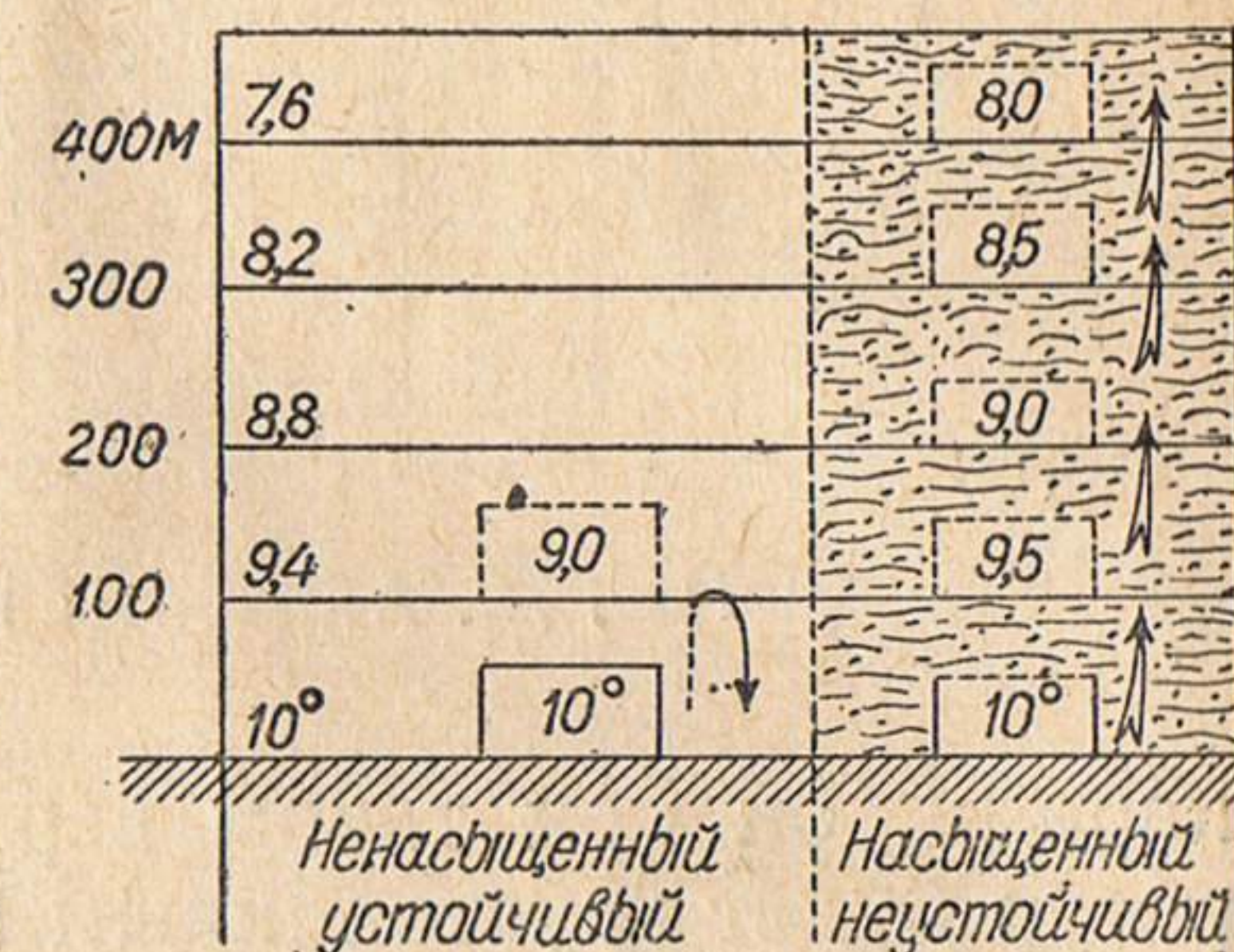


Рис. 71. Равновесие насыщенного и ненасыщенного воздуха при градиенте $0,6^\circ$

¹ «Стратификация» значит наложение, напластование. Здесь имеется в виду вертикальное распределение воздушных слоев с различной температурой.

при ненасыщенном (сухом) воздухе равновесие является устойчивым. В случае же насыщенности воздуха водяными

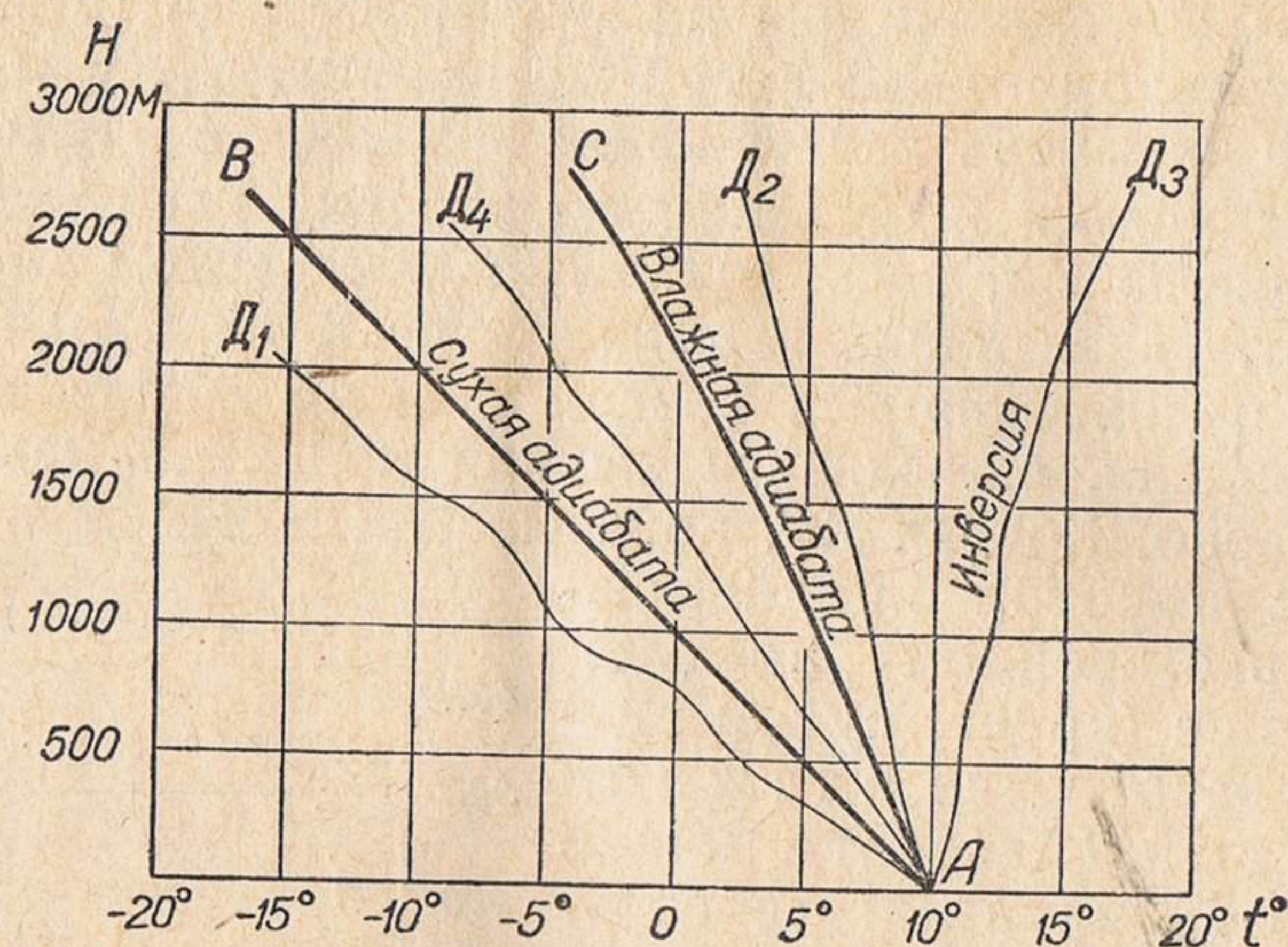


Рис. 72. Адиабаты и кривые «стратификации»

парами, он при таком вертикальном распределении температур будет неустойчивым (так как кривая «стратификации»

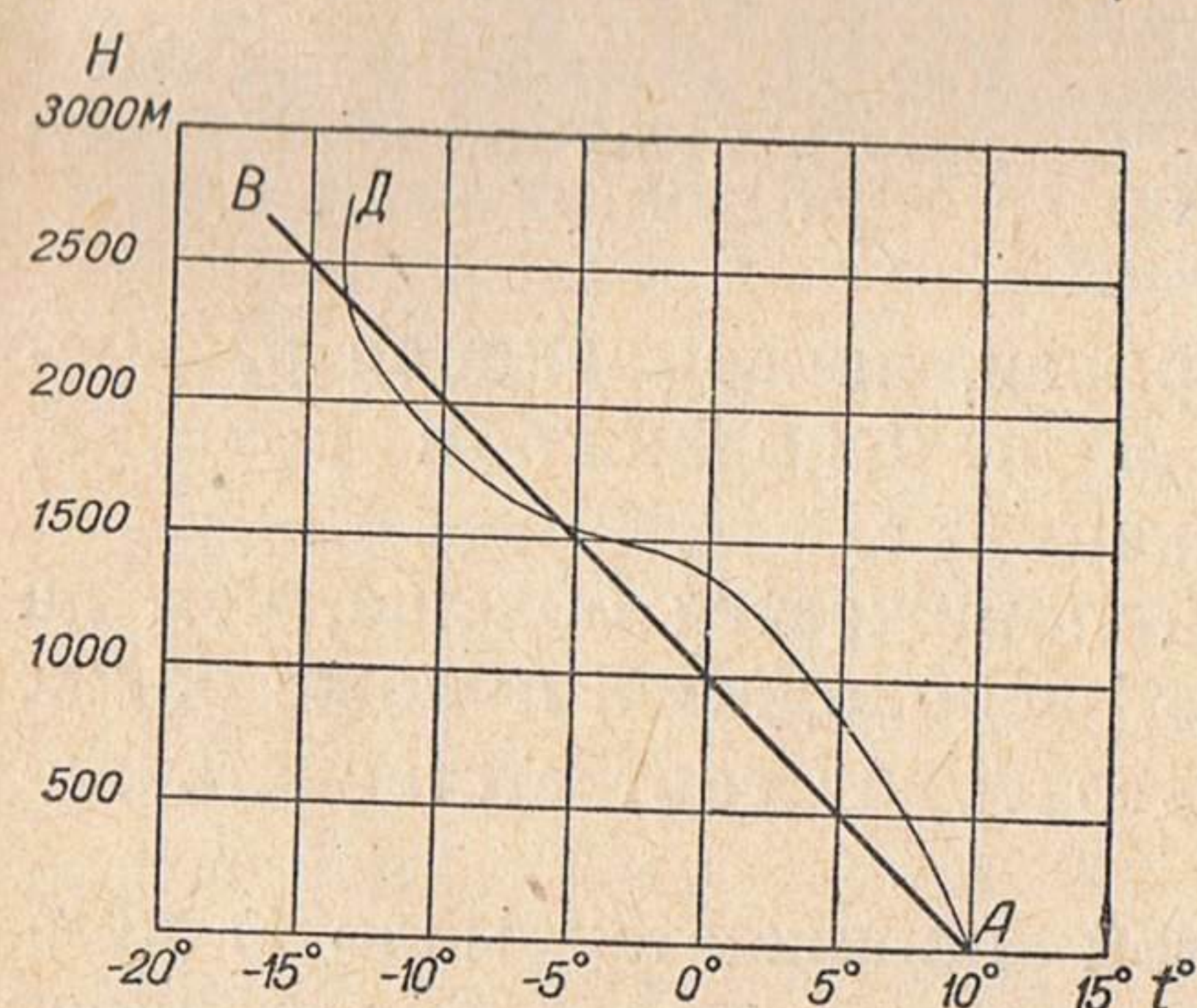


Рис. 73. Выявление равновесия атмосферы путем сравнения кривой распределения температуры по высотам (АД) с адиабатой (АВ)

вправо от адиабаты АВ), а в слое от 1500 до 2400 м лежит слой неустойчивого равновесия (кривая АД лежит влево от адиабаты), выше же 2400 м состояние атмосферы вновь устойчиво.

Обычно наблюдаемые вертикальные градиенты температуры бывают меньше 1° . Градиенты же более 1° наблюда-

ются редко и преимущественно летом в нижнем слое атмосферы, высотой 1—2 км.

Воздух в нижних слоях чаще всего бывает ненасыщенным, а потому устойчивым. Но, в случае вынужденного поднятия такого воздуха (вследствие перегрева или при натекании на неровности земной поверхности), он на некоторой высоте может достигнуть уровня конденсации, и для его дальнейшего подъема будет достаточным влажно-неустойчивое распределение температуры по высотам. Поэтому для выявления слоев воздуха, находящихся в неустойчивом равновесии, кривую «стратификации» до уровня конденсации (высоту которого можно вычислить — см. раздел 16) сравнивают с сухой адиабатой; отрезок же кривой, лежащий выше уровня конденсации, сравнивают с влажной адиабатой. При этом часто выявляются слои атмосферы, находящиеся во влажнонеустойчивом равновесии.

Наличие на небе облаков типа высококучевых, башенкообразных как раз указывает на существование неустойчивого слоя на высоте этих облаков. Они чаще наблюдаются рано утром в летнее время и являются предвестниками грозы, так как начавшийся днем, вследствие нагрева, восходящий поток, поднявшись до неустойчивого слоя, попадает в очень благоприятные условия для своего усиления, что ведет к развитию мощных кучеводождевых облаков.

35. ЗАДЕРЖИВАЮЩИЕ СЛОИ

Слои воздуха с очень малым вертикальным температурным градиентом (около $0,1-0,3$), слои изотермии (градиент равен 0°) и слои инверсий иногда называют общим наименованием: «задерживающие слои», так как они являются как бы потолком для восходящих потоков, возникающих по тем или иным причинам в слое воздуха, лежащем ниже «задерживающего слоя».

Многие, очевидно, видели, как иногда дым из фабричной трубы, поднимаясь вертикально, на некоторой высоте как бы ударяется о какую-то крышу и растекается под ней в стороны. Это значит, что столб дыма поднялся до «задерживающего слоя»; чаще всего это бывает слой инверсии.

Инверсии температуры (и вообще «задерживающие слои») образуются от различных причин.

Ночная инверсия возникает от охлаждения нижних, приземных слоев воздуха, вследствие излучения тепла земной поверхностью, тогда как верхние слои остаются более теплыми.

Зимняя инверсия возникает от той же причины в периоды ясной зимней погоды, начинаясь иногда на небольшой высоте (200—300 м). Вертикальная мощность слоя инверсии может достигать до 1—2 км и величина повышения температуры с высотой может быть весьма значительной. Примером такой инверсии является инверсия, которая наблюдается в антициклонах зимой при низких температурах у земли. Эти инверсии хорошо известны летному составу, которому приходилось подниматься в сильные морозы (особенно в Сибири).

Оба вида инверсий носят название радиационных инверсий, т. е. инверсий, образовавшихся вследствие радиации (излучения) тепла.

Зимняя инверсия еще усиливается инверсией сжатия, являющейся результатом опускания верхних слоев воздуха над областью антициклона (см. раздел 30).

Фронтальные инверсии образуются при натекании более теплой воздушной массы поверх более холодной вдоль очень пологой поверхности раздела между этими воздушными массами (см. раздел 40).

Инверсии адвективного происхождения возникают при поступлении более теплого воздуха на более холодную подстилающую поверхность; например при поступлении зимой теплого воздуха с моря на сушу, покрытую снегом (под адвекцией понимается горизонтальный перенос).

Инверсия турбулентности. Турбулентностью называется наличие в атмосфере множества мелких вихрей разного размера и по-разному ориентированных, в том числе и вихрей с горизонтальной осью, вызывающих вертикальные смещения воздушных частиц. Турбулентность развивается всего сильнее в приземном слое вследствие трения о земную поверхность при горизонтальном движении воздушной массы. Иногда слой турбулентности имеет резко выраженную верхнюю границу. В этом случае у верхней границы турбулентного слоя может возникнуть инверсия. Получается это следующим образом.

Представим себе, что на рис. 74 линия АВ изображает собой кривую распределения температуры с высотой в какой-то момент, причем на чертеже по горизонтальной оси отложены температуры, по вертикальной оси — высоты. Затем началось горизонтальное движение и образовался турбулентный слой, имеющий верхнюю границу, выше которой турбулентность резко убывает. При вертикальных смещениях воздушных частиц в слое турбулентности получается, что в верхней части этого слоя температура понижается, так

как туда поднимаются нижние слои (которые при подъеме охлаждаются на 1° на 100 м), а в нижней части турбулентного слоя температура повышается, так как сюда опускаются верхние частицы, нагревающиеся на 1° на 100 м. В результате новое распределение температур в турбулентном слое будет изображаться кривой СД, в слое же быстрого убывания турбулентности новая кривая должна будет примкнуть к прежней кривой АВ, т. е. в этом слое образуется инверсия, что видно из направления отрезка кривой ДЕ.

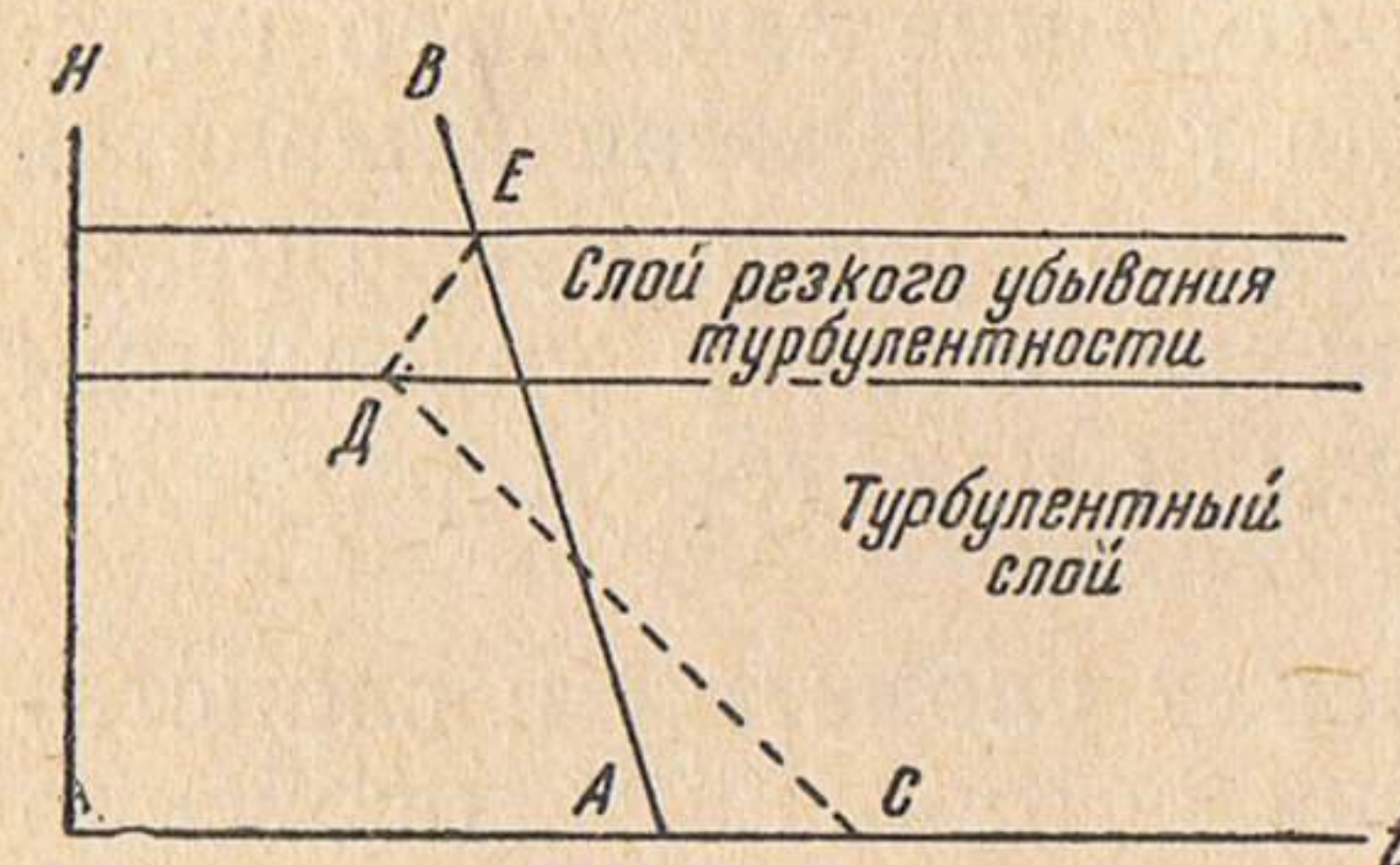


Рис. 74. Графическое объяснение возникновения инверсии турбулентности



Рис. 75. Уменьшение вертикального температурного градиента в слое постепенного убывания турбулентности

В том случае, когда турбулентный слой не имеет резкой верхней границы и турбулентность с высотой убывает постепенно, слой убывания турбулентности становится толще и в этом слое наблюдается уже не инверсия, а только уменьшение вертикального температурного градиента, что все-таки делает этот слой «задерживающим» (рис. 75).

Задерживающие слои, особенно слои инверсии, играют большую роль в создании облика погоды.

Вертикальными потоками в турбулентном слое влага переносится вверх и накапливается под «задерживающим слоем», так как дальше вертикальный поток развиваться не может. При наличии достаточного охлаждения, при восходящем потоке, под «задерживающим слоем» (чаще слоем инверсии) образуется сплошной покров слоистых или слоистокучевых облаков. Если слой инверсии лежит выше 2 км, то такие инверсионные облака приобретают форму высококучевых.

Часто под инверсией скопляются заносимые сюда вертикальными потоками частицы пыли и дыма, создавая слой сухой мглы. Самолет, идущий поверх такого слоя мглы, хорошо виден с земли, но наблюдатель с самолета землю ви-

дит плохо, так как ему мешает солнечный свет, отражаемый верхним слоем мглы.

Пыль и дым, скопляющиеся под инверсией, способствуют развитию инверсионной облачности.

Инверсионные облака не бывают мощными по вертикали (до нескольких сотен метров толщины), но распространяются на большие площади.

Верхняя граница этой облачности имеет вид поверхности моря, с как бы застывшими волнами (см. рис. 44).

Инверсионные облака часто принимают вид параллельных валов (гряд). Об их образовании будет сказано ниже (см. раздел 43).

При слабом ветре и небольшой толщине слоистого облака на его верхней границе иногда как бы отпечатывается рельеф земной поверхности, особенно русла рек. Возвышенности земной поверхности сказываются в уплотнении слоя облака с наветренной стороны и некотором разрежении с подветренной стороны.

При пробивании на самолете сверху слоистых и слоисто-кучевых облаков нужно быть очень осторожным, особенно при небольшой высоте верхней границы облачности (порядка 200—400 м), так как эта облачность может достигать земной поверхности.

ГЛАВА СЕДЬМАЯ ВОЗДУШНЫЕ МАССЫ

36. ФОРМИРОВАНИЕ ВОЗДУШНОЙ МАССЫ

Выяснив причины перемещений воздушных масс и некоторые результаты этих перемещений, разберем теперь вопрос о том, каким образом отдельная часть атмосферы (вернее ее нижней части — тропосферы) приобретает те или иные физические свойства, иногда резко отличающиеся от свойств другой, соседней с нею, части тропосферы. Эти отдельные части тропосферы, обладающие в горизонтальном направлении малым изменением своих физических свойств (или, другими словами, метеорологических элементов), мы, собственно, и будем называть «воздушными массами». Воздушные массы — это большие объемы воздуха, которые могут простираться вверх до стратосферы и распространяться в горизонтальном направлении на расстояние тысяч километров.

Мы уже выяснили, что облик погоды над каким-нибудь районом определяется «физическими характеристиками» расположенных над этим районом воздушных масс и физическими процессами, происходящими внутри этих масс. Первенствующее значение из этих характеристик имеют температура и влажность воздуха, а из процессов — процессы расширения и сжатия воздуха при вертикальных его перемещениях (так называемые адиабатические процессы). Кроме того, играют роль изменения физического состояния содержащихся в воздухе водяных паров, обусловленные изменениями температуры и влажности воздуха при адиабатических или каких-либо других процессах.

Мы видели (см. раздел 7), что температура и влажность

нижних слоев воздушной массы зависят от температуры и влажности земной поверхности, подстилающей данную массу воздуха. Это воздействие тем значительнее и тем на большую толщу воздушной массы простирается, чем больше оно продолжается, т. е. чем более продолжительное время остается воздушная масса над одной и той же подстилающей земной поверхностью, или, другими словами, чем меньше скорость ветра. Мы уже видели, что такие условия наблюдаются в антициклонах; следовательно, наиболее определенный и четкий физический облик должны приобретать воздушные массы в центральных районах антициклонов. Особенно определенный и четкий физический облик воздушные массы приобретают в тех антициклонах, которые держатся над одним и тем же или ближайшим районом в течение целых сезонов, как, например, в азорском, великом азиатском (сибирском) и в арктических антициклонах.

Вследствие таких определенных, четких и более или менее устойчивых физических свойств воздушных масс, «формирующихся» в этих антициклонах, погода в этих районах более четко и определенно выражена и более или менее однообразна.

На рис. 58 видно, что над так называемым умеренным поясом (приблизительно между 45° и 60° широты) не образуются постоянных скоплений воздушных масс и их опускания из верхних слоев вниз, а у земной поверхности не наблюдается постоянных областей повышенного давления. Следовательно, здесь нет однообразного и длительного воздействия подстилающей поверхности на воздушные массы.

Этот умеренный пояс, в котором почти целиком лежит Европа и наш Союз, посещается то массами воздуха, вырвавшимися из антициклонов пояса высокого давления вдоль 30° широты, то массами, пришедшими из арктического бассейна. Между этими двумя воздушными массами, резко отличающимися друг от друга своими физическими свойствами (температурой, влажностью, прозрачностью и т. д.), на территории умеренного пояса происходит как бы борьба, в которой берут верх то арктические массы, проникающие далеко к югу и оттесняющие тропический воздух, то, наоборот, последний далеко заходит к северу. На рис. 58 граница между этими воздушными массами в умеренных широтах показана (схематически) пунктиром.

Такие передвижения воздушных масс в наших (умеренных) широтах значительно влияют на погоду, и последняя подвержена резким и нерегулярным изменениям. Этим объясняется, например, часто наблюдаемое среди зимы значительное потепление при пасмурном небе и значительное

похолодание среди лета в солнечный день. Вследствие нерегулярного перемещения воздушных масс предвидение погоды в умеренных широтах иногда представляет большие трудности.

Каждая воздушная масса, вырвавшаяся из очага, в котором она долгое время подвергалась однообразному воздействию подстилающей поверхности и приобрела определенный физический облик, при своем дальнейшем перемещении сохраняет и несет с собой часть этих приобретенных свойств. Вместе с тем при своем движении к новому району она проходит над различной подстилающей поверхностью (море, горы, степи и т. д.); подвергаясь воздействию последней, она претерпевает значительные изменения в некоторых свойствах, приобретенных ею в очаге формирования.

Погода, приносимая в этом случае воздушной массой, является как бы результатом этих двух воздействий: одного, имевшего место при формировании воздушной массы, и другого, полученного ею при движении за последние несколько часов.

Таким образом, мы должны будем изучать и классифицировать воздушную массу с двух точек зрения:

- 1) с точки зрения воздействия на нее подстилающей поверхности за последние часы (или дни);
- 2) с точки зрения географического происхождения воздушной массы, признаков, приобретенных ею в период формирования, и пути, который она прошла.

37. КЛАССИФИКАЦИЯ ВОЗДУШНЫХ МАСС С ТОЧКИ ЗРЕНИЯ ПОДСТИЛАЮЩЕЙ ПОВЕРХНОСТИ ЗА ПОСЛЕДНИЕ ЧАСЫ

Можно встретить два случая, влияющие на изменение характера воздушной массы:

- 1) когда подстилающая поверхность оказывается холоднее, чем располагающаяся или текущая над ней воздушная масса;
- 2) когда подстилающая поверхность теплее воздушной массы.

В первом случае нижний (приземный) слой воздушной массы будет охлаждаться, вследствие чего вертикальный температурный градиент внутри этой воздушной массы будет уменьшаться и в некоторых случаях дело может дойти до изотермии или до инверсии. А это, как мы видели (см. раздел 35), является условием, неблагоприятным для возникновения внутри воздушной массы вертикальных потоков.

Такая воздушная масса, в которой условия для возникновения вертикальных потоков неблагоприятны, называется устойчивой (УМ).

Благоприятное время года для образования УМ над континентом — зима, и время суток — ночь.

Примером образования УМ может служить воздушная масса, перемещающаяся зимой с теплого моря на холодный континент (рис. 76) или в обратном направлении — летом.

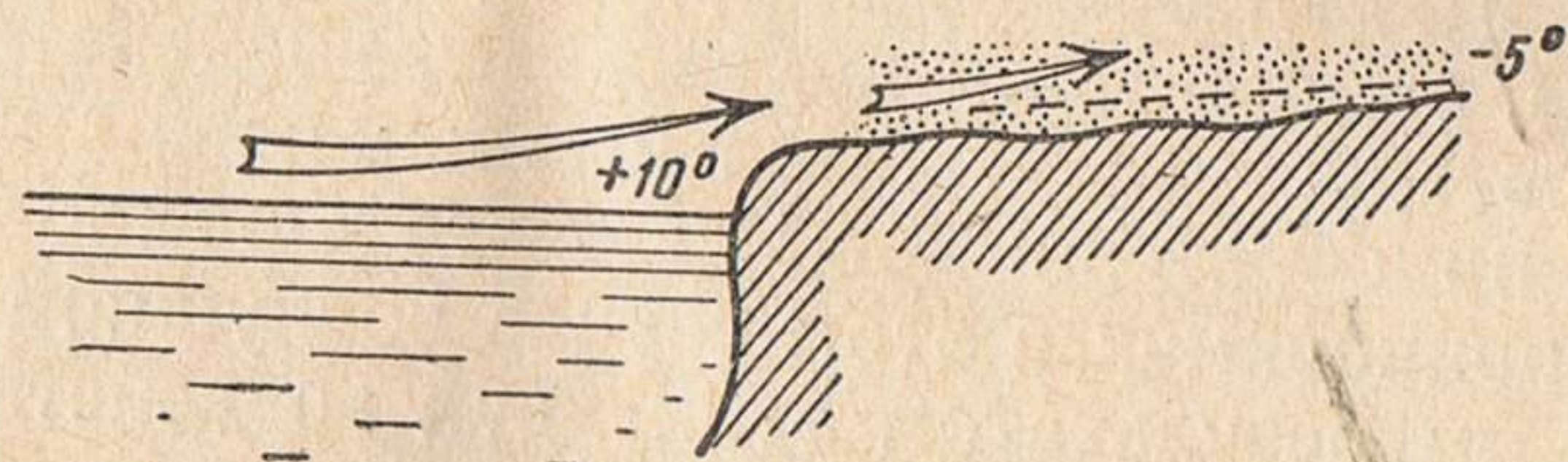


Рис. 76. При переходе с моря на сушу зимой воздушная масса становится устойчивой и в ней может образоваться туман

Во втором случае нижние слои воздушной массы будут нагреваться от более теплой подстилающей поверхности, в то время как верхние слои будут оставаться холодными.

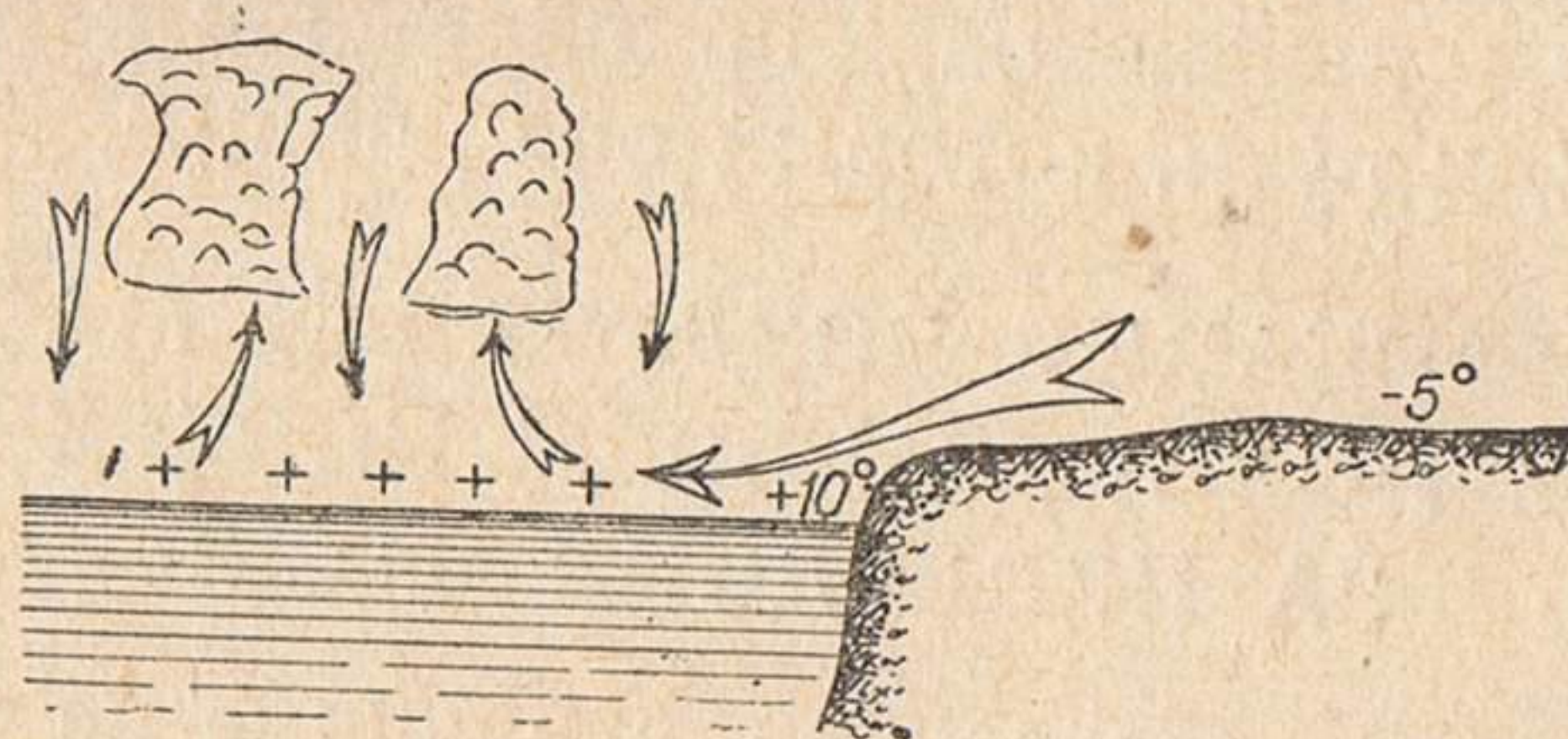


Рис. 77. При переходе зимой с суши на море воздушная масса становится неустойчивой, и в ней могут образоваться кучевые облака

Вследствие этого вертикальный температурный градиент внутри этой воздушной массы будет увеличиваться, и дело может дойти до того, что он станет сверхадиабатическим (см. раздел 34), т. е. создадутся условия, благоприятные для возникновения вертикальных потоков.

Такая воздушная масса, в которой условия для возникновения вертикальных потоков благоприятны, называется неустойчивой (НМ).

Примером образования НМ может служить воздушная мас-

са, перемещающаяся зимой с холодного континента на теплое море (рис. 77) или в обратном направлении — летом.

Кроме деления воздушных масс на устойчивые и неустойчивые, встречается еще деление их на теплые и холодные. Теплой воздушной массой называется такая, которая при своем движении попадает на более холодную подстилающую поверхность, и холодной — такая, которая движется на более теплую подстилающую поверхность. Таким образом, одна и та же воздушная масса может быть названа и теплой и холодной, в зависимости от того, на какую подстилающую поверхность она перемещается.

Примечание. У учащихся часто встречается такая ошибка: считают холодной всякую воздушную массу, имеющую температуру ниже 0° , и теплой — всякую воздушную массу с температурой выше 0° . Надо помнить, что понятия теплый и холодный — относительные. Например, воздух с температурой -10° , поступающий в районы, где до этого наблюдались морозы до -20° , вызовет потепление и должен называться теплым; при движении же этого воздуха в районы с температурой около 0° , он вызовет в этих районах похолодание и должен называться холодным.

Погода внутри устойчивой воздушной массы

Мы видели, что везде, где в воздушной массе происходит процесс понижения температуры, там дело идет к конденсации водяных паров.

При образовании УМ охлаждается ее приземный слой; в нем и нужно ожидать конденсации водяных паров. Следовательно, внутри УМ должны наблюдаться туманы, низкие слоистые облака, морозящие осадки (см. раздел 17).

Если воздушная масса обладает малым запасом влаги или же понижение температуры недостаточно для доведения относительной влажности до степени насыщения, то конденсации может и не быть. В этом случае будет просто ясная погода.

Таким образом, внутри устойчивой воздушной массы могут быть или ясная погода или туманы, низкие слоистые облака и морозящие осадки.

Туманы, низкие слоистые облака и морозящие осадки УМ, являющиеся следствием горизонтального перемещения воздушной массы на более холодную подстилающую поверхность, называются адвективными.

Вследствие турбулентности, возникающей при горизонтальном движении воздушной массы, адвективный туман у земной поверхности несколько рассеивается, но с высотой быстро делается гуще, переходя в очень низкие слоистые облака.

Адвективные туманы и осадки могут занимать довольно большие площади (внутри всей массы), например всю Украину, держаться, при больших скоростях ветра (до 15 м/сек), иногда по нескольку суток. Поэтому они значительно мешают работе авиации.

Если же устойчивая воздушная масса стоит на месте и ее приземный слой охлаждается вследствие ночного (или зимнего) излучения земной поверхности, то туманы, образовавшиеся в такой воздушной массе, называются радиационными.

Они обычно не занимают больших площадей и держатся при скоростях ветра не свыше 3 м/сек.

Отличительной особенностью радиационного тумана является то, что он наиболее густ у самой земли и постепенно редет с высотой.

Для образования внутри УМ тумана необходимо, чтобы в УМ имелся достаточный запас влаги и происходило значительное охлаждение воздушной массы от подстилающей поверхности.

Погода внутри неустойчивой воздушной массы

Мы видели, что неустойчивая воздушная масса нагревается в нижних слоях и характеризуется условиями, благоприятными для возникновения вертикальных потоков. Поскольку нижние слои нагреваются, ясно, что здесь не будет конденсации, т. е. не будет ни туманов, ни моросящих дождей.

Конденсация в НМ будет происходить где-то вверху, там, где происходит охлаждение поднимающегося воздуха.

Образующиеся таким образом облака приобретают форму кучевых. Между кучевыми облаками всегда имеются просветы голубого неба, так как рядом с восходящими имеются нисходящие потоки воздуха.

Интенсивность развития кучевых облаков зависит от разности температур подстилающей поверхности и воздушной массы (величины вертикального температурного градиента) и от количества влаги, содержащейся в поднимающемся воздухе.

Если подстилающая поверхность только немного теплее воздушной массы и сама воздушная масса содержит мало водяных паров, то восходящие потоки развиваются слабо, и мы имеем обычную картину хорошего летнего дня. После ясного утра, часов около 10, начинают образовываться небольшие кучевые облака, они немного увеличиваются около полудня и к вечеру тают, так как ослабевает и прекращается солнечный нагрев.

Если же воздушная масса обладает большим запасом влаги и подстилающая поверхность значительно теплее ее, то создаются условия, благоприятные для развития мощных восходящих потоков. В этом случае кучевые облака развиваются в мощные, подобные большим горам башни и своей вершиной иногда достигают высоты перистых облаков (8—10 км), переходя в кучеводождевые (грозовые, ливневые). Из них выпадают ливневые осадки, часто сопровождаемые грозowymi разрядами.

Кучевые и кучеводождевые облака и ливневые осадки часто называются конвективными (под конвекцией здесь понимается вертикальное движение воздуха).

Для образования неустойчивых воздушных масс (над континентом) благоприятное время суток — день, а время года — лето. Действительно, только летом и в дневные часы мы наблюдаем настоящие кучевые облака, говорящие нам о восходящих потоках. К вечеру, когда солнечный нагрев ослабевает, восходящие токи прекращаются, кучевые облака начинают растекаться, принимают вид слоистокучевых или высококучевых и к ночи исчезают совсем. После захода солнца, при ясном небе, земля сильно охлаждается, вследствие лучеиспускания. Вместе с ней охлаждаются и нижние слои воздуха, и таким образом неустойчивая воздушная масса в своей нижней части переходит в устойчивую. При условии наличия достаточного количества влаги, слабого ветра (не более 2—3 м/сек) и ясного неба в этой устойчивой воздушной массе может образоваться радиационный туман. Особенно благоприятным условием для образования такого тумана является ливневый дождь, прошедший накануне днем или вечером и увеличивший влажность приземных слоев воздуха.

После восхода солнца этот туман быстро рассеивается, устойчивость нижнего слоя воздуха нарушается, начинаются вновь восходящие потоки, вновь образуются кучевые облака и картина повторяется, если к тому времени не появятся высокие облака, говорящие о приближении другой воздушной массы.

Таким образом, погода внутри НМ характеризуется ночью ясным небом, радиационными туманами (особенно в сырых местах), а днем — отсутствием туманов, образованием кучевообразных облаков, прохождением отдельных ливней с грозами.

Примечание. Такой суточный ход наблюдается только над континентом. Над морем же картина должна иметь обратный ход, значительно более сглаженный, вследствие незначительных колебаний температуры воды.

Для перелетов условия погоды *НМ* не представляют больших затруднений, так как радиационные туманы бывают утром непродолжительное время, а днем отдельные ливни и грозы легко можно обойти.

38. КЛАССИФИКАЦИЯ ВОЗДУШНЫХ МАСС ПО ГЕОГРАФИЧЕСКОМУ ПРОИСХОЖДЕНИЮ

С точки зрения географического происхождения, применительно к условиям нашего Союза и Западной Европы, воздушные массы делятся на тропический, арктический и полярный (переходный умеренных широт) воздух, соответственно тому району, где он долгое время подвергался однообразному воздействию подстилающей поверхности (в антициклоне) и приобрел свои свойства.

Кроме того, все они делятся на морские и континентальные, в зависимости от того, над морем или над континентом происходило это формирование. Так, различается тропический морской и тропический континентальный, арктический морской и арктический континентальный, морской полярный и континентальный полярный воздух.

Примечание. Различают еще экваториальный воздух. Это воздух, формирующийся в приэкваториальном кольце общей циркуляции. В наши широты он попадает очень редко, и то только в высоких слоях атмосферы, и мы его отдельно рассматривать не будем.

Морской тропический воздух (*МТВ*) формируется в поясе высокого давления вдоль 30° широты, где этот пояс лежит над морями. Очагом зарождения *МТВ*, поступающего в Европу, является азорский антициклон (см. раздел 31), а также район Средиземного моря.

МТВ азорского происхождения чаще наблюдается в Западной Европе, до нашего Союза он доходит очень редко.

На европейскую территорию СССР *МТВ* чаще всего приходит с Средиземного моря через Южную Европу, Балканы, иногда через Черное море.

В первую очередь и наиболее часто *МТВ* попадает, конечно, в юго-западные районы европейской части Союза (Украина), реже — в более восточные районы (Поволжье) и почти никогда не приходит в Западную Сибирь.

Этот воздух обладает большими запасами влаги (большая абсолютная влажность) и хорошо прогрет. Вертикальный температурный градиент внутри этого воздуха довольно мал (в среднем около $0,5^\circ$ на 100 м), что говорит об его устойчивости.

Попадая к нам в зимнее время года на холодный континент (снеговой покров), этот воздух, как устойчивая воздушная масса, создает в занимаемых им районах оттепельную сырую погоду с адвективными туманами (см. раздел 37), морозящими осадками, низкими слоистыми облаками, причем все это часто сопровождается значительной силой ветрами южных и юго-западных направлений. При вторжениях *ТВ* зимой температура воздуха над Украиной повышается до $+5^\circ$, иногда до $+9^\circ$.

В летнее время континент прогревается сильнее и быстрее, чем море, и поэтому *МТВ*, приходя летом на континент, начинает прогреваться в нижних слоях (до $30-35^\circ$). Вследствие этого его вертикальный температурный градиент начинает увеличиваться. Таким образом, приходя на континент летом, *МТВ* становится неустойчивой массой, в нем развиваются кучеводождевые облака с ливневыми осадками и грозами.

Континентальный тропический воздух (*КТВ*) формируется там, где пояс высокого давления проходит над континентом (см. раздел 27). Это — пустыни Северной Африки (Сахара), Аравии, Малой и Средней Азии. Формирование *КТВ* в этих районах происходит только летом; зимой же континент выхолаживается и *КТВ* образуется только в более южных районах (Аравия, Сахара), в Малой же и Средней Азии в зимнее время воздух сравнительно холодный.

В летнее время года воздух, близкий по своим свойствам к *КТВ*, образуется также в южных районах Европы и нашего Союза (Украина, Северный Кавказ, низовья Волги, Казахстан).

В районе своего формирования *КТВ* обладает следующими свойствами:

1) сильно прогрет, причем наибольшему нагреву подвергаются нижние слои, что ведет к увеличению вертикального температурного градиента (до $0,8-0,9^\circ$);

2) имеет значительную абсолютную влажность (иногда более 10 г), но при высоких температурах (до $35-40^\circ$) его относительная влажность оказывается очень малой;

3) сильно запылен до больших высот.

КТВ, приходящий к нам в умеренные широты из Африки и Малой Азии, по пути должен пересекать Средиземное и Черное моря, так что по своим свойствам он мало отличается от морского.

В чистом же виде *КТВ* приходит в умеренные широты Союза летом из Средней Азии и Казахстана, принося с собой

жаркую и сухую погоду. При этом наиболее длительное время этот жаркий и сухой воздух удерживается у земной поверхности в районах Поволжья, вызывая здесь длительные засухи (суховеи). В других районах европейской территории Союза *кТВ* чаще оказывается вытесненным в верхние слои более холодными массами полярного (переходного) воздуха. При продвижении в более северные районы Союза, после выхода из очага своего формирования *кТВ* несколько охлаждается во всей своей толще, в связи с чем его относительная влажность увеличивается. А это в свою очередь ведет к тому, что при довольно значительных вертикальных температурных градиентах, наблюдающихся в *кТВ* ($0,8—0,9^\circ$), он становится воздушной массой неустойчивой (влажнонеустойчивость см. раздел 34); в нем развиваются кучевые облака, а иногда и грозы (особенно над нагретой сушей).

Пример вторжения *кТВ* на европейскую территорию Союза и постепенное вытеснение его массами *мПВ*, надвигающимися с запада, можно видеть на картах за 11 и 12 сентября 1932 г. (см. приложения).

Осенью и весной *кТВ*, двигаясь к северу и попадая на более холодную подстилающую поверхность, становится воздушной массой устойчивой, и в нем могут наблюдаться туманы и морозящие осадки (адвективные).

Кроме высоких температур, отличительной чертой континентального тропического воздуха является его мутность.

В местах его формирования — пустынях — бывают песчаные бури, которые загрязняют *кТВ* большим количеством пыли. При движении *кТВ* в умеренные широты наиболее крупные частицы этой пыли оседают и остаются только мельчайшие, взвешенные в воздухе частицы, которые создают так называемую опаловую муть. Видимость при этом ухудшается, отдаленные темные предметы покрываются голубой дымкой, небо становится белесоватым. При наличии *кТВ* очень часто метеостанции нашего юго-востока отмечают сухой туман.

Необходимо отметить, что подобная же мгла наблюдается и в морском тропическом воздухе, приходящем со Средиземного моря, так как этот бассейн лежит сравнительно недалеко от пустынь Северной Африки и Малой Азии.

Континентальный арктический воздух (*кАВ*) формируется над ледяными полями Арктики (моря Баренцево, Карское, Восточно-Сибирское, Чукотское и крайние северные районы Сибири). В этих районах излучение тепла земной поверхностью в мировое пространство значительно преобладает над нагревом ее солнечными лучами

в течение большей части года. Поэтому *кАВ* обладает следующими свойствами в районах своего формирования: температуры приземных слоев низки, но до высоты 1—2 км обычно наблюдается инверсия, следовательно, воздух очень устойчив. При низких температурах в воздухе может содержаться очень мало водяных паров, следовательно, абсолютная влажность *кАВ* мала (в среднем от 1 до 5 г), но относительная — высока.

В Арктике нет источников запыления, и поэтому *кАВ* очень чист и прозрачен.

При своем продвижении к югу, в умеренные широты, в теплое время года (весной) *кАВ*, попадая на более теплую подстилающую поверхность, становится неустойчивой воздушной массой (в дневные часы). Но так как запас влаги в нем очень мал, то при восходящих потоках обычно образуется только небольшая кучевая облачность или бывает совсем ясная погода. До развития мощных кучевых облаков и ливневых осадков дело доходит очень редко.

В зимнее время года, опускаясь в наши широты, *кАВ* поступает на континент, покрытый снегом. В прозрачном *АВ* континент начинает сильно излучать тепло и выхолаживаться. Таким образом, оказывается, что *кАВ* как бы вступает на более холодную подстилающую поверхность и является воздушной массой устойчивой, обуславливая ясную, сильно морозную погоду. Как и в устойчивой воздушной массе, конденсация паров происходит вблизи земной поверхности и выражается в форме ледяных игл и морозной дымки (образование тумана, вследствие малого влагосодержания, не происходит).

Морской арктический воздух (*мАВ*) — так называется воздух, долгое время находившийся над ледяными пространствами района Гренландии и Шпицбергена. В этих районах он обладает такими же свойствами, как и континентальный *АВ* (низкие температуры, устойчивость, прозрачность). При движении к югу, в умеренные широты, этому воздуху приходится пересекать северную часть Атлантического океана (Норвежское море), где проходит теплое течение Гольфстрим, благодаря которому, как известно, в районах к северо-западу и северу от Скандинавии море не замерзает круглый год. Проходя над сравнительно теплыми водными пространствами, *АВ* нагревается в нижних слоях, напитывается влагой и называется уже морским *АВ*. При нагреве нижних слоев над морем вертикальный температурный градиент в *мАВ* сильно возрастает, и воздух, таким образом, становится очень неустойчивым. На европейскую территорию Союза *мАВ* попадает обычно с северо-запада че-

рез Скандинавию или Белое море, иногда через Западную Европу.

В теплое время года (весной и осенью) МАВ, приходя на нашу территорию на более теплую подстилающую поверхность, еще более усиливает свою неустойчивость. Его вторжения характеризуются всегда образованием мощных кучевых и кучеводождевых облаков, а также прохождением кратковременных (иногда по 10 минут) ливней, сопровождаемых иногда шквалами и грозами. Прохождение ливней чередуется в течение дня с значительными прояснениями.

При решении вопроса о полете в районе, занятом МАВ (весной или осенью), необходимо учитывать эти его свойства и не обманываться кратковременными прояснениями. Такая погода наблюдается обычно днем.

Ночью же в прозрачном МАВ континент сильно выхолаживается, воздух становится устойчивым, и обычно наблюдается ясная морозная погода.

Возвраты холодов в центральных и южных районах Союза в мае и начале июня связаны обычно как раз с вторжением МАВ. В ясные ночи при этом температура может понижаться до $-5-7^{\circ}$, что необходимо учитывать и не оставлять воду в радиаторах, особенно у машин, остающихся на ночь под открытым небом.

В холодное время года МАВ при движении к юго-востоку сохраняет свою неустойчивость только над Скандинавией и Западной Европой. Попадая над нашей территорией на снеговой покров, он выхолаживается и становится устойчивым. При ясном небе в этой устойчивой воздушной массе подстилающая поверхность и нижние слои выхолаживаются вследствие радиации (до $-20-25^{\circ}$), и так как запас влаги в МАВ больше, чем в КАВ, то при этом выхолаживании нередко образуются радиационные туманы и сплошные слоистые облака.

Вторжение холодного, тяжелого арктического воздуха в умеренные широты сопровождается повышением давления и развитием антициклона над районами, занятыми этим воздухом.

При своем движении к югу АВ достигает часто Кавказа и Средней Азии, вызывая в этих районах значительные похолодания и сильные штормы на Черном и Каспийском морях. Кавказский хребет арктический воздух обычно не перескакивает, так как при растекании к югу слой его становится все тоньше и тоньше.

Попав в южные широты, АВ начинает постепенно прогреться, теряет свои отличительные свойства, переходит

в воздух полярный (умеренных широт), а иногда даже в тропический (при более южных вторжениях).

В летние месяцы (июль, август) незаходящее солнце не дает сильно выхолаживаться воздушным массам в Арктике, и они уже не имеют типичных черт арктического воздуха.

Воздух, вторгающийся летом из Арктики на наш Союз, принято называть арктическим-полярным (АПВ). По своим свойствам этот воздух мало отличается от воздуха умеренных широт, так называемого полярного (см. ниже).

Морской полярный воздух (МПВ). Вообще полярным воздухом называются воздушные массы, длительное время находившиеся в обширной зоне, лежащей примерно между 45° и 70° широты. В этих границах лежит почти вся Европа и большая часть нашего Союза. Это приблизительные границы так называемого умеренного пояса, поэтому и полярный воздух часто называют воздухом умеренных широт, или переходным. ПВ — это обычно массы арктического воздуха, проникшие в умеренные широты и в новых условиях подстилающей поверхности изменившие свои первоначальные свойства. Так как площадь, занимаемая умеренным поясом, очень обширна и более северные районы его находятся в других условиях солнечного освещения, чем более южные районы (например Украина и Ленинградская область), то и полярный воздух является воздушной массой неоднородной в горизонтальном направлении и внутри его еще приходится делать различия между ПВ, сравнительно недавно (несколько дней) образовавшимся из арктического, и ПВ, уже долгое время находившимся в умеренных широтах, особенно побывавшим в южных широтах. Обычно ПВ, побывавший в южных районах умеренного пояса идвигающийся затем обратно к северу, называют возвращающимся.

Морским полярным воздухом мы называем воздух, длительное время находившийся над умеренными широтами Атлантического океана.

Первоначальными очагами формирования МПВ являются антициклоны над Канадой (зимой) или над северной частью Атлантического океана (летом).

В летнее время года МПВ, попадая на нагретый континент, оказывается неустойчивой воздушной массой; он приносит с собой ливневые осадки, грозы, похолодание.

Свежим МПВ называется воздух, приходящий в Европу прямо из очагов формирования, с запада или северо-запада. При движении над теплыми течениями Атлантического океана этот воздух нагревается и напитывается влагой в нижних слоях (верхние же слои нагреваться не успевают), что

ведет к увеличению его вертикального температурного градиента и большой неустойчивости (см. раздел 34). Вторжения свежего *мПВ* на европейский континент сопровождаются образованием кучеводождевых облаков, ливневых осадков и гроз. При этом первоначальная неустойчивость свежего *мПВ* бывает настолько велика, что она сохраняется первые дни над Западной Европой даже в зимнее время, когда воздух попадает на более холодный континент, и доносится им даже до территории нашего Союза. Эта неустойчивость свежего *мПВ* зимой выражается в образовании облаков типа плоских кучевых и разорванослоистых. Количество облаков при этом быстро меняется от почти полных прояснений до 10 баллов, и временами проносятся кратковременные снегопады (часто со шквалами).

Возвращающийся *мПВ* — это воздух, который из очага формирования (Канада, север Атлантики) опустился сначала к югу и, пробыв долгое время над океаном в более южных широтах умеренного пояса, поступает в Европу с юго-запада. Долгое пребывание над более южными районами Атлантики ведет к значительному прогреванию толщ *мПВ*, отчего его вертикальный температурный градиент уменьшается. Таким образом, возвращающийся *мПВ* приходит в Западную Европу уже как устойчивая воздушная масса. В нем наблюдаются преимущественно слоистообразные облака. В холодное же время года, при значительном охлаждении континента, вторжения возвращающегося *мПВ* сопровождаются образованием адвективных туманов, моросящих осадков, низких слоистых облаков (частое явление в наших западных пограничных районах).

На территорию Союза *мПВ* приходит после того, как пройдет над материком Западной Европы, так, что его свойства, характерные для морского воздуха, бывают сглажены.

На территории Союза *мПВ* уже окончательно теряет свойства морского воздуха и переходит в воздух континентальный полярный. Летом это выражается в повышении его температуры, уменьшении относительной влажности, уменьшении облачности; зимой — в понижении температуры, увеличении инверсионной облачности слоистого характера, образовании туманов.

Континентальный полярный воздух (*кПВ*) формируется над нашим Союзом и над Западной Европой из масс арктического или морского полярного воздуха, пришедших сюда и начавших подвергаться влиянию подстилающей поверхности (континента).

Если в Арктике мы почти круглый год наблюдаем значительное выхолаживание воздушных масс, а в поясе формирования тропического воздуха почти круглый год их прогревание, то в умеренном поясе мы имеем значительные колебания солнечного нагрева от зимы к лету и связанные с этим значительные изменения температуры подстилающей поверхности (континента). Это, в свою очередь, обуславливает существенные изменения от зимы к лету физических свойств континентального полярного воздуха.

Летом континент сильно нагревается, и *кПВ*, имея теплую подстилающую поверхность, является воздушной массой неустойчивой. В нем в дневные часы развиваются восходящие потоки, и если *кПВ* образовался из пришедшего *мПВ*, т. е. обладает запасом влаги, то в нем развиваются кучевые и кучеводождевые облака с ливневыми осадками и грозами (так называемыми тепловыми). Если же *кПВ* образовался из арктического воздуха, то в нем преобладает погода безоблачная или только с небольшими плоскими кучевыми облаками.

Континентальный полярный воздух, образовавшийся путем прогревания арктического воздуха, является очень сухой воздушной массой (малая абсолютная влажность, повышение температуры). Длительное пребывание этого воздуха над одним и тем же районом вызывает губительные засухи. При сильном перегреве в более южных районах *кПВ* по своим свойствам начинает приближаться к *кТВ*.

Зимой континент сильно выхолаживается, что ведет к выхолаживанию приземных слоев воздуха. Таким образом, *кПВ* зимой является устойчивой воздушной массой. Выхолаживание *кПВ* ведет к его уплотнению и, следовательно, к повышению в нем давления. Это и обуславливает, в зимнее время, на территории Союза (главным образом в Сибири) образование весьма устойчивых и обширных антициклонов (великий азиатский или сибирский антициклон, см. раздел 31). Ясное небо в антициклоне способствует дальнейшему выхолаживанию, и поэтому зимой в *кПВ* (арктического происхождения) наблюдаются сильные морозы (до $-30-40^{\circ}$ на европейской территории Союза и до $-50-60^{\circ}$ в Сибири).

При выхолаживании же *кПВ*, образовавшегося из *мПВ* или *мАВ*, вследствие значительных запасов влаги, приносимых этими воздушными массами, легко возникают радиационные туманы и низкие слоистые облака (инверсионные).

Таким образом, мы видим, что воздушные массы не остаются постоянными, а меняют свои свойства в зависимости от изменений испытываемых ими внешних воздействий

(главным образом от подстилающей земной поверхности). Так, при охлаждении подстилающей поверхности неустойчивая воздушная масса переходит в устойчивую; морской воздух может переходить в континентальный, и наоборот; полярный или арктический воздух, попадая в южные широты, трансформируется в тропический и т. д.

При рассмотрении синоптических карт и анализе физических свойств воздушных масс надо помнить об этих переобразованиях и обязательно учитывать географическое положение того района, в котором мы собираемся летать и для которого мы даем прогноз погоды.

Ясно, что арктический воздух в Ленинградской области будет иметь одни свойства, а, докатившись до Кавказа, он часть своих свойств изменит. Точно так же можно сказать, что континентальный полярный воздух над европейской частью Союза имеет несколько другие свойства, чем над Сибирью и Дальним Востоком.

Примечание. Детально свойства воздушных масс над различными районами изучаются соответствующими метеорологическими учреждениями и вопросы эти освещаются в специальной литературе

39. КОНСЕРВАТИВНЫЕ ПРИЗНАКИ ВОЗДУШНЫХ МАСС

Мы отмечали уже, что воздушная масса, удалившаяся от очага своего формирования, сохраняет в себе часть свойств, приобретенных ею в этом очаге; часть же свойств претерпевает изменения от влияния подстилающей поверхности за время путешествия воздушной массы. Ясно, что при анализе синоптических карт для распознавания и определения географического происхождения воздушной массы важное значение приобретают те ее свойства, которые не подвергаются изменению. Такие свойства называются «консервативными».

Обычная (так называемая молекулярная) температура воздуха подвергается сильным изменениям от воздействия подстилающей поверхности, особенно в нижних слоях воздушной массы. Температура верхних слоев более консервативна, но мы видели, что она изменяется при восходящих и нисходящих движениях воздушной массы от изменения давления.

Поэтому температура воздуха у земной поверхности, показываемая на синоптических картах, не является консервативной и не всегда позволяет судить о происхождении воздушной массы. Также не всегда консервативной является обычная (молекулярная) температура более верхних слоев воздушной массы.

Одним из консервативных свойств воздушной массы является так называемая потенциальная (возможная) температура.

Потенциальной температурой называется предполагаемая (возможная) температура, до которой наг-

релась бы воздушная масса, если бы мы с той высоты, на которой она находится в данный момент, опустили ее (адиабатически) вниз до уровня, где имеется нормальное давление в 1000 миллибар.

Пример. Предположим, что у земной поверхности давление 1000 мб, воздушная масса на высоте 800 м имеет температуру 10°. Тогда потенциальная температура этой воздушной массы будет 18°, так как, если бы мы ее опустили до поверхности земли, она нагрелась бы на 8°.

Очевидно, что потенциальная температура воздушной массы не меняется от вертикальных перемещений последней. Но она остается консервативной только до тех пор, пока не было процессов конденсации водяных паров; в противном случае освобождающаяся при конденсации скрытая теплота парообразования будет менять величину потенциальной температуры.

Для избежания этого определяют и рассматривают так называемую эквивалентно-потенциальную температуру.

Так называется предполагаемая температура, до которой нагрелась бы воздушная масса, если бы мы сконденсировали (сгустили) все имеющиеся в ней водяные пары, выделив, таким образом, скрытую теплоту парообразования, а затем опустили бы ее (адиабатически) до уровня, где давление 1000 миллибар.

Пример. Предположим, что у земной поверхности давление 1000 мб и воздушная масса на высоте 800 м имеет температуру 10° и относительную влажность около 80%. Если мы сконденсировали бы всю имеющуюся в ней влагу, то выделившаяся скрытая теплота парообразования нагрела бы нашу воздушную массу, приблизительно, до 27°, и если бы мы затем опустили эту массу с высоты 800 м до земли, то она нагрелась бы еще на 8°, т. е. ее температура была бы 35°. Это и есть эквивалентно-потенциальная температура.

Если же эта воздушная масса имела бы относительную влажность 30%, то после сгущения всей влаги она нагрелась бы только до 16° (приблизительно) и после опускания до земли ее эквивалентно-потенциальная температура была бы только 24°.

Этот пример наглядно показывает значение влажности при определении запаса тепловой энергии внутри той или иной воздушной массы.

Потенциальная температура обычно обозначается буквой Θ (тета), эквивалентно-потенциальная — буквой Θ' .

Ни Θ , ни Θ' непосредственно измерить термометром нельзя; их можно только вычислить по формулам. В практике вычисление производится очень просто — по специальным графикам или таблицам.

Эквивалентно-потенциальная температура по абсолютным значениям всегда выше обычной (молекулярной) температуры.

Она не меняется ни от вертикальных перемещений воздушной массы, ни от процессов конденсации в ней и, таким образом, является наиболее консервативным свойством воздушной массы. При рассмотрении распределения эквивалентно-потенциальной температуры с высотой, внутри однородной воздушной массы обнаруживается очень малое ее изменение (до высоты 5000 м Θ' колеблется обычно в пределах нескольких градусов; как известно, истинная температура до этой высоты сильно понижается). Кроме того, выявлено, что в умеренных широтах воздушные массы одного и того же географического происхождения в одно и то же время года обладают мало друг от друга отличающимися эквивалентно-потенциальными температурами от года к году. При этом значения Θ' тропического воздуха значительно

отличаются от соответственного значения Θ' арктического воздуха. Например, над Западной Европой в мае TB имеет Θ' около 40° , а AB около 17° .

На основании многочисленных аэрологических зондажей атмосферы были выведены средние значения Θ' для различных воздушных масс в разные месяцы года и распределение их по высотам.

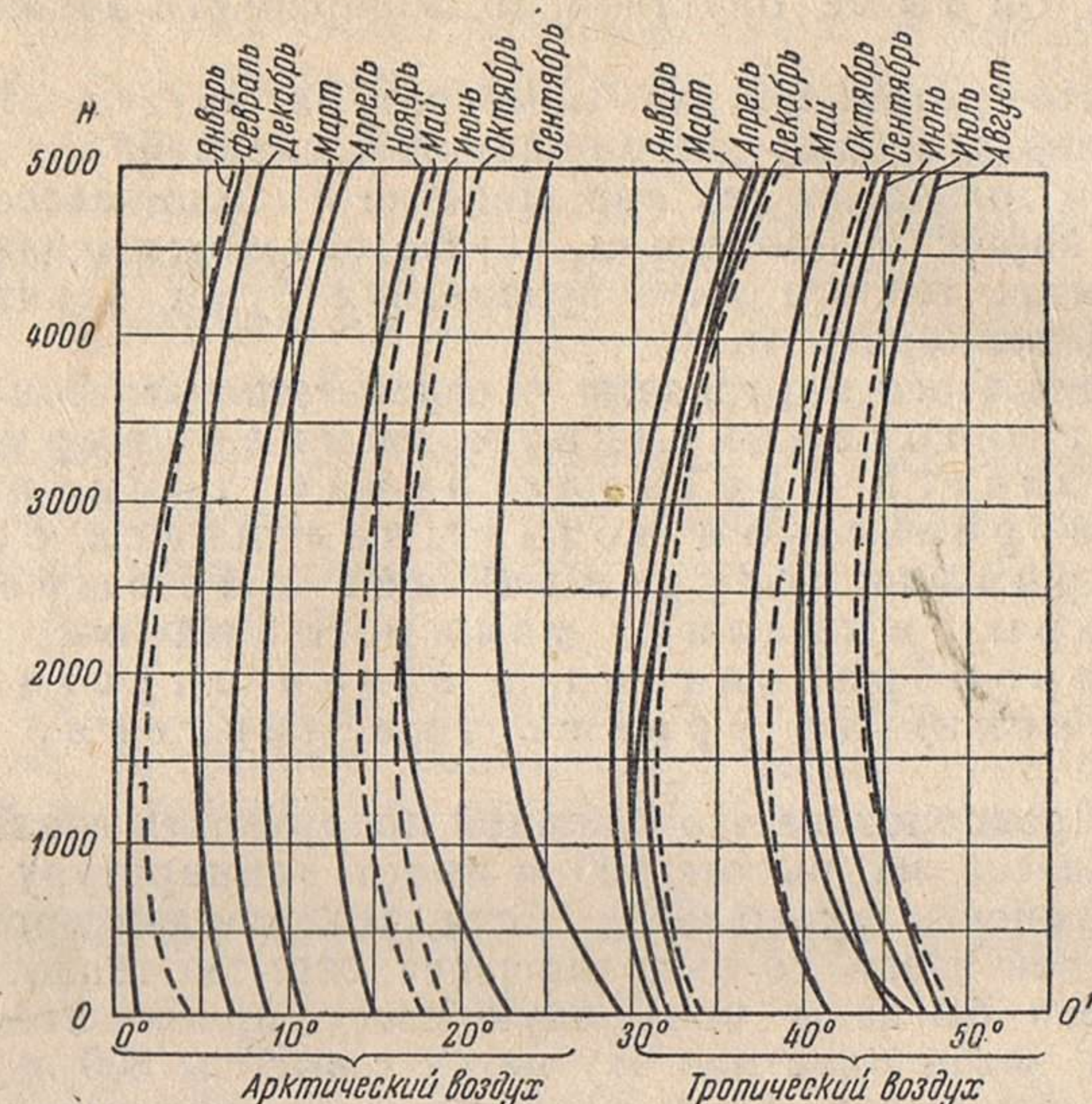


Рис. 78. Кривые среднего распределения по высотам эквивалентно-потенциальной температуры внутри AB и TB в разные месяцы (гомологи)

Теперь предположим, что мы произвели зондирование атмосферы и определили распределение эквивалентно-потенциальных температур по высотам. Сравнивая их с выведенными ранее средними величинами для данного месяца, мы можем определить, какие воздушные массы располагались в момент зондажа над местом наблюдения. Для быстроты и наглядности все это делается графическим путем. Распределение средних значений Θ' по высоте внутри воздушных масс различного географического происхождения в различные месяцы наносится в виде кривых на координатную сетку, где по горизонтальной оси откладываются эквивалентно-потенциальные температуры, а по вертикальной оси — высоты (рис. 78). Около каждой кривой указан месяц, к которому эта кривая относится. Такие кривые называются „типовыми гомологами“.

Произведя зондаж атмосферы и вычислив эквивалентно-потенциальные температуры, представляют распределение их по высоте в виде кривой, подобно гомологам (рис. 79). Рассматривая полученную кривую и сравнивая ее с кривыми на рис. 78, мы можем видеть, что отдельные участки ее близко совпадают с типовыми гомологами (указаны пунктиром). Отсюда можно заключить, что в случае, представленном на рис. 79, в слое от земли до 1500 м располагается арктический воздух, в слое от 2000 до 3000 м — полярный воздух и выше 5000 м —

тропический воздух. Промежуточные слои, в которых Θ' с высотой значительно меняется, представляют собой переходные (фронтальные) зоны. Такие графики называются „тетаграммами“.

Имея тетаграммы для многих пунктов, мы легко можем представить себе распределение в пространстве воздушных масс различного происхождения над большим районом. Это значительно облегчает анализ синоптической карты и дает возможность сделать правильный вывод о погоде при принятии решения о вылете и дать правильный прогноз погоды.

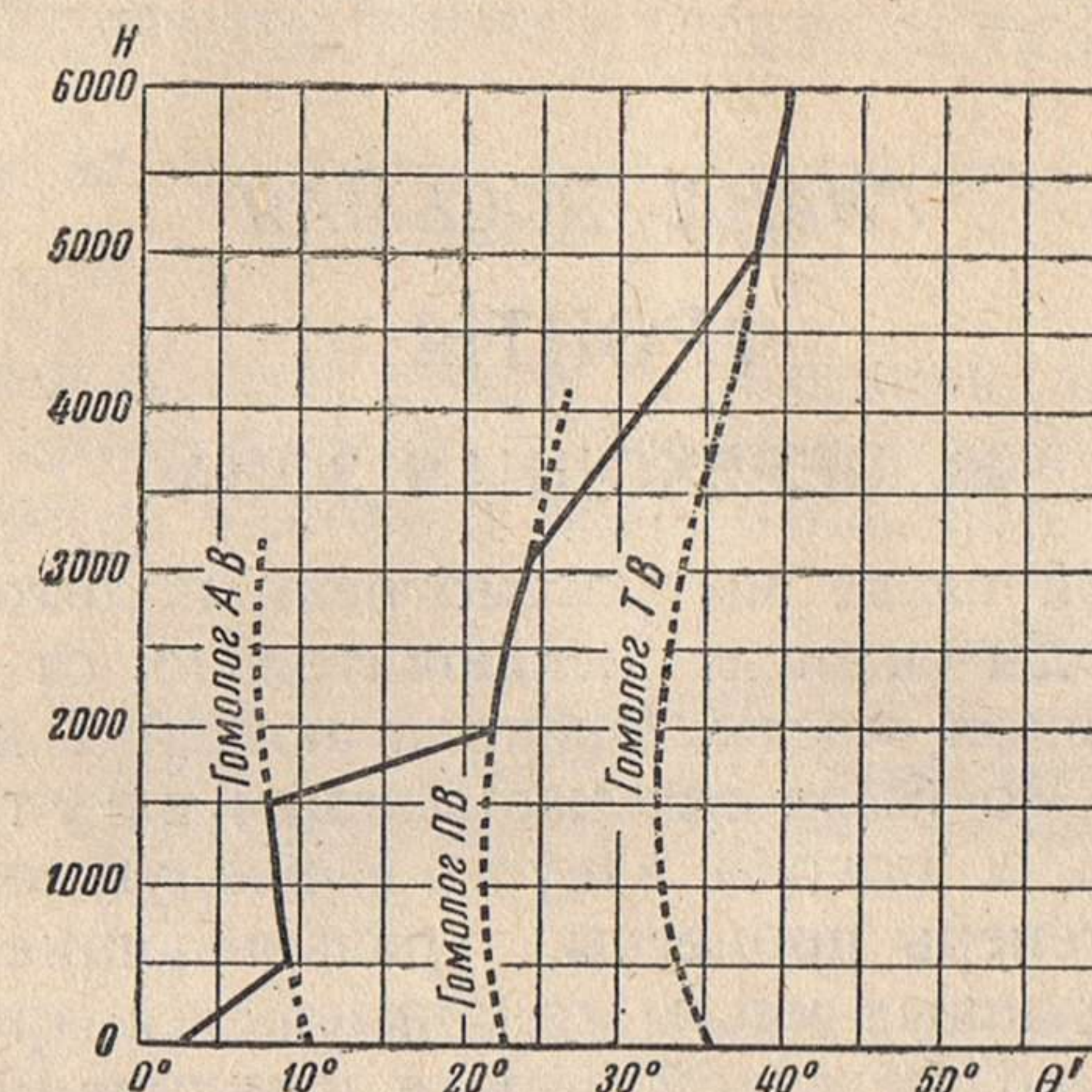


Рис. 79. Схематизированная тетаграмма (по Шинце)

Все изложенное ясно показывает, какую большую роль в деле службы погоды играют регулярные, частые зондирования атмосферы во многих пунктах.

Результаты подъемов метеорографов и радиозондов в различных пунктах передаются Центральным институтом погоды в его радиосводках. В них указываются давление, температура, влажность и уже вычисленные эквивалентно-потенциальные температуры для различных высот.

ГЛАВА ВОСЬМАЯ

ФРОНТЫ

40. ПЕРЕХОДНАЯ ЗОНА

В предыдущей главе мы рассмотрели положение, когда состояние погоды зависит исключительно от физических свойств воздушной массы, располагающейся над тем или иным районом. То была так называемая внутримассовая погода, т. е. погода внутри воздушной массы.

Рассмотрим теперь процессы, развивающиеся там, где различные воздушные массы соприкасаются друг с другом.

При поездке по железной дороге или при полете на далекое расстояние, например из Ленинграда до Москвы, мы иногда на всем пути не обнаруживаем сколько-нибудь значительного изменения погоды, но иногда бывает, что по пути на протяжении нескольких десятков километров (40—50) погода резко меняется, причем мы обычно в первую очередь замечаем резкое изменение температуры.

Если бы мы посмотрели на карты погоды дня нашего путешествия, то увидели бы, что в первом случае наш путь пролегал внутри однородной воздушной массы, а во втором — мы из одной воздушной массы переместились в другую, с другими физическими свойствами. В этом, втором, случае нам пришлось пересечь некую переходную зону, в которой все элементы погоды, которые мы наблюдали в первой воздушной массе, претерпели резкие изменения. После пересечения переходной зоны и перехода в другую воздушную массу, при горизонтальном перемещении в ней, мы опять будем наблюдать мало заметное изменение метеорологических элементов. Однако, эти изменения будут определяться какими-то другими величинами, отличными от наблюдавшихся в первой воздушной массе.

Таким образом, воздушные массы отделяются друг от друга переходными зонами. Эти переходные зоны (рис. 80) бывают различной ширины.

При соприкосновении двух воздушных масс всегда более холодная из них располагается узким клином под более теплой. Раздел между этими воздушными массами обычно



Рис. 80. Воздушные массы разделяются переходными зонами

представляется в виде узкой переходной зоны, толщиной в несколько сотен метров, лежащей наклонно к земной поверхности, всегда в сторону более холодной массы (рис. 81).



Рис. 81. Фронтальная поверхность всегда наклонена в сторону холодного воздуха

Угол наклона, под которым переходная зона пересекается с поверхностью земли, очень мал. Он измеряется долями градуса; тангенс этого угла обычно бывает величиной порядка $1/100$ — $1/200$.

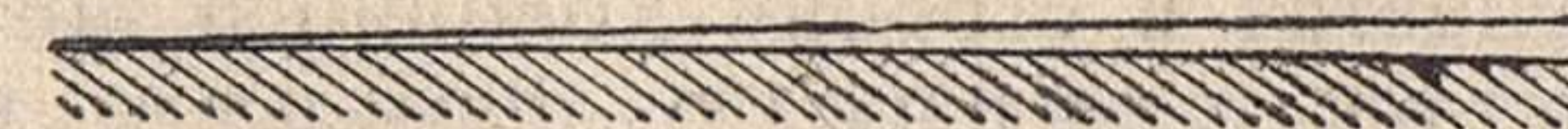


Рис. 82. Наклон фронтальной поверхности в $1/50$

На рис. 82 показан наклон в $1/50$. При таком малом угле наклона переходная зона шириной в несколько сотен метров при пересечении с земной поверхностью образует переходную полосу шириной уже в несколько десятков километров. Так как эти размеры незначительны по сравнению с поперечными размерами самих воздушных масс (до нескольких тысяч километров), то для простоты переходные зоны называют (условно) фронтальными поверхностями; раздел же, получающийся от пересечения фронтальной поверхности с поверхностью земли, называют

линией фронта. Вообще же весь раздел между воздушными массами называется фронтом.

Примечание. На схемах фронтальные поверхности в разрезе и линии фронта изображаются обычно линиями (а не полосами), как на рис. 81.

При пересечении фронта мы обычно и наблюдаем скачок температуры.

Применительно к нашим условиям мы будем различать два главных фронта:

1) арктический фронт — это раздел между арктическим и полярным воздухом; он возникает в широтах около $70-75^\circ$;

2) полярный фронт — раздел между полярным и тропическим воздухом; он возникает в широтах около $40-50^\circ$.

Мы уже видели, что арктический и тропический воздух часто вторгается в умеренные широты. То же самое можно сказать и про полярный воздух; он часто вторгается в область тропиков и в районы Арктики. При таких перемещениях основных воздушных масс, конечно, перемещаются и разделы между ними, т. е. арктический и полярный фронты. При этом отдельные участки этих главных фронтов отличаются друг от друга направлением перемещения и, как следствие этого, теми процессами, которые развиваются на них при том или ином перемещении (следовательно, и характером погоды).

Тот участок главного фронта, на протяжении которого более теплый воздух наступает на отступающий более холодный, называется теплым фронтом. Теплый фронт перемещается в сторону холодного воздуха.

Тот участок главного фронта, на протяжении которого более холодный воздух наступает на отступающий более теплый, называется холодным фронтом. Холодный фронт перемещается в сторону теплого воздуха.

Тот участок главного фронта, на протяжении которого воздушные массы (им разделяемые) текут параллельно этому фронту, остается на месте и называется квазистационарным (как бы стационарным) фронтом¹.

Примечание. Весьма часто встречается ошибка, когда холодный фронт отождествляют с холодной воздушной массой и теплый фронт

¹ Неподвижные фронты в природе не существуют. Поэтому фронты, движущиеся настолько медленно, что движение их на карте заметить трудно, считаются как бы стационарными. „Квази“ в переводе с латинского означает „как бы“.

с теплой воздушной массой. Надо помнить, что фронт есть только раздел между воздушными массами.

41. ТЕПЛЫЙ ФРОНТ (Тф)

На рис. 83 нижняя часть (ниже линии АВ) представляет собой небольшой участок синоптической карты с теплым фронтом. Теплый фронт на картах обычно обозначается сплошной красной линией; если же пользоваться цветными карандашами не представляется возможным, то Тф показывается специальным «орнаментом», как это сделано на рисунке.

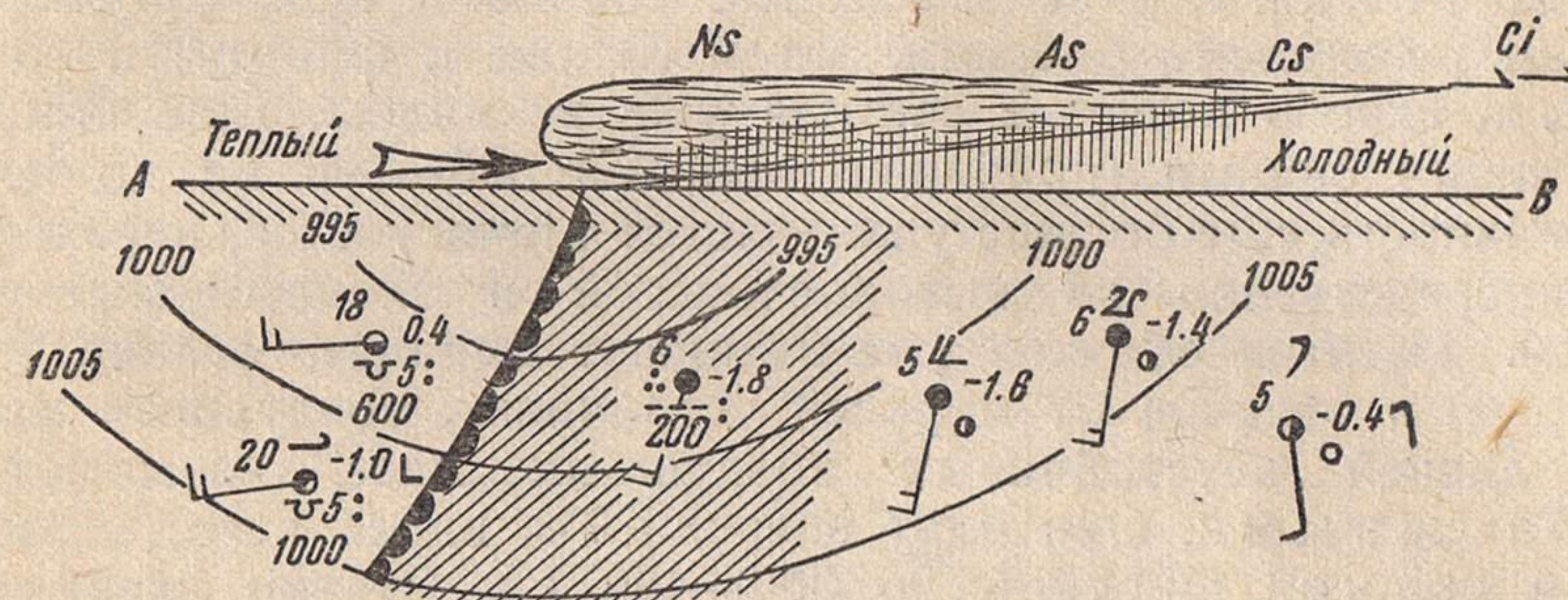


Рис. 83. Участок теплового фронта на карте и в разрезе

Верхняя часть рис. 83 представляет собой разрез нижней части атмосферы (тропосферы) по линии АВ.

Примечания. 1. На рисунке, для наглядности, вертикальный масштаб значительно увеличен по сравнению с горизонтальным. Это же будет в дальнейшем встречаться на всех схемах, изображающих в разрезе положение фронтальной поверхности. В действительности всегда надо помнить рис. 82.

2. Орнамент, изображающий все виды фронтов, всегда делается в сторону направления движения фронта.

Теплый воздух, наступая на холодный, медленно поднимается над ним, скользя по наклонной поверхности раздела. При подъеме теплый воздух охлаждается, его относительная влажность увеличивается и вдоль всей поверхности раздела образуется сплошной облачный покров. Так как, вследствие малого угла наклона фронтальной поверхности, скорость подъема теплого воздуха мала (порядка 10 см/сек) и самый подъем растягивается на большую площадь, то и облачная система, образующаяся при этом, имеет слоистообразный характер. Ясно, что чем дальше от линии фронта, тем выше от земли лежит

фронтальная поверхность. При наклоне в $1/100$, на расстоянии 600—700 км впереди линии фронта, фронтальная поверхность должна лежать на высоте 6—7 км. На этих высотах температуры низкие; следовательно, в воздухе может содержаться небольшое количество влаги, и, таким образом, облачная система на таком расстоянии от линии фронта представляется в виде тонкой прозрачной пелены перистослоистых облаков (*Cs*). Эти облака характерны тем, что они дают круг около солнца или луны (гало).

По мере приближения к линии фронта облачная система *Tф* становится плотнее и ее нижний край опускается; облака принимают характер высокостроистых (*As*), сначала тонких, сквозь которые солнце и луна просвечивают размытыми дисками, затем (ближе к фронту) плотных, сквозь которые светила уже не видны. Еще ближе к линии фронта (приблизительно за 300—400 км до нее) облачность еще больше уплотняется и понижается, переходя непосредственно из высокостроистой в слоистодождевую (*Ns*). Из этих облаков уже начинают выпадать осадки, которые, в отличие от моросей устойчивых воздушных масс и ливней неустойчивых воздушных масс, называются обложными. Они идут впереди *Tф*, вдоль него, сплошной полосой шириной до 300—400 км. Осадки начинают выпадать уже из высокостроистых облаков, но они доходят до земли только при низких температурах в виде снега, при дожде же они испаряются, не доходя до земли. На синоптических картах зона обложных осадков обычно сплошь закрашивается зеленым цветом или заштриховывается, как показано на рис. 83.

Холодный воздух, лежащий под фронтальной поверхностью, напитывается влагой выпадающих через него обложных осадков и становится близким к насыщению. В нижнем слое этого воздуха, вследствие трения о земную поверхность, образуются вихри, и поднимающийся в этих вихрях воздух уже на небольшой высоте становится насыщенным. Таким образом, образуются низкие, разорванные, бесформенные облака — разорвано-дождевые, которые часто можно видеть в ненастную погоду при обложных осадках. В просветах между этими облаками виден ровный (без теней) слой более высоких слоисто-дождевых облаков, из которых и выпадают осадки. Разорвано-дождевые облака иногда могут сильно ухудшить условия полета через область осадков теплого фронта.

На рис. 83 разорвано-дождевые облака не указаны.

Часто в насыщенном холодном воздухе, в области обложных осадков, при слабых ветрах, возникают туманы,

зона которых может достигать в ширину 150—200 км. Это бывает, когда перед теплым фронтом сильно понижается давление. При этом холодный воздух, расширяясь, несколько охлаждается и быстро доходит до условий конденсации. В пункте, к которому приближается фронт, туман продолжается несколько часов и после прохождения фронта обычно исчезает.

Впереди теплого фронта, на расстоянии 700—900 км, иногда наблюдаются облака верхнего яруса перистые (*Si*), часто с характерными крюковидными закруглениями на концах.

Мы уже говорили, что высота нижнего края слоисто-дождевых облаков уменьшается с приближением фронта. Очевидно, что наиболее низкой она будет вблизи линии фронта. Она не бывает одинакова во всех случаях и зависит от свойств той теплой воздушной массы, которая движется вслед за теплым фронтом, т. е. от ее температуры и влажности. В том случае, когда теплой массой является сухой континентальный тропический (или континентальный поляр-

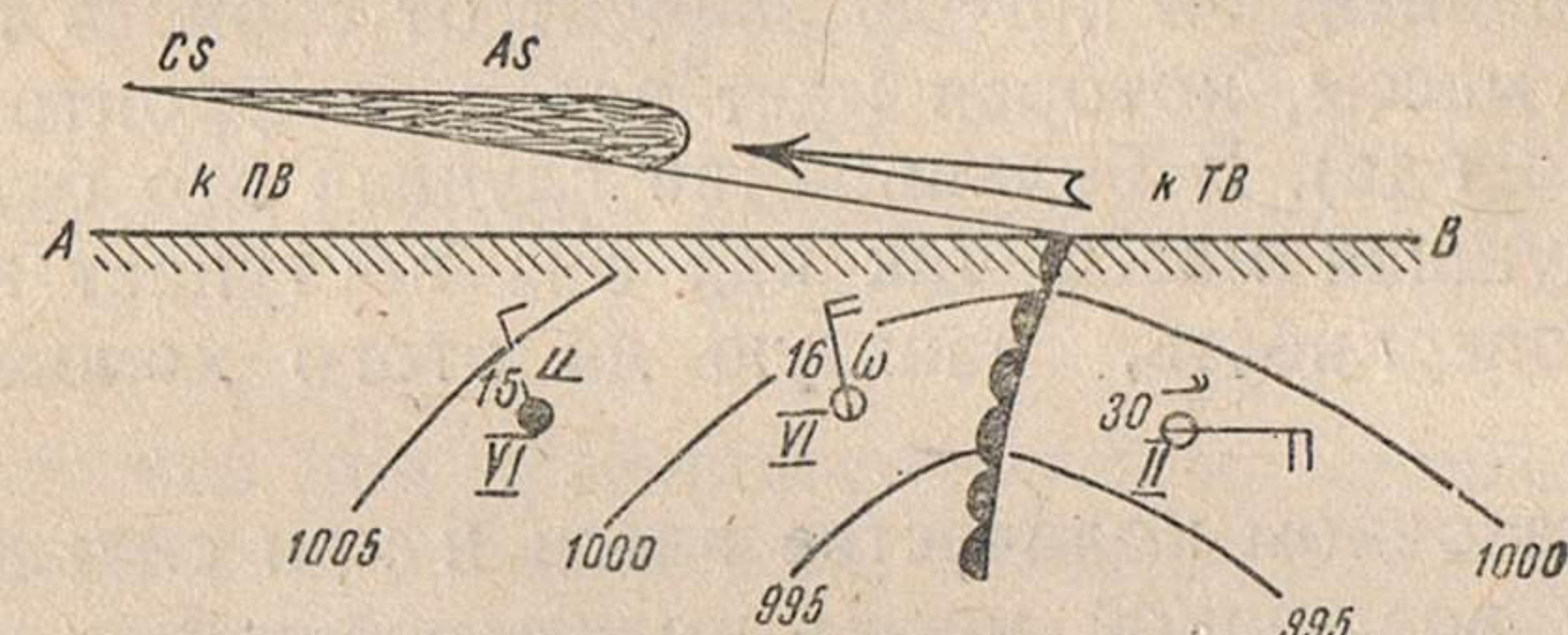


Рис. 84. Облачная система *Tф* при большой сухости теплого воздуха

ный) воздух, ему нужно очень высоко подняться, чтобы охладиться до температуры, при которой имеющихся в нем водяных паров будет достаточно для насыщения. В таком воздухе конденсация начнется на большой высоте, на значительном расстоянии впереди линии фронта и эффект прохождения такого теплого фронта иногда может быть выражен только прохождением полосы высокостроистых (или даже только перистослоистых) облаков без выпадения осадков (рис. 84).

В случае, когда теплая масса воздуха является морским воздухом, близким к насыщению, конденсация наступает очень быстро и нижний край слоисто-дождевой облачности простирается до весьма малой высоты, а в некоторых случаях может доходить до земли, сливаясь с разорвано-дождевыми облаками. Конечно, осадки впереди такого *Tф* наиболее интенсивны.

Слоистодождевая облачность перед Тф бывает очень мощной.

При регулярных зондированиях атмосферы на самолетах, производящихся обычно до высоты 5—6 км, верхний край облачности Тф в большинстве случаев не достигается.

Наблюдения т. Коккинаки показывают, что в некоторых случаях верхняя граница облаков Тф лежит выше 9 км.

При пересечении облачности Тф на высотах, где температура близка к 0°, возникает обледенение машины, иногда в очень тяжелой и опасной форме (подробнее об этом сказано в разделе 55).

В пунктах, к которым приближается теплый фронт, давление воздуха все время понижается, так как сверху на место плотного холодного воздуха натекает теплый, менее плотный, более легкий воздух.

После прохождения линии фронта через пункт, в котором производилось наблюдение, падение давления замедляется или даже начинается рост его, прекращаются обложные осадки и дальнейшая погода зависит от свойств той теплой воздушной массы, которая идет вслед за фронтом (внутри-массовая погода). В большинстве случаев это будет устойчивая воздушная масса, так как она поступает на подстилающую поверхность, занятую до этого холодным воздухом.

При достаточном количестве влаги и при сильном охлаждении этой воздушной массы подстилающей поверхностью (обычно в холодное время года) в ней могут возникать адвективные туманы, осадки (моросящие) и низкие слоистые облака. При других условиях может наступить прояснение.

Иногда в описанном характере погоды Тф бывают отклонения. Летом, когда за Тф наступает континентальный тропический воздух с большой абсолютной влажностью, перед Тф наблюдаются грозы. Это происходит вследствие большой влажнонеустойчивости кТВ (см. раздел 34).

42. ХОЛОДНЫЙ ФРОНТ (Хф)

На рис. 85 нижняя часть (ниже линии АВ) представляет собой небольшой участок синоптической карты с холодным фронтом. Холодный фронт на картах обычно обозначается сплошной синей линией или же, как на рисунке, «орнаментом» (при невозможности пользоваться цветами).

Верхняя часть рис. 85 представляет собой разрез тропосферы по линии АВ¹.

Холодный воздух, как более тяжелый, будет подтекать под теплый воздух и вытеснять его вверх. При движении холодного воздуха его приземный слой задерживается вследствие трения о земную поверхность; более же высокие слои холодного воздуха выдаются далеко вперед от линии

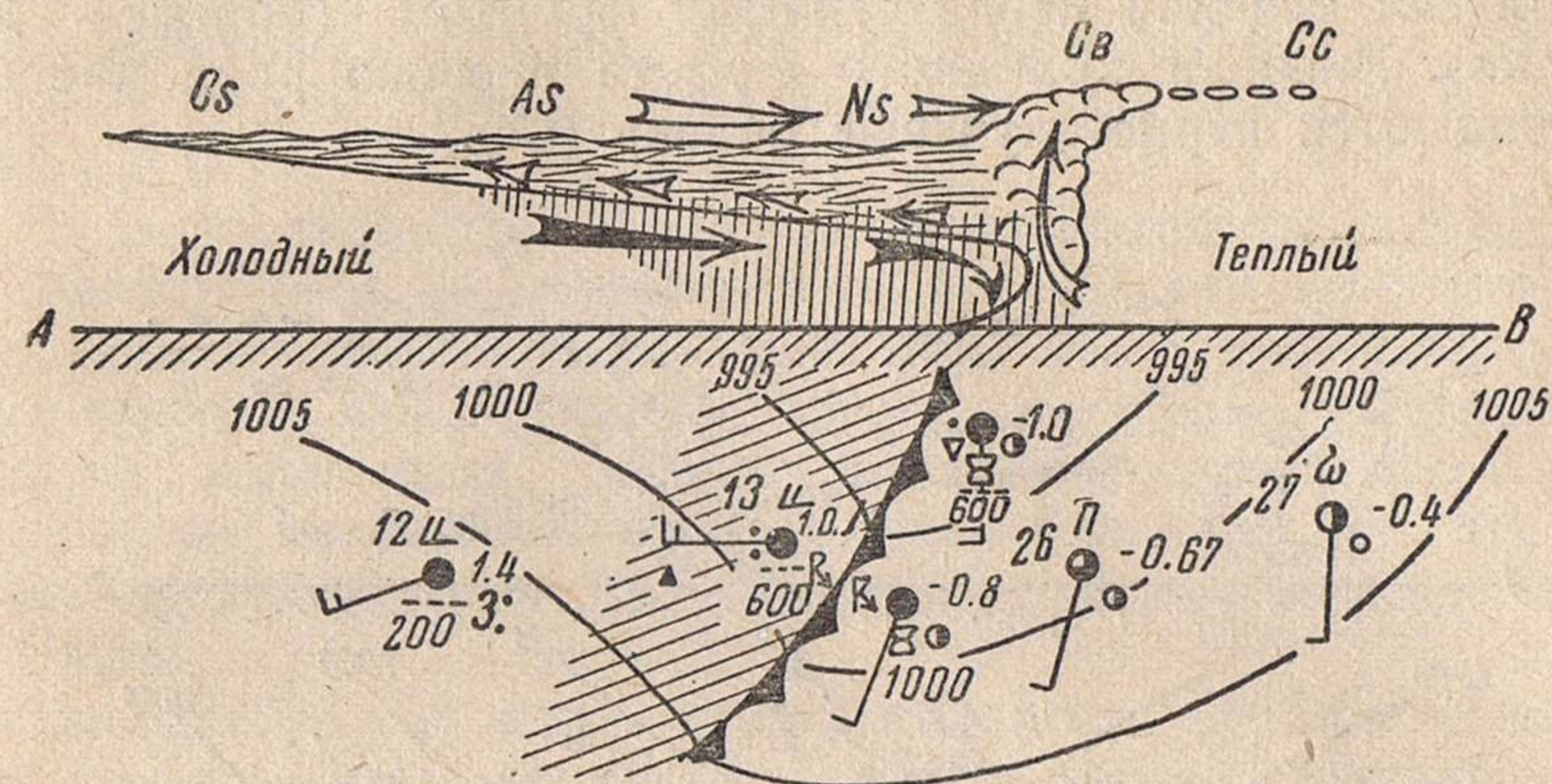


Рис. 85. Участок холодного фронта первого рода на карте и в разрезе

фронта, так что при приближении Хф наблюдается похолодание сначала в верхних слоях, а затем у земли (движение холодного воздуха в нижних слоях можно сравнить с движением вала или гусеницы танка).

В наиболее же высоких слоях (выше 1—3 км) наклон фронтальной поверхности становится более пологим и приближается к наклону поверхности теплого фронта.

Различают два рода холодного фронта.

Холодным фронтом первого рода называется такой Хф, у которого теплый воздух медленно отступает перед холодным. Вследствие этого и Хф первого рода движется медленно, а иногда даже бывает как бы стационарным.

При Хф первого рода вытесняемый теплый воздух перед самой линией фронта будет иметь крутой подъем вверх, образуя у головы фронта кучеводождевую облачность (Cb) с ливневыми осадками, грозами (см. рис. 85). Позади же линии фронта, где наклон фронтальной поверхности становится более пологим, теплый воздух спокойно скользит вверх по этой поверхности. В этом случае он

¹ См. примечания, имеющиеся в начале раздела 41.

образует такую же облачную систему, как и перед теплым фронтом (только уже не впереди, а позади фронта), т. е. непосредственно за фронтом идут слоистодождевые облака (*Ns*), затем высокостристые (*As*) и перистостристые (*Cs*).

Ливневые осадки в голове фронта переходят в обложные осадки сзади фронта. Ширина зоны обложных осадков сзади *Xф* первого рода меньше, чем зона обложных осадков перед теплым фронтом (порядка до 200 км). Впереди холодного фронта первого рода иногда наблюдаются перистокумulusовые облака (*Cc*).

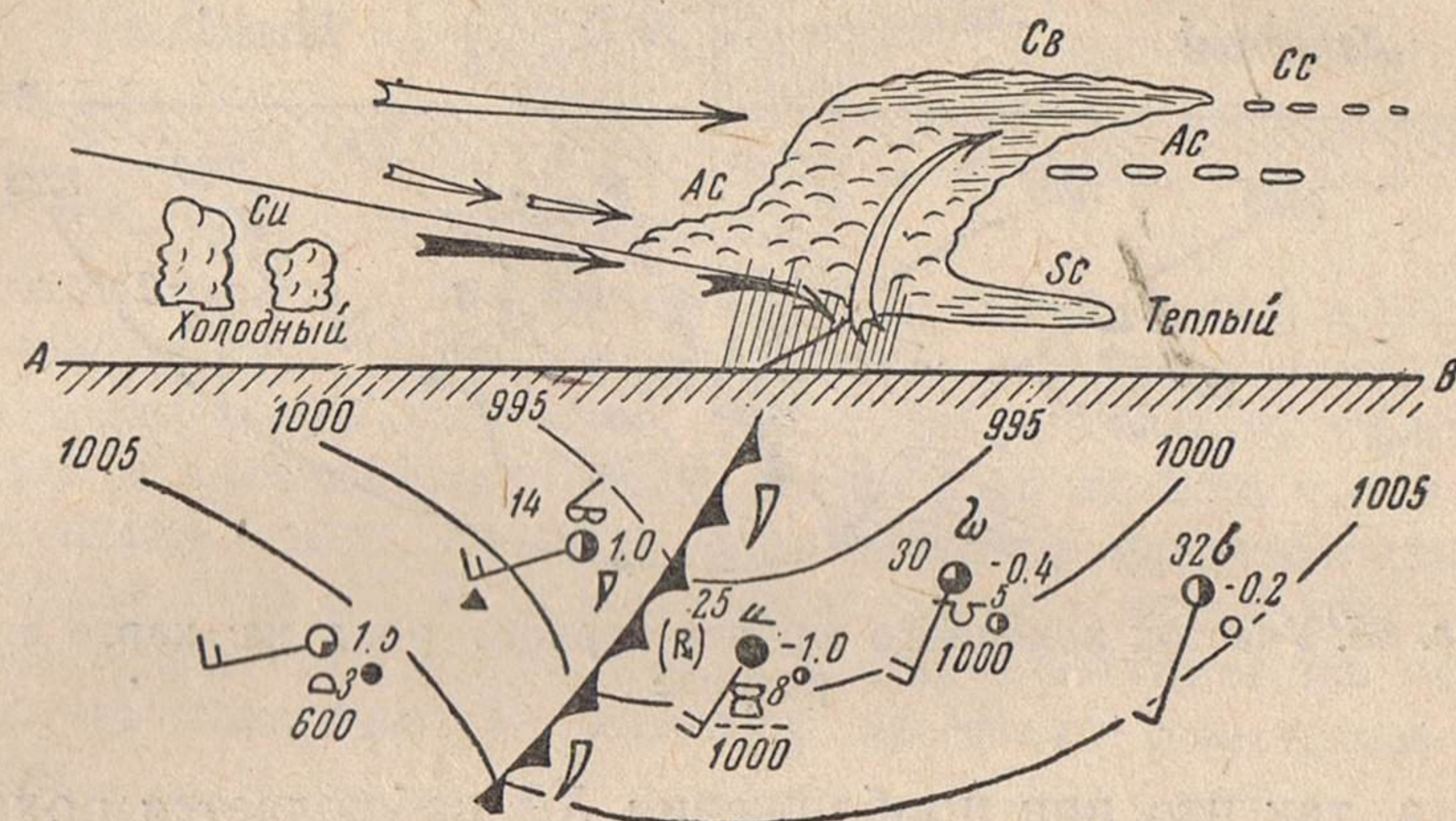


Рис. 86. Участок холодного фронта второго рода на карте и в разрезе

Холодным фронтом второго рода называется такой *Xф*, у которого теплый воздух в свободной атмосфере (начиная с высоты 1—3 км) отходит в направлении, нормальном (перпендикулярном) к фронту, быстрее наступающего за ним холодного клина. Вследствие этого теплый воздух как бы скатывается вниз по наклонной фронтальной поверхности (рис. 86). Нижние же слои теплого воздуха, задерживаемые трением о земную поверхность, отстают в своем движении от наступающего клина холодного воздуха и вытесняются им вверх. Благодаря быстрому отходу теплого воздуха холодный фронт второго рода движется быстро. Вдоль линии фронта возникают мощные вертикальные потоки теплого воздуха, ведущие к образованию кучеводождевых облаков с ливнями, грозами и шквалами. Нисходящее движение холодного воздуха в голове холодного клина вместе с восходящим движением

теплого воздуха перед фронтом образует вдоль линии фронта шквальный вихрь с горизонтальной осью.

Вследствие нисходящего скольжения теплого воздуха над фронтальной поверхностью *Xф* второго рода, всякая облачность позади линии фронта разрушается, и на расстоянии 10—100 км за фронтом наступает прояснение. Ширина зоны ливневых осадков вдоль линии *Xф* второго рода бывает различна, но чаще всего она бывает так узка, что незаметна на синоптической карте, и о прохождении фронта приходится судить только по значкам прошедшей погоды (*W*—8 и 9).

Бурно восходящий перед холодным валом теплый воздух на высоте 3—4 км встречается со скользящим вниз сильным потоком теплого воздуха. Вследствие этого кучевообразный вал облаков, образующийся перед фронтом, вытягивается вперед, увлекаемый теплым воздухом, и размывается на отдельные чечевицеобразные облака (см. рис. 37). Эти облака появляются за 20—200 км до прохождения самого фронта.

Таким образом, вдоль линии холодного фронта (особенно второго рода) возникают ливни, грозы, шквалы. Их возникновение связано с мощными вертикальными потоками вытесняемого теплого воздуха; при этом, чем сильнее вертикальный поток, тем сильнее бывает шквал.

Возникновение шквала, т. е. вспышки сильного ветра, объясняется следующим образом. Из физики известно, что когда какое-либо тело, или будем лучше говорить — центр тяжести тела или системы опускается вниз, потенциальная энергия переходит в кинетическую, т. е. энергию движения. В системе холодного фронта мы имеем подъем легкого (теплого) воздуха и опускание тяжелого (холодного). Следовательно, центр тяжести всей системы перемещается вниз, и потенциальная энергия, которой обладала система, когда холодный воздух и теплый лежали рядом, при перевертывании переходит в энергию кинетическую. За счет этой кинетической энергии и возникает шквал. Ясно, что чем быстрее и энергичнее происходят подъем теплого и опускание холодного воздуха, тем большее количество кинетической энергии освобождается сразу и, следовательно, тем сильнее бывает шквал.

Мы уже знаем, что вертикальные потоки наиболее легко возникают и бывают наиболее интенсивны в воздушных массах, в которых наблюдаются большой вертикальный температурный градиент и большая абсолютная влажность. На

территории Союза и в Западной Европе такие условия наблюдаются летом в послеполуденные часы. Поэтому и прохождение холодного фронта наиболее опасным бывает в летние месяцы и в послеполуденные часы. Особенно сильные шквалы (катастрофического характера) наблюдаются при прохождении $X\phi$, теплым воздухом перед которым является континентальный тропический воздух, обладающий большой абсолютной влажностью (до 14—16 г) и большими вертикальными температурными градиентами (при температурах у земли до 30—35°). Такие условия создаются чаще всего, конечно, в южных районах нашего Союза. Поэтому наиболее сильные шквалы наблюдаются обычно в южной полосе Союза.

Необходимо отметить, что сила шквала в разных участках холодного фронта бывает весьма различной. На одном участке фронта шквал приносит большие разрушения, рядом же он проходит при небольшом усилении ветра.

Этот вопрос еще недостаточно изучен. Наиболее удовлетворительно объяснить такое явление можно различной степенью неустойчивости (способности подниматься) теплого воздуха в различных местах, т. е. неравномерным распределением абсолютной влажности и различной степенью нагрева. В этом деле большую роль играет рельеф местности: известно, например, что над пересеченной местностью, над болотами вертикальные потоки развиваются легче, чем над равнинными местами.

В холодное же время года над континентом воздушные массы бывают устойчивы, так как условия для развития вертикальных потоков неблагоприятны (малый вертикальный температурный градиент и меньшее количество влаги в воздухе). Поэтому при прохождении холодного фронта в холодное время года обычно не наблюдается ни гроз, ни сильных шквалов. Такая картина наблюдается в северных и центральных районах нашего Союза зимой, при прохождении холодного фронта, за которым движется арктический воздух. Теплой же массой является устойчивый и тоже относительно довольно холодный континентальный полярный воздух (см. раздел 38). В этих случаях прохождение $X\phi$ протекает очень спокойно. Но когда такой $X\phi$ дойдет до более южных районов (Черное море, Кавказ, Средняя Азия), где арктический воздух вступает в соприкосновение с более теплыми и влажными, а, следовательно, и более неустойчивыми воздушными массами, прохождение

этого же $X\phi$ сопровождается уже шквалами и обильными осадками.

Так же, как и в случае $T\phi$, осадки на $X\phi$ зависят от степени влажности теплого воздуха. При отсутствии достаточного запаса влаги в теплом воздухе (некоторые случаи $кПВ$ и $кТВ$), $X\phi$ проходит без осадков (так называемый белый шквал).

Прохождение холодного фронта сопровождается резким повышением давления. На карте это можно проследить по барометрическим тенденциям синоптических станций, через которые прошел холодный фронт. Перелом кривой барографа на этих станциях виден из значков характеристики тенденций 4, 5, 6 (см. таблицу кода).

Пример хорошо выраженного холодного фронта между $кТВ$ и $мПВ$ можно видеть на картах за 11/IX и 12/IX 1932 г. (в приложениях).

Кроме холодных и теплых фронтов, являющихся участками главного (полярного и арктического) фронта, фронты часто образуются внутри неоднородного арктического (или полярного) воздуха, между неодинаково нагретыми его частями. Такие фронты называются вторичными фронтами. Явления погоды на вторичных фронтах проходят в более ослабленном виде, чем на главных.

На картах вторичные фронты обозначаются более тонкими линиями (красной или синей) или же более разреженным орнаментом.

43. ВОЗНИКНОВЕНИЕ ЦИКЛОНОВ

Если имеются в соприкосновении две массы, находящиеся в жидком или газообразном состоянии и обладающие различными плотностями, то при движении этих масс относительно друг друга на поверхности их раздела возникают волны, которые перемещаются в направлении движения менее плотной массы. Длина таких волн зависит от скорости относительного движения масс и от разности их плотностей. При этом чем меньше скорость масс относительно друг друга и чем больше разность плотностей, тем длина волн меньше; при большей относительной скорости и меньшей разности плотностей длина волн больше.

Примером образования таких волн являются волны на поверхности воды. Поверхность воды является разделом между плотной массой воды и менее плотной массой воздуха.

Волны образуются при возникновении относительного пе-

ремещения этих двух масс (при ветре) и бегут по поверхности раздела в направлении движения менее плотной массы, т. е. по направлению ветра. Так как разность плотностей воды и воздуха велика, то возникающие волны имеют сравнительно небольшую длину.

Примечание. Волны образуются вследствие возникновения множества вихрей в трущихся друг о друга жидкостях или газах с разными плотностями. Подобным же образом возникают песчаные волны в пустынях и на песчаном дне реки, эта же причина создает картину волнующейся зрелой нивы, развевающегося по ветру флага и т. д.

Подобные волны наблюдаются и в атмосфере, на поверхности инверсий, которые обычно являются разделом между нижним более холодным и более плотным слоем воздуха и вышележащим более теплым и менее плотным воздухом.

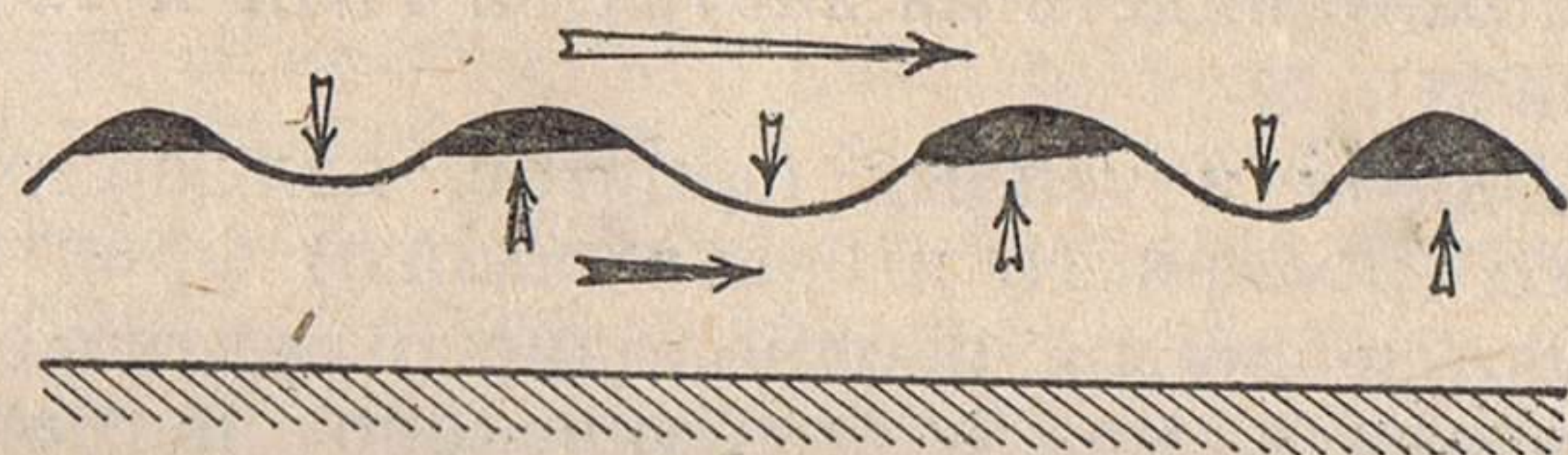


Рис. 87. Схема волн на поверхности инверсии и образования грядовидных облаков (разрез)

Когда оба эти слоя начинают двигаться один относительно другого (при разности скоростей или направления своего течения), на поверхности их раздела (поверхности инверсии) возникают волны (рис. 87). В гребне волны воздух поднимается, в долинке же опускается. Если воздух вблизи поверхности раздела близок к насыщению, при подъеме в гребне волны он доходит до насыщения, и вдоль всего гребня образуется облачный вал; в долинке воздух опускается и уходит от насыщения, и здесь будет наблюдаться рассеивание облачности. В результате мы имеем характерный вид волнистых облаков — грядами. В этом случае разность плотностей соприкасающихся воздушных масс меньше, чем в случае воды и воздуха, а потому и волны длиннее (порядка сотен метров).

При пробивании этих облаков необходимо учитывать, что они являются границей воздушных слоев с различными скоростями и направлением ветра.

По современным воззрениям причиной образования циклонов (и некоторых антициклонов) является возникновение волн на фронтальных поверхностях.

Фронтальная поверхность является разделом между двумя массами с различными плотностями (более плотным

холодным воздухом и менее плотным теплым). Поэтому на фронтальной поверхности также возникают волны, которые перемещаются в направлении движения менее плотной массы, т. е. в направлении перемещения теплого воздуха. Но так как разность плотностей воздушных масс, разделяемых фронтом, еще меньше, чем в случае инверсий, то длины волн на фронтальной поверхности измеряются уже сотнями километров.

Рис. 88 схематично изображает волнообразный изгиб фронтальной поверхности. (При рассматривании рисунка надо иметь в виду, что на нем угол наклона фронтальной поверхности к поверхности земли сильно увеличен.) На рисунке двойные стрелки показывают направление потока теплого воздуха, пунктирные (одинарные) — потоки холодного воздуха за фронтальной поверхностью. Такая волна, возникнув, начинает перемещаться вдоль фронтальной поверхности в направлении движения более теплого воздуха. При

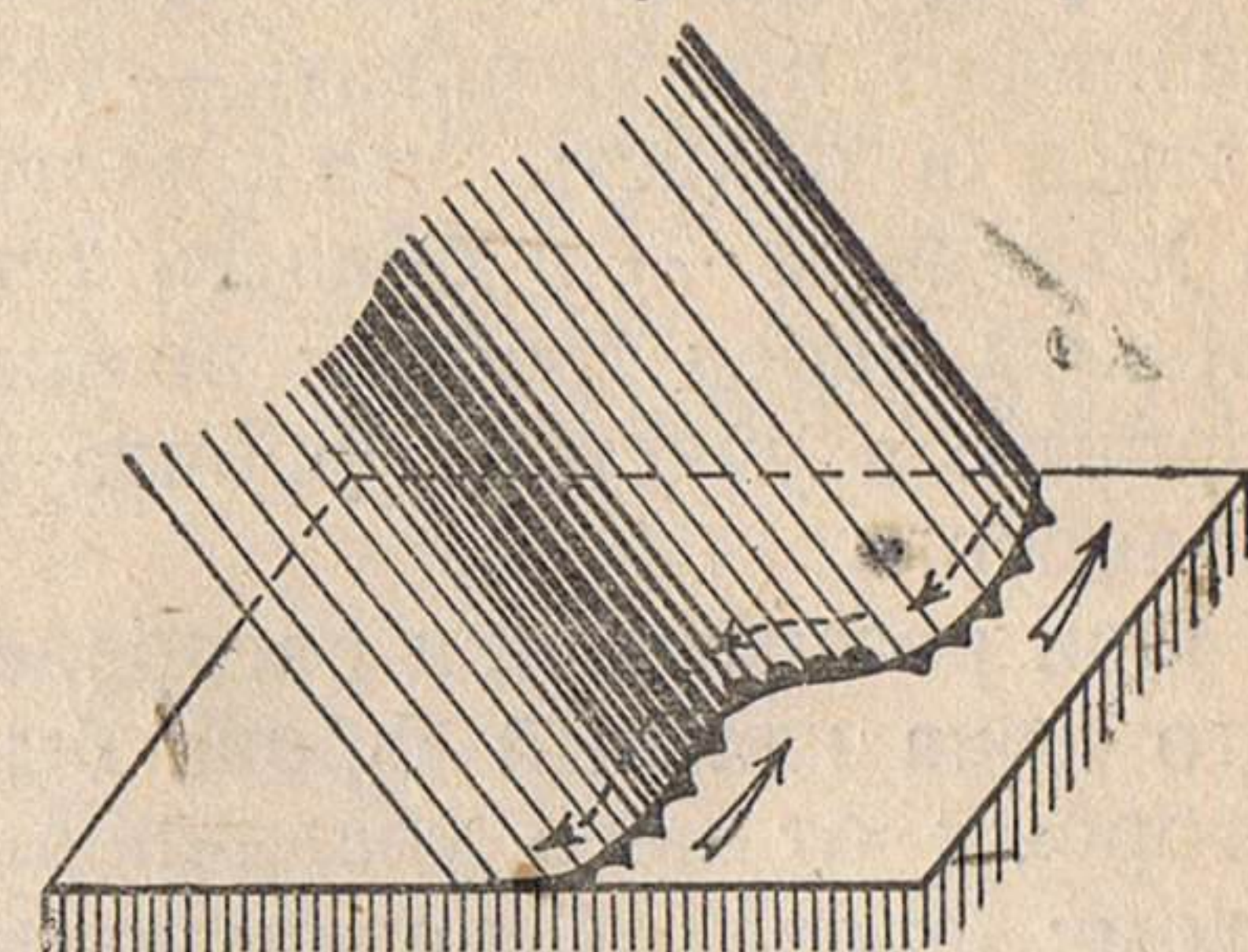


Рис. 88. Волнообразный изгиб фронтальной поверхности

Рис. 89. Последовательные стадии развития циклона из волны на фронте

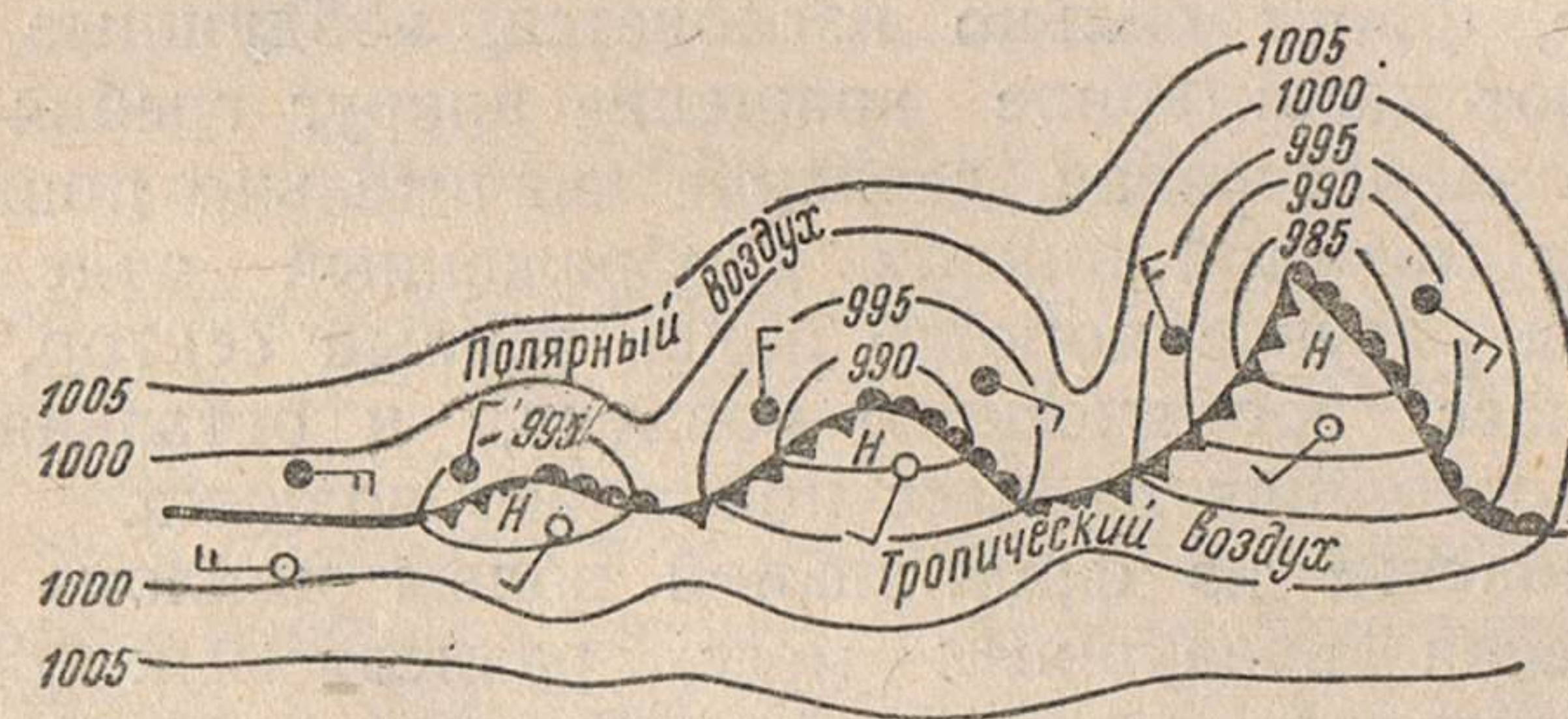


Рис. 89. Последовательные стадии развития циклона из волны на фронте

волнообразном движении фронтальной поверхности линия ее пересечения с поверхностью земли, т. е. линия фронта, тоже будет волнообразно изгибаться. На синоптических картах мы, конечно, видим только этот последний эффект волны на фронте.

Рис. 89 схематически изображает часть синоптической карты с отрезком полярного фронта (см. раздел 40). В левой части рисунка фронт стационарен и воздушные массы

(полярный и тропический воздух) текут параллельно фронту¹. Затем на фронте возникает волна, которая, развиваясь, перемещается вдоль фронта в направлении движения тропического воздуха (на чертеже слева направо).

После возникновения волны потоки теплого и холодного воздуха, текшие до этого параллельно линии фронта, начинают поворачивать — теплый воздух начинает вторгаться в область холодного (в передней части волны), а холодный — в область теплого (в тылу волны). Участок фронта перед гребнем волны принимает характер теплого фронта, а участок фронта в тылу волны — характер холодного.

При рассмотрении распределения давления мы обнаружим, что пока главный фронт был стационарен, давление в обе стороны от него увеличивалось и изобары шли параллельно этому фронту. С возникновением же на фронте волны давление около гребня понижается, и может наметиться даже замкнутая изобара, обрисовывающая собой небольшой центр пониженного давления (изобара 995 на рис. 89).

Обычно бывает, что, если волна на фронте имеет длину меньше 1 000 км, то она пробегает вдоль фронта и затухает, не меняя своей амплитуды. Если же волна имеет большую длину, то она становится неустойчивой. Ее амплитуда начинает увеличиваться, теплый воздух вторгается в область холодного, фронт сильно изгибается, воздушные потоки приобретают характерное вращение вокруг гребня волны против часовой стрелки, давление значительно понижается. Образуется молодой циклон, изображенный отдельно на рис. 90. На рисунке хорошо виден теплый сектор, состоящий из масс тропического воздуха, и остальная часть циклона, состоящая из масс полярного воздуха.

Возникновение из фронтальной волны циклона зависит от равновесия воздушных масс, разделяемых фронтом. Когда воздушные массы устойчивы, они сопротивляются восходящим движениям, развивающимся при переходе волны в вихрь; поэтому и волна обычно быстро затухает. Этим объясняется то, что в холодное время года на арктическом фронте волны не завихриваются: арктический и полярный воздух в это время года бывает очень устойчив.

Наоборот, когда воздушные массы у гребня волны неустойчивы, то волна быстро развивается в циклон.

Таким образом, циклоны — это большие вихри, возни-

кающие на разделах между воздушными массами с различными температурами (и, следовательно, различными плотностями) из волны на этом разделе.

Выше было приведено правило перемещения волны вдоль фронта. Следовательно, циклон всегда перемещается в сторону направления теплого потока. Поскольку же воздушные массы в свободной атмосфере перемещаются вдоль изобар, можно сказать еще, что циклон перемещается в направлении изобар своего теплого сектора, оставляя теплый воздух справа, холодный — слева (рис. 90).

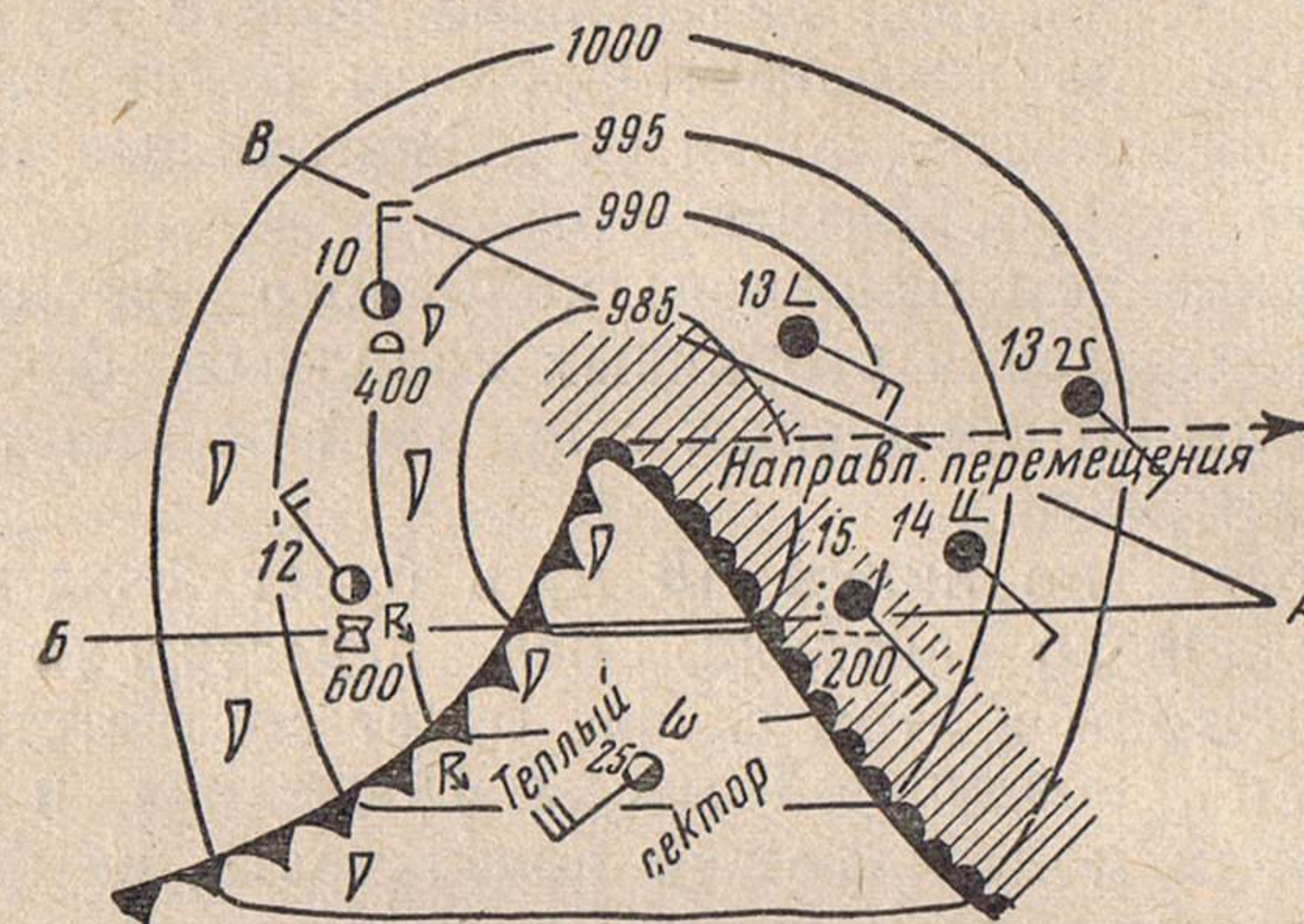


Рис. 90. Схема молодого циклона

Так как нормально тропический воздух в наших широтах расположен к югу от полярного (а полярный — к югу от арктического) и перемещается он обычно с запада на восток, то в подавляющем большинстве случаев и циклоны у нас перемещаются с запада на восток. При ином расположении теплых и холодных воздушных масс по-иному располагается полярный (или арктический) фронт, меняется направление потока теплых масс и соответственно меняется направление движения циклонов: с юга на север, с севера на юг, а иногда и с востока на запад.

Ранее говорилось, что в циклоне обычно бывает пасмурная погода с осадками. Теперь можно сказать, что в циклоне осадки идут не везде, а только в определенных его частях, причем характер этих осадков в различных частях различен.

Так, при перелете из точки А в точку В (рис. 90) мы вначале будем иметь все признаки приближения теплого

¹ Стационарный фронт чертится жирной черной линией или двухцветной красно-синей.

фронта, т. е. перистослоистую облачность, переходящую в высокослоистую. Далее путь будет лежать в зоне обложных осадков теплого фронта из низкой слоистодождевой и разорванодождевой облачности. После перелета теплого фронта мы попадем в теплый сектор, и здесь погода будет зависеть от свойств воздушных масс, его составляющих.

Перед холодным фронтом встретятся перистокучевые или высококучевые облака; при пересечении холодного фронта — облака кучеводождевые, ливневые осадки со шквалами и грозами. В случае холодного фронта первого рода позади него будет находиться полоса обложных осадков. Если же самолет встретит $X\phi$ второго рода, то позади него появятся прояснения. При дальнейшем полете внутри полярного воздуха за холодным фронтом будет наблюдаться улучшение видимости, появятся значительные прояснения и отдельные кучевообразные облака.

За прохождением основного холодного фронта можно ожидать прохождения вторичных холодных фронтов, характер погоды которых схож с погодой основного фронта, но слабее выражен.

При перелете по линии АВ путь будет лежать целиком внутри полярного воздуха, без пересечения фронтов. Состояние погоды в этом случае будет соответствовать погоде внутри воздушной массы. Последняя, в зависимости от свойств подстилающей поверхности, ее физических свойств, времени года и суток, может быть как устойчивой, так и неустойчивой.

В данном случае (рис. 90) в начале пути встретится перистослоистая и высокослоистая облачность, которая влево от пути будет плотнее и ниже; возле центра циклона возможны осадки (близость фронта) и после пролета фронта повышение облачности, переход ее в кучевообразные формы и прояснения.

Вот так примерно производится оценка предстоящей погоды по пути предполагаемого перелета.

Учитывая скорость и направление полета, скорость и направление перемещения самого циклона (или другой барической системы), перемещение фронтов, рассчитывают, внутри каких воздушных масс, вблизи каких или через какие фронты будет происходить перелет. Зная из синоптической карты условия погоды как внутри воздушных масс, так и на фронтах, представляют себе заранее, на каком участке пути какая будет погода.

Таким же способом, учитывая, путем сравнения последовательных карт, только смещение воздушных масс и разде-

лов между ними, делают предположение о предстоящих изменениях погоды в одном пункте или районе.

Обратимся к карте за 23/II 1934 г. (см. приложения) и рассмотрим на ней расположение воздушных масс и фронтов. Мы видим, что Украина, центральные районы европейской части Союза заняты массами сравнительно холодного континентального полярного воздуха ($кПВ$) с температурами от -5 до -15° (местами ниже) и что эти массы под влиянием распределения давления текут в общем с юга на север. Над Балтийским морем, над Прибалтийскими странами, над Польшей наблюдается западный поток масс морского полярного воздуха ($мПВ$), с температурами в среднем от $+3$ до $+5^\circ$. Фронт, разделяющий эти две массы, имеет характер теплого, так как наступающим воздухом является более теплый $мПВ$. На карте хорошо выражена зона обложных осадков впереди линии фронта (заштриховано). Над Скандинавией, по западной периферии циклона, с севера поступают массы более холодного морского арктического воздуха ($мАВ$), поэтому фронт, отделяющий их от масс $мПВ$, имеет характер холодного фронта (анализ упрощен).

Предположим, что мы совершаем в этот день полет из Горького в Минск (через Москву). Рассмотрим состояние погоды по этому маршруту в 7 часов 23/II 1934 г. В Горьком наблюдается слоистая облачность высотой до 600 м (это, повидимому, инверсионная и не мощная облачность), ветер северный, до 3 баллов. По пути от Горького до Москвы на карте станций не указано, но так как этот маршрут пересекает ось гребня (см. раздел 30), мы можем предположить, что между Горьким и Москвой облачность значительно уменьшится. Подтверждение этого можно видеть в показаниях станций, лежащих южнее маршрута. К Москве ветер переходит на юго-западное направление, и появляется тонкая высокослоистая облачность. Барометрическая тенденция показывает значительное падение давления. Все это является признаком приближения теплого фронта. На участке между Москвой и Минском мы должны будем встретить постепенно понижающуюся облачность и пересечь зону обложных осадков в виде снега, переходящего ближе к линии фронта в дождь ($мПВ$ имеет положительные температуры). В данном случае возможно образование тяжелых форм обледенения.

Предположим теперь, что нам надо лететь дальше из Минска на север Скандинавского полуострова. Маршрут от Минска до линии холодного фронта протекает в массах $мПВ$, в которых наблюдаются низкие слоистые облака

с просветами. При пересечении холодного фронта придется встретиться с ливневыми осадками и более мощной облачностью кучеводождевого характера. После холодного фронта полет будет протекать в массах МАВ, погода в которых будет характеризоваться отдельными кратковременными снежными шквалами, чередующимися с периодами значительных прояснений. Это видно из значков станций в Скандинавии: большинство из них отмечает небольшую облачность, но в прошедшей погоде (W) показываются ливневые осадки.

Разобранная нами погода наблюдалась бы в таком виде, если бы ни воздушные массы, ни фронты и ни барические системы не перемещались. В действительности, при решении вопроса о погоде при вылете, конечно, придется учитывать все перемещения, которые произойдут за время совершения полета. Перемещения фронтов и воздушных масс могут быть иногда довольно быстрыми. Так, например, на карте за следующий день (24/II) мы видим, что теплый фронт продвинулся до линии Сталинград — Азовское море; холодный фронт с Финляндии сместился на линию Саратов — Киев. Морской полярный воздух (МПВ) переместился на Украину и Донбасс, вызвав здесь потепление до 1—2°, тогда как вчера здесь наблюдались температуры до —12—17°.

Определив скорость перемещения барических систем, воздушных масс и фронтов, уже нетрудно рассчитать, где произойдет встреча с тем или иным фронтом, определить время пролета через ту или иную воздушную массу, а отсюда уже и составить себе более точное представление о характере погоды по маршруту полета.

На примере карт 23—24/II 1934 г. хорошо подтверждается правило перемещения циклонов. На карте за 23/II мы видим, что изобары теплого сектора финляндского циклона направлены с северо-запада на юго-восток, и циклон, действительно, к 24/II переместился в юго-восточном направлении.

44. ОККЛЮЗИЯ ЦИКЛОНА

Циклон с хорошо выраженным теплым сектором (рис. 90) существует в таком виде недолго (обычно не более 24 часов).

Мы видели, что циркуляция воздушных масс в циклоне происходит против часовой стрелки, следовательно, в этом же направлении перемещаются и фронты. Но холодный фронт перемещается быстрее теплого и, постепенно догоняя его, как бы смыкается с ним. При этом холодные массы

воздуха, двигавшиеся за холодным фронтом (догоняющий холодный воздух), входят в соприкосновение с холодными массами воздуха, имевшимися перед теплым фронтом (догоняемый холодный воздух); теплый же воздух теплого сектора оказывается вытесненным вверх. Смыкание холодного фронта с теплым происходит постепенно, начиная с частей, лежащих вблизи центра циклона. Рис. 91 показывает постепенные стадии смыкания фронтов. Таким образом, теплый сектор, постепенно сужаясь, начиная от центра, оказывается в конце концов как бы отжатым из области циклона, и остатки его можно наблюдать уже вне циклона (рис. 92).

Процесс смыкания холодного и теплого фронтов и вытеснения вверх теплого воздуха, находившегося между ними, называется окклюзией¹.

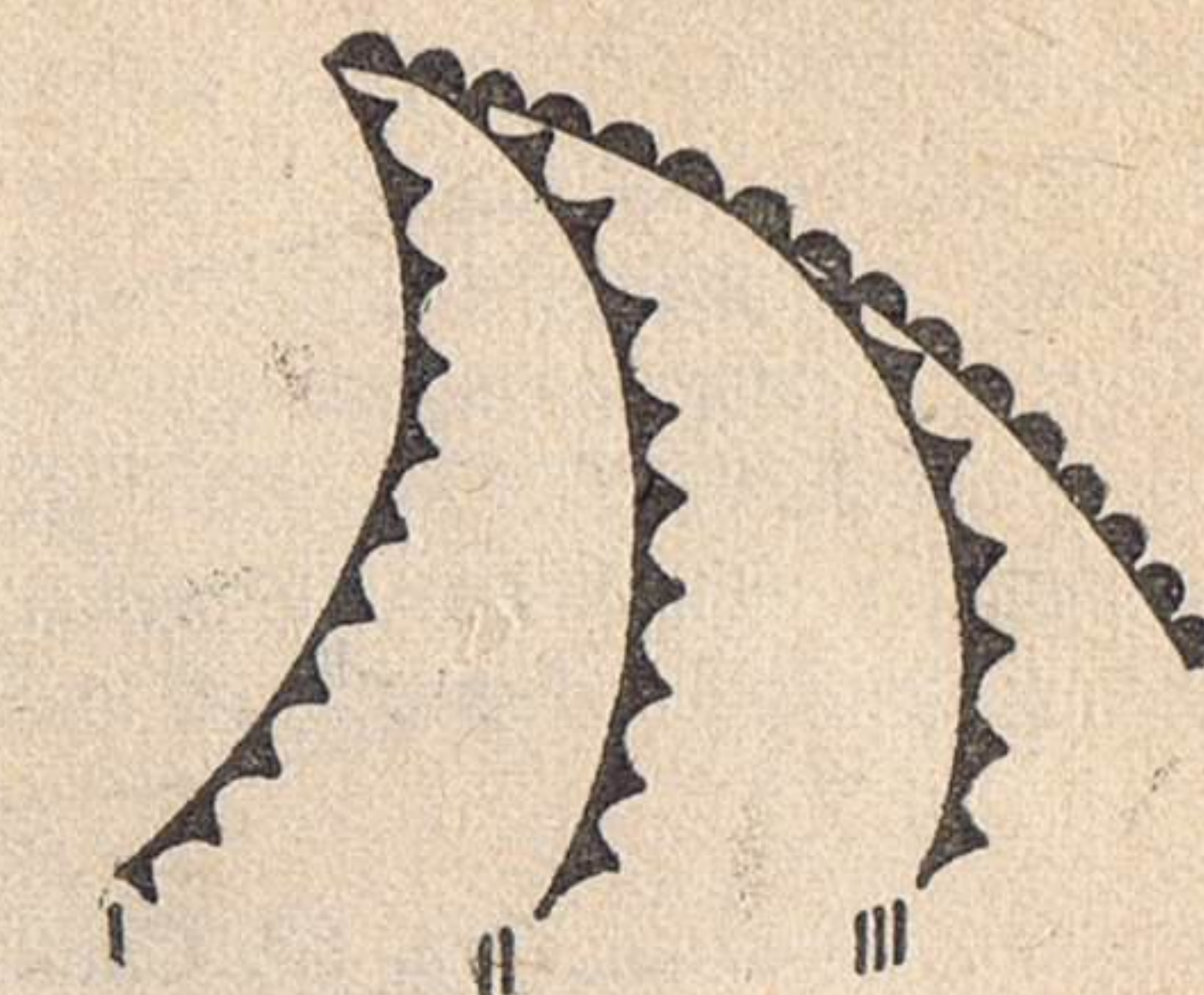


Рис. 91. Последовательные стадии смыкания холодного и теплого фронтов

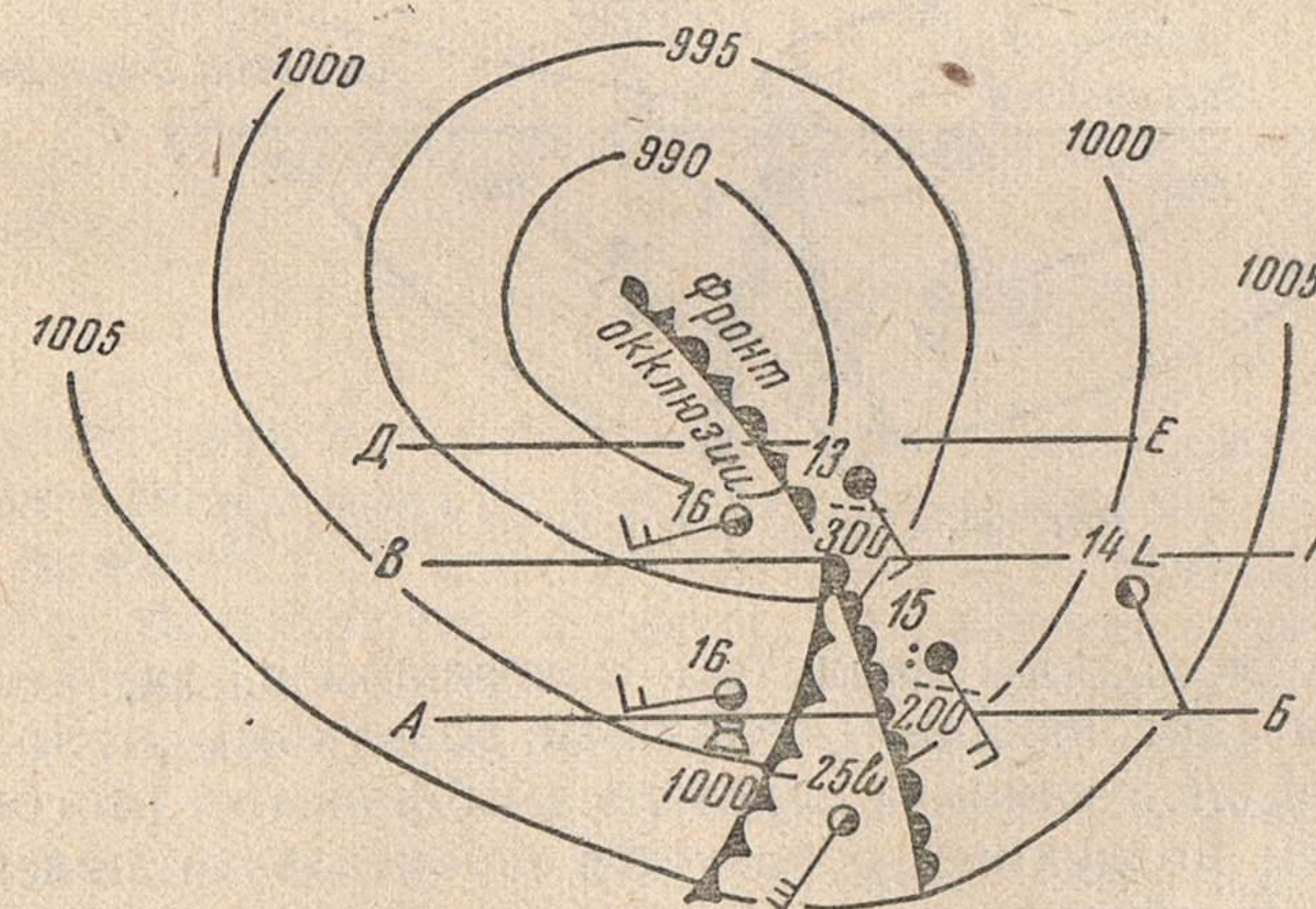


Рис. 92. Окклюзия циклона

Фронт, образующийся в результате смыкания холодного и теплого фронтов, называется фронтом окклюзии (или, иногда, просто окклюзией).

На рис. 92 картина показана так, как она выглядит на

¹ Окклюзия—латинское слово, означающее замыкание, смыкание.

синоптической карте, т. е. в плане. Рассмотрим теперь положение фронтальных поверхностей в пространстве. Для этого сделаем вертикальные разрезы по линиям АБ (до смыкания фронтов), ВГ (через точку смыкания) и ДЕ (после смыкания) (см. соответственно рис. 93, 94 и 95)¹.

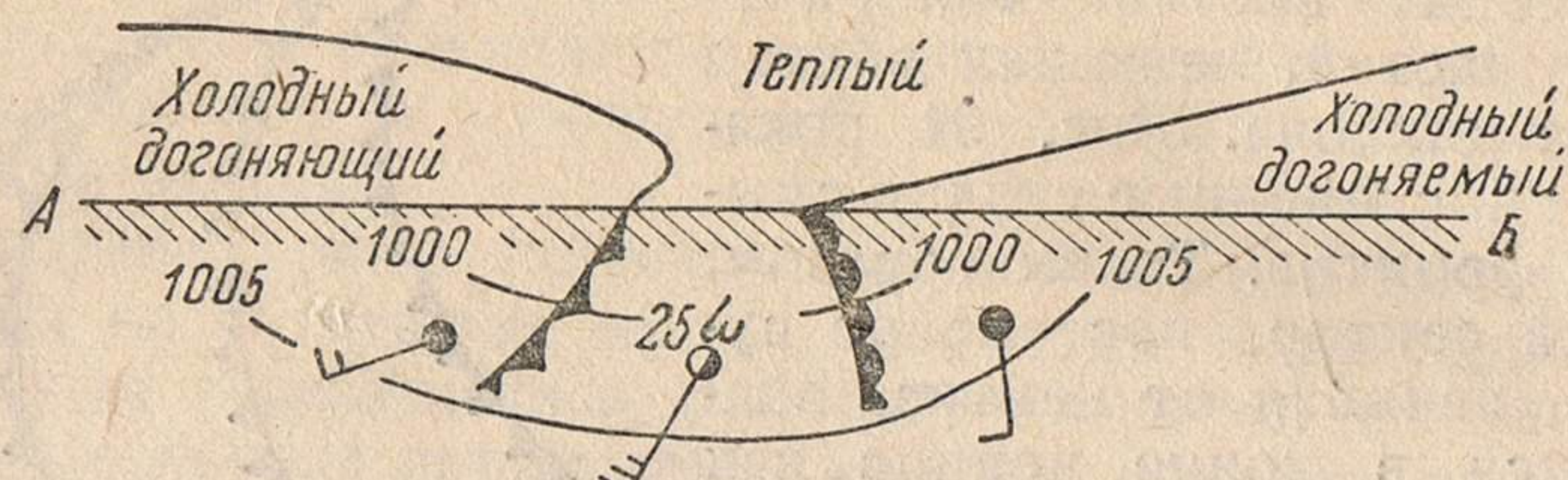


Рис. 93. Схема разреза по линии АБ

После окклюзии теплый воздух теплого сектора оказывается оторванным от земли и лежащим как бы в желобе, составленном поверхностями разделов теплого воздуха с сомкнувшимися массами холодного воздуха (рис. 95).

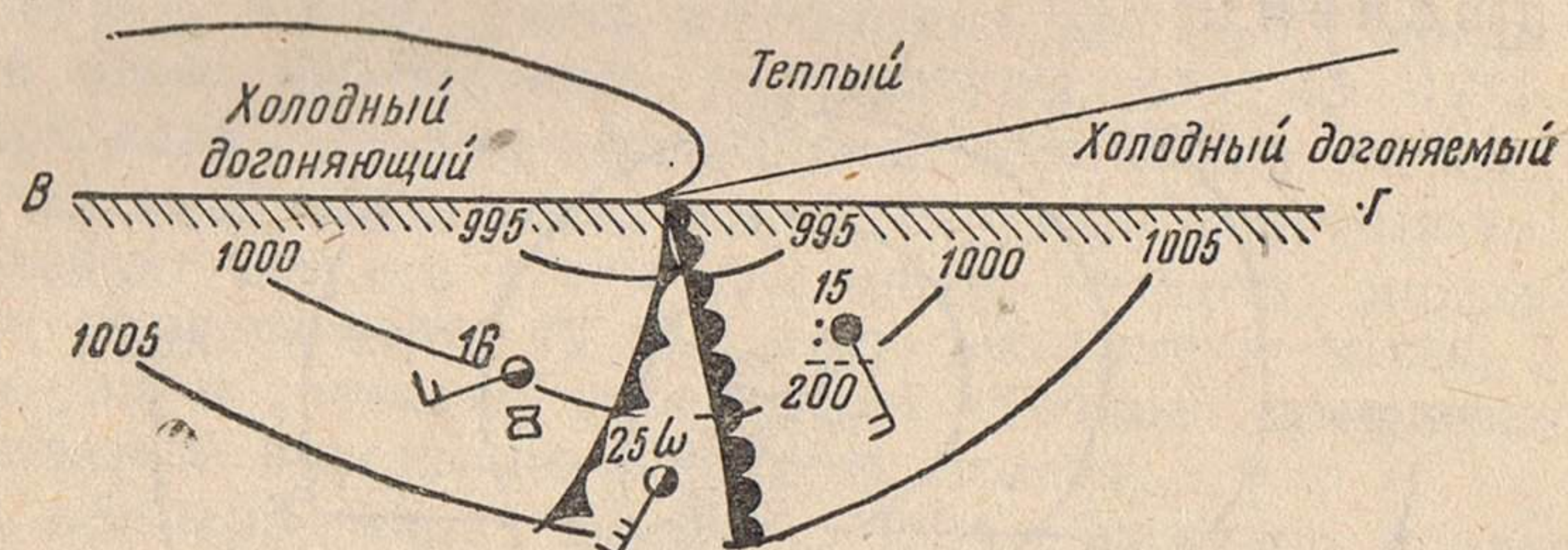


Рис. 94. Схема разреза по линии ВГ

Между холодным воздухом, двигавшимся за холодным фронтом (догоняющим холодным воздухом), и холодным воздухом, двигавшимся перед теплым фронтом (догоняемым холодным воздухом), образуется фронтальная поверхность (на рис. 95 обозначена двойной линией). Линия пересечения ее с поверхностью земли называется нижним фронтом окклюзии; верхний край этой вновь образовавшейся фронтальной поверхности совпадает с килем того «желоба», в котором лежит вытесненный вверх теплый воздух. Эта линия (киль) называется верхним фронтом окклюзии.

¹ Часть рисунка ниже линии разреза представляет собой план.

Если нижний фронт окклюзии на синоптических картах легко обнаруживается по разности температур разделяемых им холодных масс воздуха, то верхний фронт окклюзии обычно трудно различим на картах.

По поводу погоды фронта окклюзии можно сказать следующее: фронт окклюзии образуется в результате смыкания теплого фронта с догоняющим его холодным фронтом; поэтому и погода фронта окклюзии есть результат смыкания облика погоды теплого фронта с обликом погоды холодного фронта. К облачной системе и обложным осадкам теплого фронта здесь вплотную примыкают облачная система и ливневые осадки холодного фронта. Так как теп-

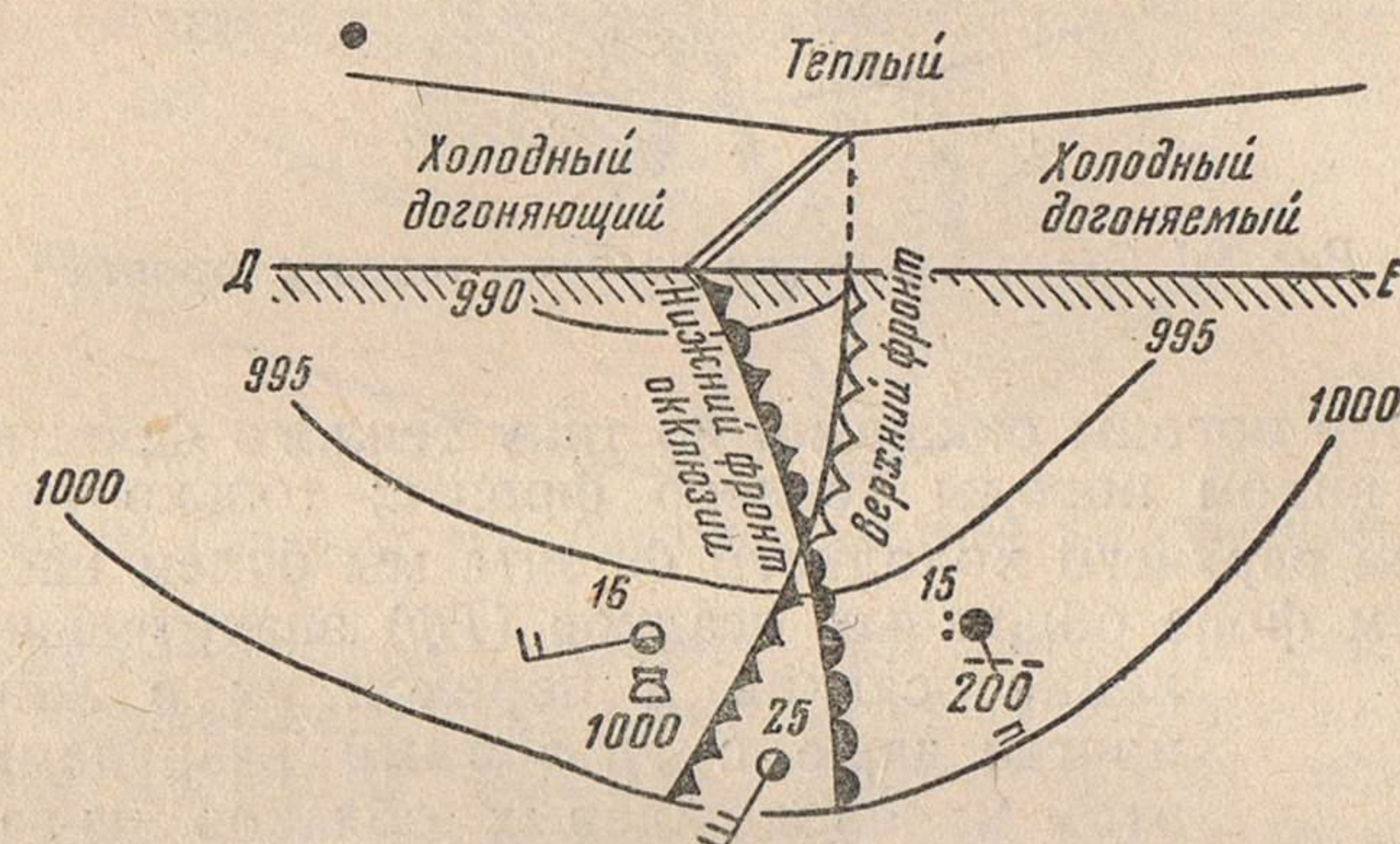


Рис. 95. Схема разреза по линии ДЕ

лый фронт является догоняемым и идет впереди, то и признаками приближения всякого фронта окклюзии будут признаки приближения теплого фронта, т. е. впереди фронта окклюзии надвигаются перистые, перистослоистые облака, переходящие в высокостроистые и слоистодождевые.

При смыкании догоняющего холодного воздуха с догоняемым (холодным же) могут иметь место три случая.

Первый случай. Догоняющий холодный воздух может оказаться теплее, чем догоняемый. В этом случае он, продолжая вытеснять перед собой теплый воздух вверх, сам начнет подниматься за ним по клину более холодного догоняемого воздуха (рис. 96). Такая окклюзия называется окклюзией по типу теплого фронта. Нижний ее фронт будет иметь характер теплого фронта, а верхний фронт — характер холодного фронта.

На синоптических картах эти фронты обозначаются, как показано на рис. 96. Если же верхний фронт на карте не-

различим, окклюзия по типу теплого фронта обозначается, как показано на рис. 97, цветами: нижний теплый фронт окклюзии — тонкой красной линией, верхний холодный — тонким синим пунктиром.

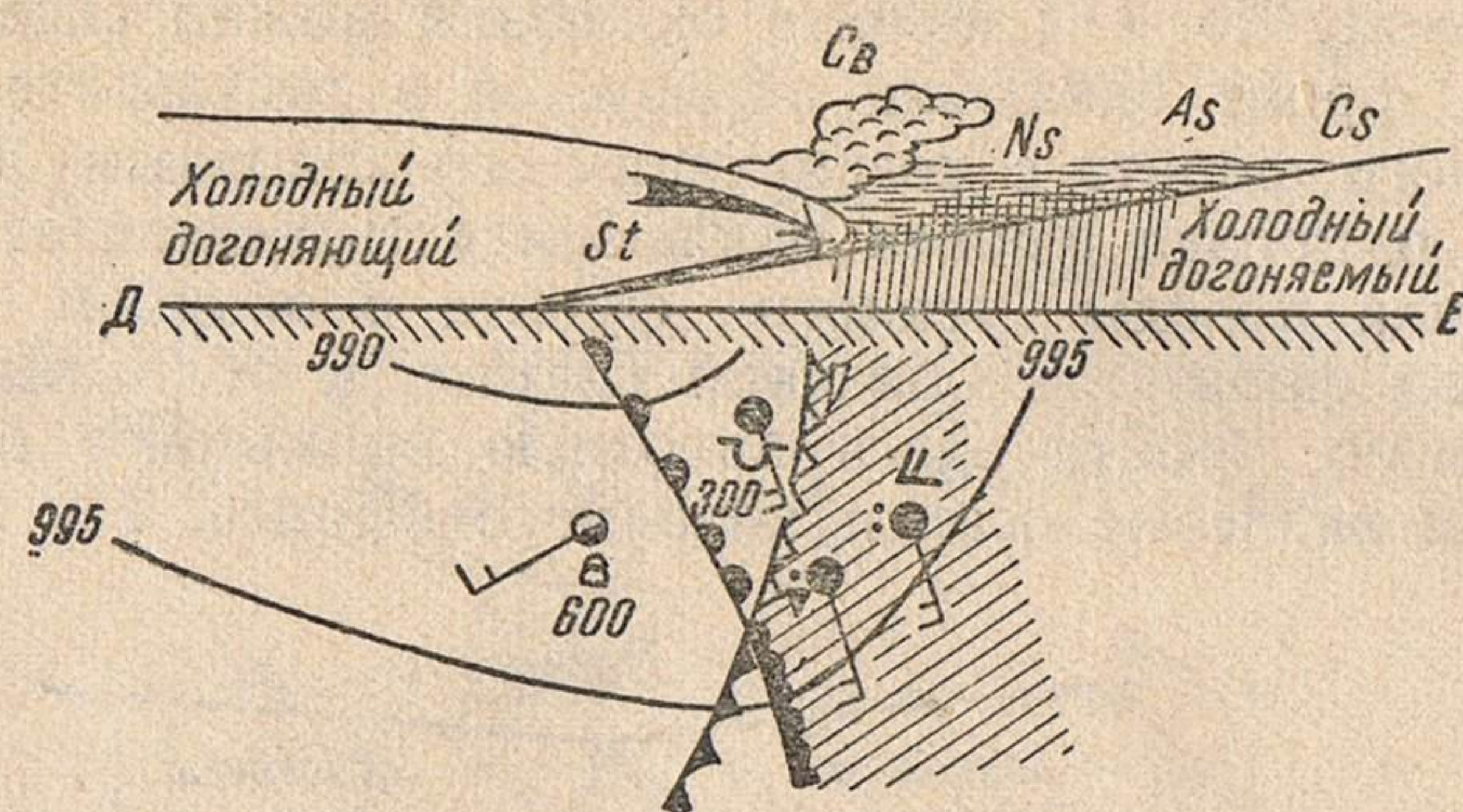


Рис. 96. Схема окклюзии по типу теплого фронта

Характер погоды окклюзии по типу теплого фронта будет схож с видом погоды теплого фронта; только при прохождении верхнего холодного фронта мы будем наблюдать на общем фоне обложных осадков (Тф) значительное усиление осадков и переход их в ливневые, иногда даже с грозовыми разрядами. При этом кучеводождевых облаков из-за слоистодождевых облаков теплого фронта не видно, и прохождение верхнего фронта можно бывает определить лишь по усилению осадков.



Рис. 97. Фронт окклюзии по типу Тф

Между верхним и нижним фронтами, вдоль поверхности раздела, по которой догоняющий холодный воздух натекает на клин более холодного догоняемого, образуется обычно покров слоистых или слоистокучевых облаков с выпадением мороси, нижний же слой облачной системы теплого фронта «разъедается».

Пока процесс окклюзии еще не зашел далеко и верхний холодный фронт окклюзии не успел подняться высоко, вдоль него еще сохраняются кучеводождевые облака. В этом месте обложные осадки переходят в ливневые. После же того, как верхний холодный фронт поднимется до высоты более 3 км, осадки из остатков облачной системы теплого фронта перестают достигать поверхности земли. Когда верхний холодный фронт достигает высоты 5—6 км, от

первоначальной системы облаков и осадков теплого фронта остаются почти одни перистые облака.

Второй случай. Догоняющий холодный воздух может оказаться холоднее, чем догоняемый. В этом случае, продолжая вытеснять теплый воздух вверх, он начнет подтекать также и под менее холодный догоняемый воздух и также вытеснять его вверх. Такая окклюзия называется окклюзией по типу холодного фронта. Нижний ее фронт будет иметь характер холодного фронта,

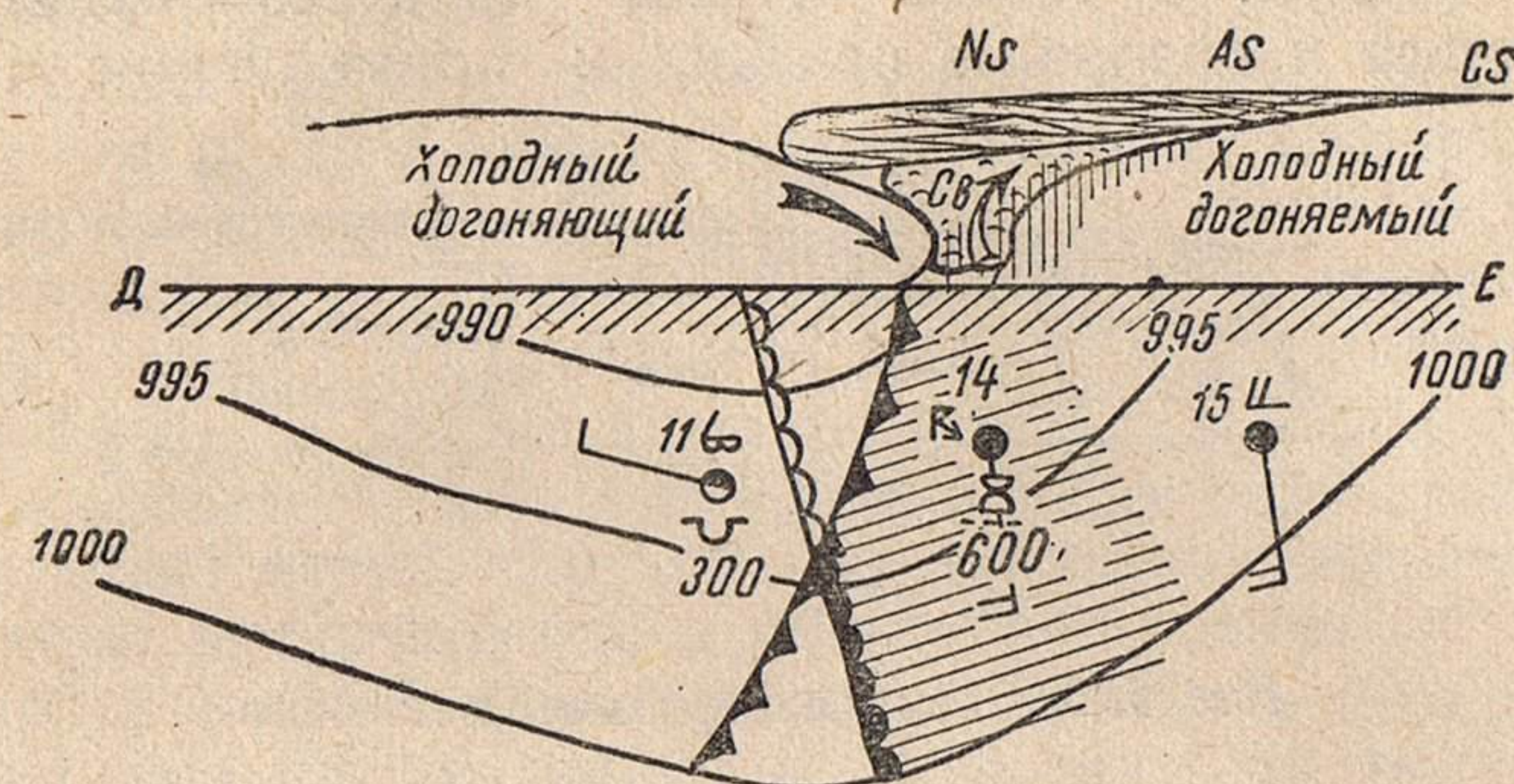


Рис. 98. Схема фронта окклюзии по типу холодного фронта

а верхний — характер теплого (рис. 98). На рисунке показано обозначение этих фронтов на синоптических картах. В случае же, когда верхний теплый фронт неразличим, фронт окклюзии обозначается так, как показано на рис. 99, цветами: нижний холодный фронт тонкой синей линией, верхний теплый — красным пунктиром. Обычно верхний теплый фронт на синоптических картах не различается.

Признаки приближения окклюзии по типу холодного фронта, как мы видели выше, те же, что и признаки приближения теплого фронта. Отличие же погоды окклюзии этого типа от погоды окклюзии типа теплого фронта заключается в том, что холодный фронт является фронтом нижним. Поэтому вдоль этого нижнего фронта мы будем видеть вал кучеводождевых облаков, ливневые осадки в этом случае выражаются ярче и прохождение окклюзии типа холодного фронта бывает очень похоже на прохождение обычного холодного фронта.

Третий случай. Догоняющий и догоняемый холодный воздух будет иметь одинаковую температуру и плотность. В этом случае обе массы холодного

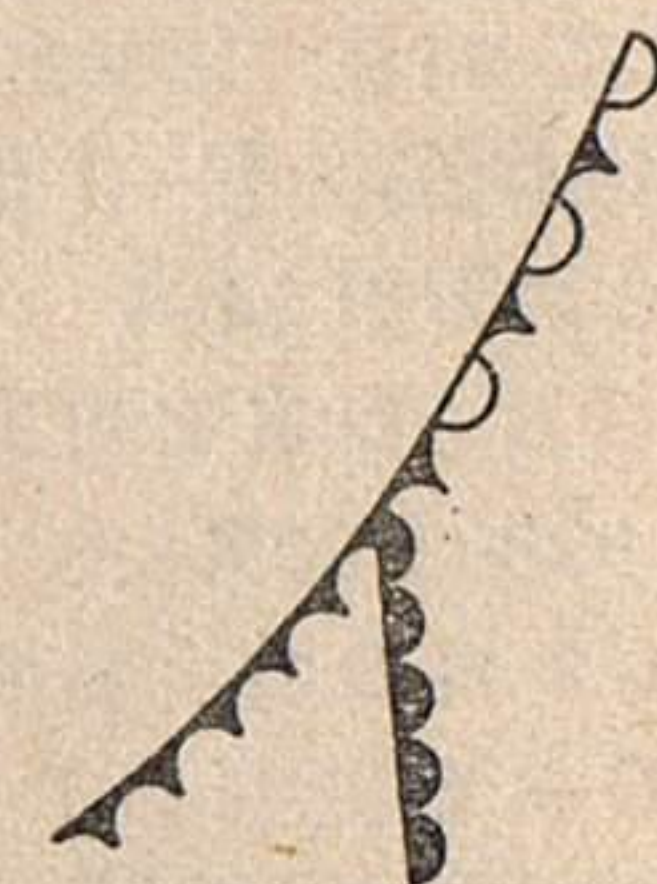


Рис. 99. Фронт окклюзии по типу Хф

воздуха, слившись, будут продолжать вытеснять теплый воздух вверх. Поверхность раздела между слившимися холодными массами, а следовательно, и нижний фронт, не будут различимы. Верхний фронт, когда он бывает различим, обозначается на картах, как показано на рис. 100, или фиолетовым пунктиром. Такая окклюзия называется нейтральной.

Характер погоды на ней зависит от того, как далеко зашел процесс окклюзии, т. е. как высоко уже вытеснен вверх теплый воздух. В самом начале процесса будут еще наблюдаться и обложные осадки, и примкнувшие к ним

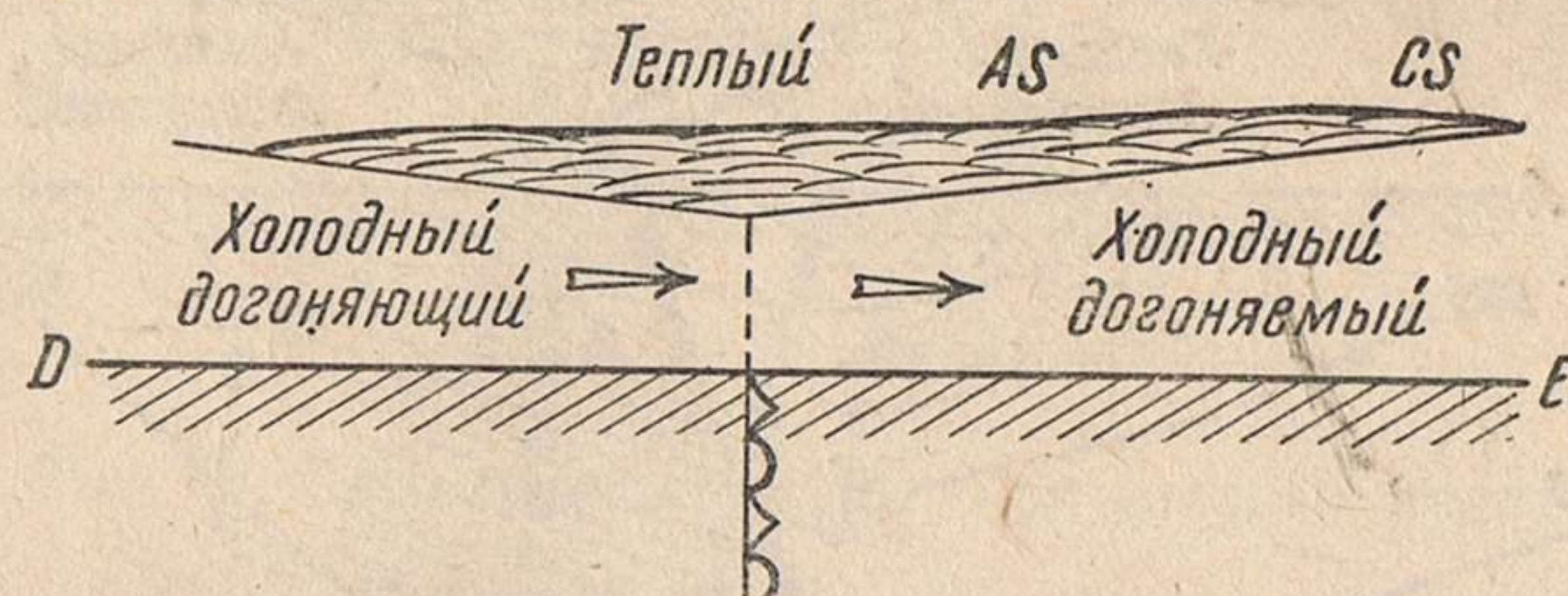


Рис. 100. Схема нейтральной окклюзии

ливневые. В дальнейшем же, по мере подъема теплого воздуха, облачность будет приобретать формы среднего и верхнего ярусов (высокослоистые, высококучевые, перистые), и осадки будут прекращаться.

В том случае, когда характер окклюзии неясен и неинтересен, но нижний фронт ее различим, он обозначается так, как это показано на рис. 92, или сплошной фиолетовой линией. В практике это наиболее употребительный способ обозначения всех фронтов окклюзий.

Из всех видов окклюзий наиболее опасной для летной работы является окклюзия по типу холодного фронта, так как прохождение ее нижнего холодного фронта почти ничем не отличается от прохождения обычного холодного фронта. Необходимо учесть, что при полете через фронт окклюзии (любого типа) пробивание облачности в передней части фронта является делом рискованным. Пробивая высокослоистые или слоистодождевые облака передней (прифронтовой) части окклюзии, самолет может незаметно для экипажа войти в кучеводождевую облачность верхнего (или нижнего) холодного фронта.

Большинство циклонов, проходящих над Средней и Восточной Европой, обычно с запада, находится в различных

стадиях окклюзии, и большинство фронтов, поступающих на европейскую территорию Союза с запада, являются фронтами окклюзии. При этом догоняемым холодным воздухом обычно является континентальный полярный воздух, догоняющим — морской полярный, а вытесняемым вверх — тропический воздух. Так как летом морской полярный воздух холоднее континентального полярного, эти фронты окклюзии летом имеют характер холодных. Зимой же они, наоборот, имеют характер теплых фронтов, потому что зимой мПВ теплее кПВ.

В то время когда в циклоне теплый воздух вытесняется вверх и его место в нижних слоях замещает холодный воздух, потенциальная энергия всей системы переходит в кинетическую (см. раздел 42). За счет этой кинетической энергии и живет циклон: в нем дуют сильные ветры, понижается давление, циклон быстро перемещается. После процесса окклюзии, т. е. когда прекращается вытеснение теплого воздуха вверх, переход потенциальной энергии в кинетическую прекращается, и циклон постепенно затухает.

На карте за 24/II (см. приложения) видно, что циклон, сместившийся из Финляндии к Горькому, уже значительно окклюдировался, и вершина его теплого сектора оттеснена от центра циклона. Фронт окклюзии начинается вблизи Саратова. В данном случае окклюзия произошла по типу теплого фронта, так как догоняющий воздух (мАВ) имеет температуру от -4 до -8° , а догоняемый (кПВ) имеет температуру от -10 до -15° . Верхний холодный фронт на этой карте определить нельзя.

Можно отметить также, что после окклюзии давление в центре циклона начало повышаться (было 970, стало 980). Это говорит о том, что циклон начал заполняться.

45. РЕГЕНЕРАЦИЯ ЦИКЛОНА

Затухание циклона наблюдается не всегда. Часто бывает так, что после окклюзии участок окклюдированного фронта, близкий к центру циклона, отстает от последнего при его перемещении, попадает в поток ветров на периферии и изгибается, как показано на рис. 101. Образуется так называемый ложный теплый сектор. Его составляет масса полярного (или другого холодного) воздуха, которая по циркуляции циклона спустилась к югу, несколько прогрелась и возвращается (на рисунке к северо-востоку). По отношению к более свежим и более холодным массам полярного воздуха этот возвращающийся воздух играет роль теплого. Разделяющие эти воздушные массы участки загнутого фронта окклюзии принимают значение теплого и холодного фронтов. Теплый воздух ложного теплого сектора начинает вытесняться вверх. Вновь начинается опускание центра тяжести системы, и циклон получает новый запас энергии, не

дающей ему затухнуть. Это явление называется регенерацией (возрождением). Вновь холодный фронт догоняет теплый и смыкается с ним. Происходит вторичная окклюзия. Этот вторичный фронт окклюзии может вновь загнуться, и так картина образования ложного теплого сектора и окклюзии может повторяться несколько раз.

Пример загнутой окклюзии можно видеть на картах за 24/II и 25/II 1934 г. (см. приложения) у циклона в районе Волги и Урала.

Иногда бывает, что затухающий циклон при своем перемещении подойдет к массам более теплого или более холодного воздуха, втянет их в свою циркуляцию и, вновь получив, таким образом, обостре-

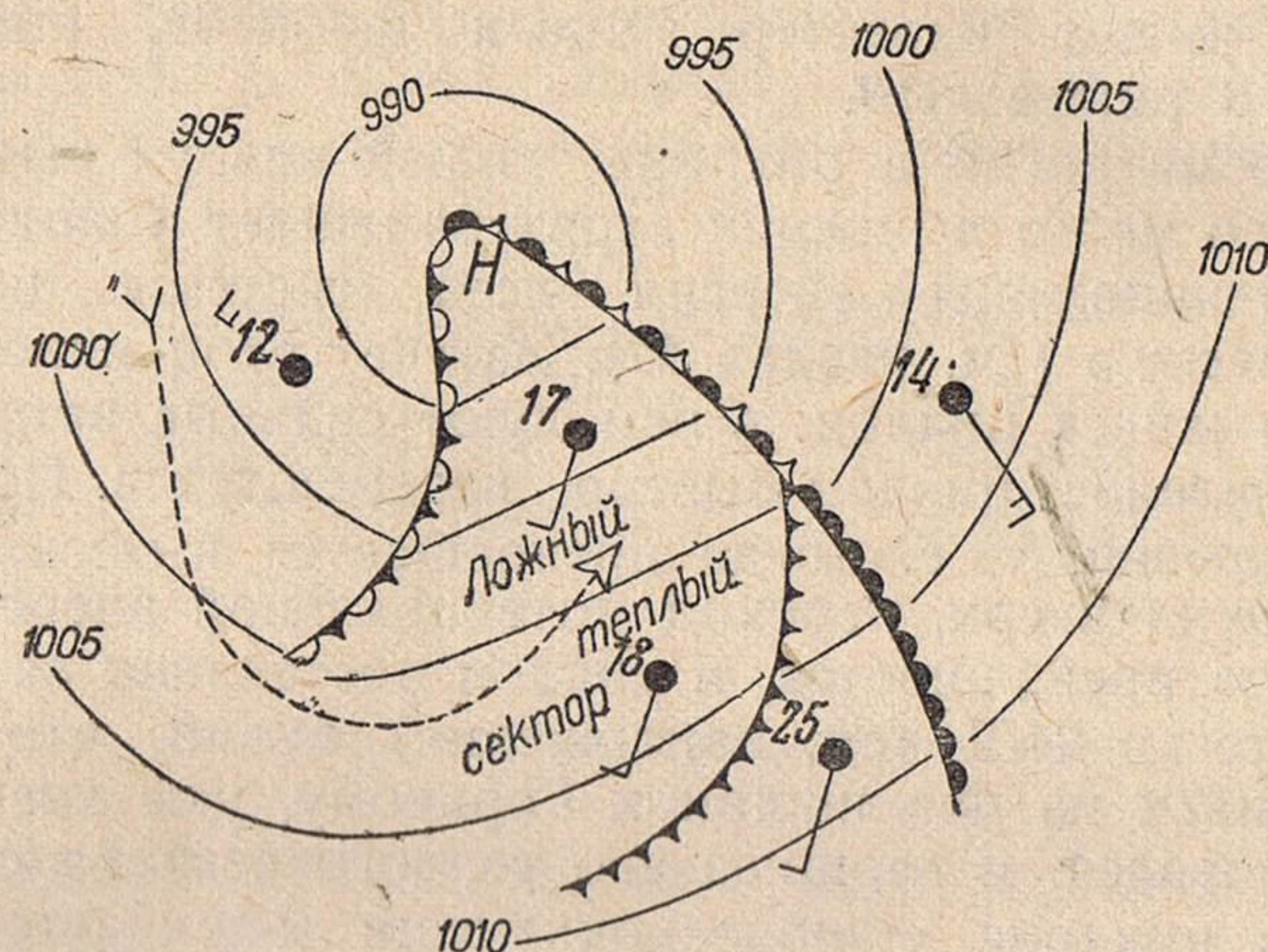


Рис. 101. Циклон с ложным теплым сектором

ние температурных разностей в нижних слоях, начинает оживать и даже может углубиться.

После окклюзии и затухания циклона вытесненные вверх теплые массы воздуха остаются в верхних слоях. Поверхности раздела теплого и холодного фронтов, образовавшие подобие желоба, в котором лежал теплый воздух (см. рис. 95), постепенно выравниваются в горизонтальную поверхность, которая будет называться уже просто поверхностью инверсии. Облачные массы, образовавшиеся в свое время на теплом и холодном фронтах, после окклюзии растекаются вдоль инверсии и принимают волнистое строение. Если инверсия расположена высоко, то облака будут иметь вид высококучевых; при более низком расположении инверсии облака примут вид слоистокучевых.

С течением времени фронты окклюзии делают все менее четкими, все более размытыми, на картах отыскиваются с трудом и только путем прослеживания их положений и перемещений по предыдущим картам.

46. СВЯЗЬ ФРОНТОВ С БАРИЧЕСКИМИ СИСТЕМАМИ

Резкость фронта зависит от направления движения воздушных масс, разделяемых фронтом. Чем резче контраст температур между воздушными массами, тем резче выражен между ними фронт. Такое положение будет создаваться, когда начнут сближаться отдельные части воздушных масс,

обладающие резко различными температурами. Мы видели в разделе 30, что наиболее резко сходимость воздушных масс выражена вдоль оси барической ложбины. Поэтому достаточно резкий фронт всегда совпадает с осью ложбины. Теперь мы можем сказать, что погода ложбины — это погода фронта, и характер этой погоды зависит от характера фронта, проходящего вдоль оси ложбины¹.

В седловине возникновение и обострение фронта осуществляется вдоль линии (оси) сходимости (см. рис. 68). Вдоль другой оси, где воздушные массы расходятся, фронт не образуется.

При определении погоды в седловине необходимо отдельно рассмотреть ее участки, способствующие фронтообразованию (фронтогенезу), и участки, способствующие размытию фронта (фронтотизу).

В антициклонах и гребнях повышенного давления воздушные массы растекаются. В силу этого и фронты в этих барических системах вновь не образуются, а попадающие в них уже существующие фронты размываются. Поэтому погода в антициклоне и гребне является только погодой внутри воздушной массы, т. е. зависит от свойств масс, составляющих антициклон.

В разделе 40 мы видели, что фронт бывает стационарным, когда разделяемые им воздушные массы текут вдоль него (параллельно фронту). В разделе 29 мы видели, что в свободной атмосфере, начиная с высоты 500 м, воздушные массы текут параллельно изобарам. Следовательно, фронт, параллельный изобарам, будет стационарным.

Фронт перемещается, когда он проходит под углом к направлению воздушных потоков. Наиболее быстрым перемещение фронта будет тогда, когда он пересекает изобары под прямым углом. В этом случае его скорость приблизительно равна скорости ветра в холодном воздухе на высоте 500—1000 м. В случае, когда фронт пересекает изобары не под прямым углом, его скорость приблизительно равна слагающей скорости ветра в холодном воздухе на высоте 500—1000 м, нормальной (перпендикулярной) фронту.

В разделе 29 мы видели, что чем гуще изобары, тем сильнее ветер; следовательно, чем больше изобар пересекает фронт, тем он движется быстрее, и наоборот.

¹ Частные, или вторичные, циклоны, образующиеся в ложбинах, являются волновыми возмущениями на этом фронте — см. раздел 42.

ГЛАВА ДЕВЯТАЯ

АНАЛИЗ КАРТЫ И ПРОГНОЗ ПОГОДЫ

47. ОБРАБОТКА СИНОПТИЧЕСКОЙ КАРТЫ

После нанесения метеорологических сводок на синоптическую карту, последнюю «поднимают», т. е. выделяют на ней характерные явления, помогающие судить о расположении воздушных масс. Так, например, районы, занятые устойчивыми воздушными массами, будут характеризоваться наличием в них туманов, низких слоистых облаков, моросей; в районах, занятых неустойчивыми воздушными массами, наблюдаются кучевые и грозовые облака, ливневые осадки; зоны обложных осадков свидетельствуют о близости фронтов.

Все карты можно разделить на бюллетени, размножаемые литографским или другим способом и делаемые одним цветом, и на рабочие карты, делаемые в 1—2 экземплярах и раскрашиваемые обычно цветными карандашами.

Как обозначать на картах барические системы и фронты, было указано на рисунках в соответствующем месте.

Таблица на рис. 102 показывает, как выделяются на картах районы с характерными явлениями.

На рабочих картах области, занятые арктическим воздухом, затушевываются синим цветом, области, занятые тропическим воздухом, — красным. Области, занятые полярным (переходным) воздухом, остаются незакрашенными. Кроме того, географическое происхождение воздушной массы указывается или полной надписью, или начальными буквами, например *КАВ*, *МТВ*, *КПВ* и т. д.

Барометрические тенденции хорошо помогают ориентироваться в изменениях, происходящих в распределении давления, т. е. в перемещениях барических систем. При рассмотрении распределения (поля) барометрических тенденций можно часто обнаружить, что они группируются очагами,

причем в одном районе группируются отрицательные тенденции, в другом — положительные. Для выявления этих очагов места с одинаковыми значениями тенденции соединяют линиями, которые называют *изотендиями* или *изаллобарам*. Изаллобары проводятся слабым пунктиром через 1 мб (иногда красным — отрицательные,

	На бюллетенях	На рабочих картах
Районы обложных осадков из высокослоистых или слоисто-дождевых облаков		Затушевывается сплошь зеленым цветом
Ослабевающие осадки из высокослоистых облаков (осадки временами)		Заштриховывается редкой зеленой штриховкой
Районы ливневых осадков		Те же значки, что на бюллетене, только зеленым цветом
Районы морящих осадков		Те же значки, что на бюллетене, только зеленым цветом
Районы сплошных туманов		Затушевывается сплошь желтым цветом
Районы мощных кучевых облаков (По коду $C_L-2.8$)	Не обозначается	
Районы грозовых облаков (По коду $C_L-3.9$)	Не обозначается	

Рис. 102. Значки, употребляемые при анализе синоптической карты

синим — положительные). В центре отрицательного очага ставится буква *F* с индексом внизу, показывающим наибольшую величину отрицательной тенденции; например *F₄* показывает, что наибольшие отрицательные тенденции достигают 4 мб.

В центре положительного очага ставится буква *S* с соответствующим индексом (см. карты в приложениях).

В последнее время в метеослужбе начинают вводиться обозначения *П* — в центре отрицательного очага и *Р* — в центре положительного.

Распределение ветра по высотам, полученное из шаропилотных наблюдений, наносится на карту в виде ломаной линии из стрелок (рис. 103, а). Каждая стрелка показывает направление ветра через 1 км высоты. Длина

стрелок делается одинаковой, а скорость ветра показывается цифрой около каждой стрелки.

Иногда все стрелки начинают из одной точки (рис. 103, б), высоты же обозначаются разными цветами или цифрами, а скорость — или цифрами, или длиной стрелок, или оперением стрелок.

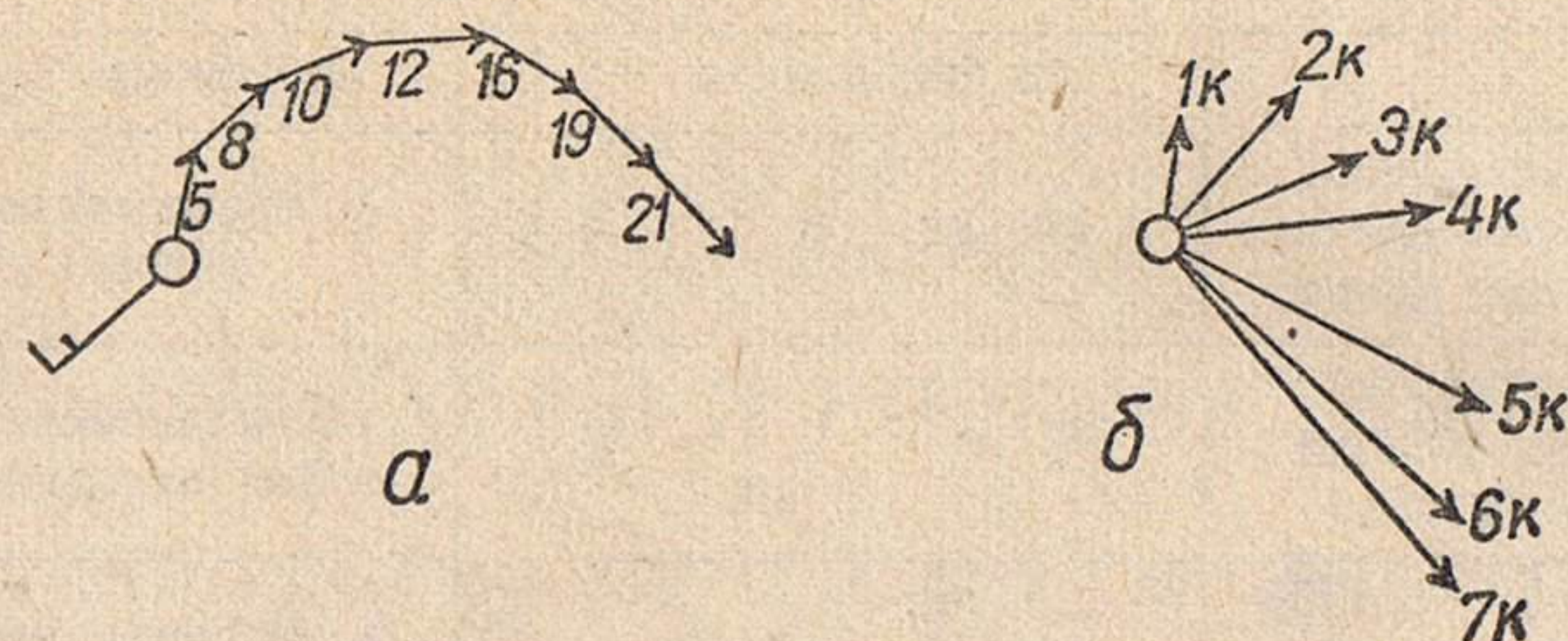


Рис. 103. Способы нанесения на карту шаро-пилотных наблюдений

48. ПРИНЦИПЫ КРАТКОСРОЧНЫХ ПРОГНОЗОВ ПОГОДЫ

Мы знаем, что погода в том или ином районе (или пункте) зависит от физического состояния воздушных масс и от тех явлений, которые наблюдаются на поверхностях раздела между массами (фронтах), проходящих через данный район. Следовательно, изменения погоды связаны:

- 1) с перерождением воздушных масс;
- 2) с перемещением воздушных масс;
- 3) с перемещением фронтов;
- 4) с перемещениями и изменениями барических систем, так как перемещения воздушных масс зависят от распределения давления.

Если интересующий нас район (пункт или маршрут полета) находится в центре обширной воздушной массы и эта воздушная масса смещается мало, погода в этом районе будет меняться только от изменения физических свойств воздушной массы, под влиянием подстилающей поверхности. В этом случае погода будет довольно устойчива (без значительных изменений), так как свойства воздушной массы будут в этом случае меняться очень медленно¹.

¹ Не надо смешивать понятия устойчивая погода и устойчивая воздушная масса.

Прогноз погоды на ближайшие сутки в подобных условиях составить очень легко.

Если же воздушные массы перемещаются так, что в ближайшее время данный район (пункт, маршрут) будет как бы переходить из одной воздушной массы в другую, пересекая фронт, то и погода в этом районе будет более или менее резко меняться.

В этом случае прежде всего необходимо:

- 1) определить происхождение и физические свойства воздушной массы, которая приближается к нашему району;
- 2) определить характер приближающегося фронта;
- 3) определить направление и скорость перемещения воздушной массы, для чего нужно предусмотреть ближайшие изменения и перемещения барических систем.

Вторым этапом работы будет собственно прогноз погоды, который должен явиться выводом из будущего предполагаемого расположения барических систем, воздушных масс и фронтов.

Для решения первой части задачи рассматривают ряд последовательных синоптических карт за предшествовавшие сроки и, путем их сравнения, выявляют направление и скорость перемещения барических систем, воздушных масс и фронтов. Затем (в первом приближении) предполагают, что те же направление и скорость перемещения сохранятся на ближайшие сутки, и на основании этого мысленно (или на карте) намечают положение всех этих элементов на карте следующего срока. Это называется экстраполяцией.

При экстраполяции необходимо учитывать все явления, могущие изменить скорость и направление перемещения барических систем, воздушных масс и фронтов.

При прогнозе наиболее трудно бывает предусмотреть изменение физических свойств воздушных масс, образование новых фронтов, размывание или усиление уже имеющих и особенно возникновение инверсионных облаков.

При изучении синоптических карт были выявлены некоторые правила перемещения и трансформации барических систем, воздушных масс и фронтов.

Часть этих правил была указана в соответствующих местах в тексте. Укажем еще некоторые¹:

1. Воздушная масса зимою при движении с моря на сушу становится устойчивее, летом — наоборот; обратное будет наблюдаться при движении с суши на море.

2. Воздушная масса в стационарном антициклоне над су-

¹ Наиболее полно эти правила указаны в книге С. П. Хромова, Введение в синоптический анализ, изд. 2-е, 1937.

шей повышает свою устойчивость осенью и зимой и повышает неустойчивость весной и летом.

3. В усиливающемся стационарном антициклоне день от дня усиливаются и снижаются инверсии сжатия, задерживающие восходящие потоки (конвекцию).

4. Фронт, параллельный изобарам, движется в сторону наибольших отрицательных тенденций, а в случае равномерного распределения тенденций стационарен.

5. Быстро движущийся фронт характеризуется слабо выраженной ложбиной в барическом поле.

6. Стационарный фронт обычно связан с резко выраженной ложбиной; вдоль него все время бегут волны.

7. Фронт движется тем быстрее, чем больше отрицательные барические тенденции перед ним (в случае теплого фронта) или чем больше положительные барические тенденции за ним (в случае холодного фронта).

8. Холодный фронт, приближаясь к горной цепи, может обостриться.

9. Горные хребты в общем действуют замедляюще на все фронты; задерживающее действие тем больше, чем выше препятствие и чем меньше простирается в высоту сам фронт.

10. Окклюдированный циклон движется в направлении изобар наиболее теплой своей части (ложного теплого сектора).

11. Циклонический центр с изобарами, близкими к круговым, движется в направлении наибольших отрицательных тенденций.

12. Антициклонический центр с изобарами, близкими к круговым, движется в направлении наибольших положительных тенденций.

13. Барический центр (циклон или антициклон) стационарен, если барические тенденции одинаковы во всех направлениях.

14. Два циклона, близких по мощности, вращаются один относительно другого против часовой стрелки.

15. Ложбина чаще всего перемещается за 24 часа на место предшествующего гребня повышенного давления, а этот последний — на место предшествующей ложбины. Кроме того, довольно часто наблюдается в половину или вдвое более быстрое перемещение; в последнем случае гребень перемещается на место гребня или ложбина на место ложбины. То же относится и к перемещению подвижных циклонов и антициклонов с замкнутыми изобарами.

16. Влажнонеустойчивость воздушной массы в ложном

теплом секторе способствует углублению депрессии (циклонов).

17. Циклон углубляется при повышении неустойчивости образующих его воздушных масс. Поэтому зимой циклоны могут углубляться, переходя с суши на море, и летом — при переходе с моря на сушу.

18. Области положительных и отрицательных тенденций в депрессии (циклоне), не меняющей существенно интенсивности, расположены эксцентрично в передней и в тыловой частях депрессии. В углубляющейся депрессии область падения давления захватывает и центральную часть циклона. В заполняющейся депрессии центральная часть захвачена областью повышения.

19. Если падение давления в области циклона сильно, а ветры слабы, то циклон грозит превратиться в очень сильный вихрь.

20. Если ветер с высотой изменяет свое направление вправо, то давление падает; если ветер с высотой поворачивает влево — давление повышается (в северном полушарии). Если ветер сохраняет одно и то же направление до значительной высоты — давление имеет тенденцию не меняться или меняется мало.

Примечание. Речь идет о ветре, начиная с высоты 500—600 м. В нижележащем слое ветер всегда поворачивает с подъемом на высоту вправо, приближаясь по направлению к изобарам у поверхности земли.

Кроме использования перечисленных (и многих других) синоптических правил (у С. П. Хромова их указано 153), существуют и другие методы построения синоптических карт будущего положения.

Были предложены методы математического вычисления будущих синоптических положений, но ввиду громоздкости вычислений и большого количества условных допущений этот метод пока еще не дает ощутительных результатов.

В настоящее время в Главной аэрометеорологической станции ВВС (ГАМС) вводится в практику так называемый метод «изаллобар». Этот метод является в настоящее время основным в работе метеослужбы во Франции.

Метод изаллобар заключается в основном в следующем.

Кроме обычных карт изобар, составляют отдельно карты изменений барометрического давления (изаллобар, см. раздел 47) за промежутки времени в 24, 12, 6 и 3 часа. Мы уже видели, что изменения за 3 часа называются еще тенденциями. Рассматривая карты изаллобар, мы обнаруживаем, что изаллобары группируются вокруг некоторых

центров, образуя положительные или отрицательные очаги изменения давления (области повышения или понижения давления), отделяемые друг от друга линиями нулевого изменения (нулевыми изаллобарам). При рассмотрении последовательных карт изаллобар, соответствующих постоянному интервалу времени (например 12 часов), мы увидим, что:

1) какой-нибудь очаг может быть опознан на различных картах, так как его форма и глубина изменяются только постепенно;

2) траектория этого очага проста и даже на больших расстояниях близка к прямой линии;

3) скорость очага примерно постоянна (для более длинных дистанций);

4) очаги изменения давления группируются большей частью парами, причем каждая пара состоит из отрицательного и положительного очага; очаги одной и той же пары имеют одну и ту же форму, одну глубину, траекторию и скорость; отрицательный очаг идет впереди положительного.

При рассмотрении карт изаллобар, относящихся к одному и тому же моменту времени, например к 7 часам, но показывающих изменения давления за различные интервалы времени, например за предшествовавшие 3, 6, 12 и 24 часа, мы увидим, что очаги, соответствующие большему интервалу, перемещаются несколько сзади очагов, соответствующих меньшим интервалам. Так, например, очаг 12-часовых изаллобар перемещается за очагом тенденций (3-часовых изаллобар).

Простота и регулярность перемещений, деформаций и изменений глубины очагов позволяют довольно просто рассчитать предстоящие изменения в распределении барометрического давления на ближайшее время, а следовательно, и составить карту будущего расположения барических систем с указанием их глубины и формы. Такие карты можно составлять на сроки до 24 часов вперед. При этом, конечно, чем больше срок, тем меньше точность.

Метод изаллобар имеет большие преимущества при работе с неполной (обрезанной) синоптической картой. Так как в наших широтах барические системы обычно движутся с запада, то при отсутствии сведений с западных станций обнаружение на освещаемой сведениями территории отрицательного очага изменения давления и изучение его движения и изменений дают возможность считать, что к западу от наблюдаемого отрицательного очага имеется парный к нему положительный очаг, который имеет ту же

форму, глубину, траекторию и скорость. А это уже позволяет судить о барических системах на не освещенной сведениями территории.

49. ИСПОЛЬЗОВАНИЕ АЭРОЛОГИЧЕСКИХ НАБЛЮДЕНИЙ

Для анализа синоптической карты и для прогноза погоды большое значение имеет исследование распределения с высотой температуры, влажности и ветра.

Мы уже видели в разделе 39, как результаты зондирования атмосферы используются для определения географического происхождения воздушных масс. Там же мы видели, что с помощью тетаграмм можно установить наличие воздушных масс различного происхождения над одним и тем же пунктом, определив высоты над этим пунктом поверхностей раздела между воздушными массами. Имея сеть пунктов, производящих аэрологическое зондирование атмосферы, и сравнивая между собой одновременные зондажи в различных пунктах, можно составить вертикальные разрезы атмосферы по некоторым направлениям. По этим разрезам можно установить положение в пространстве фронтальных поверхностей или поверхностей инверсий и связанных с ними облачных систем. Такой разрез атмосферы дает возможность показать летчику наглядно облик погоды, с которой придется ему встретиться при полете по маршруту. Этот же разрез помогает при анализе карты и составлении прогноза погоды¹.

В качестве примера приводим предполагаемый разрез атмосферы, составленный Главной аэрометеорологической станцией ВВС (ГАМС) по маршруту Москва — Северный полюс — Америка перед вылетом героического экипажа т. Громова 12/VII 1937 г., и фактический разрез атмосферы по маршруту за время совершения этого славного перелета (рис. 104 и 105).

Знание распределения температуры и влажности с высотой дает возможность вычислить вертикальный температурный градиент и определить слои воздуха, находящиеся в устойчивом или неустойчивом равновесии, что является важным с точки зрения прогноза облачности.

Изучение распределения ветра по высотам привело к следующим выводам:

1. Если барическая система (циклон и антициклон) стационарна, то во всех ее частях ветры с высотой почти не

¹ В практике нашей метеорологической службы составление разрезов атмосферы находится пока в стадии опытов и не носит регулярного характера.

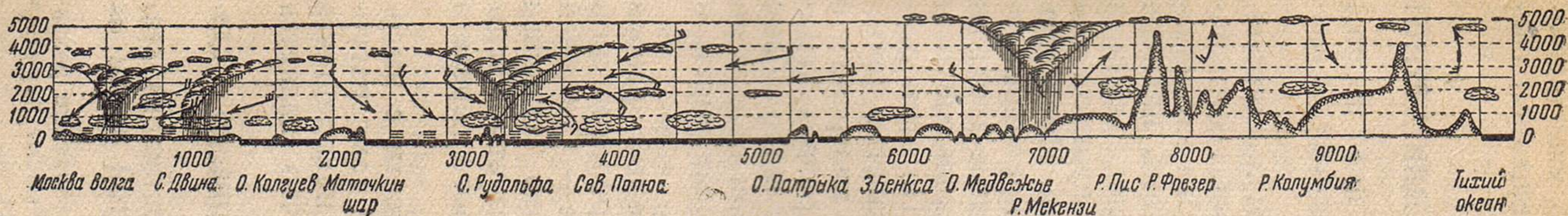


Рис. 104. Предполагаемый разрез атмосферы по маршруту Москва—Северный полюс—США на время с 12 по 14 июля 1937 г.

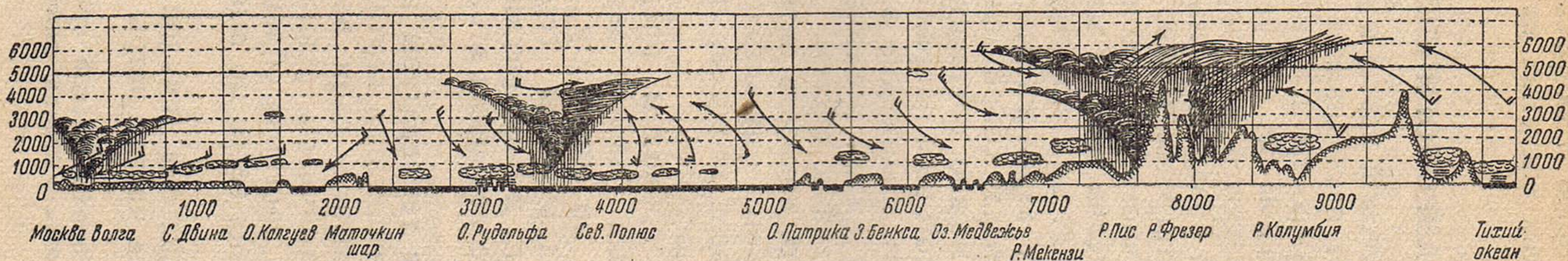
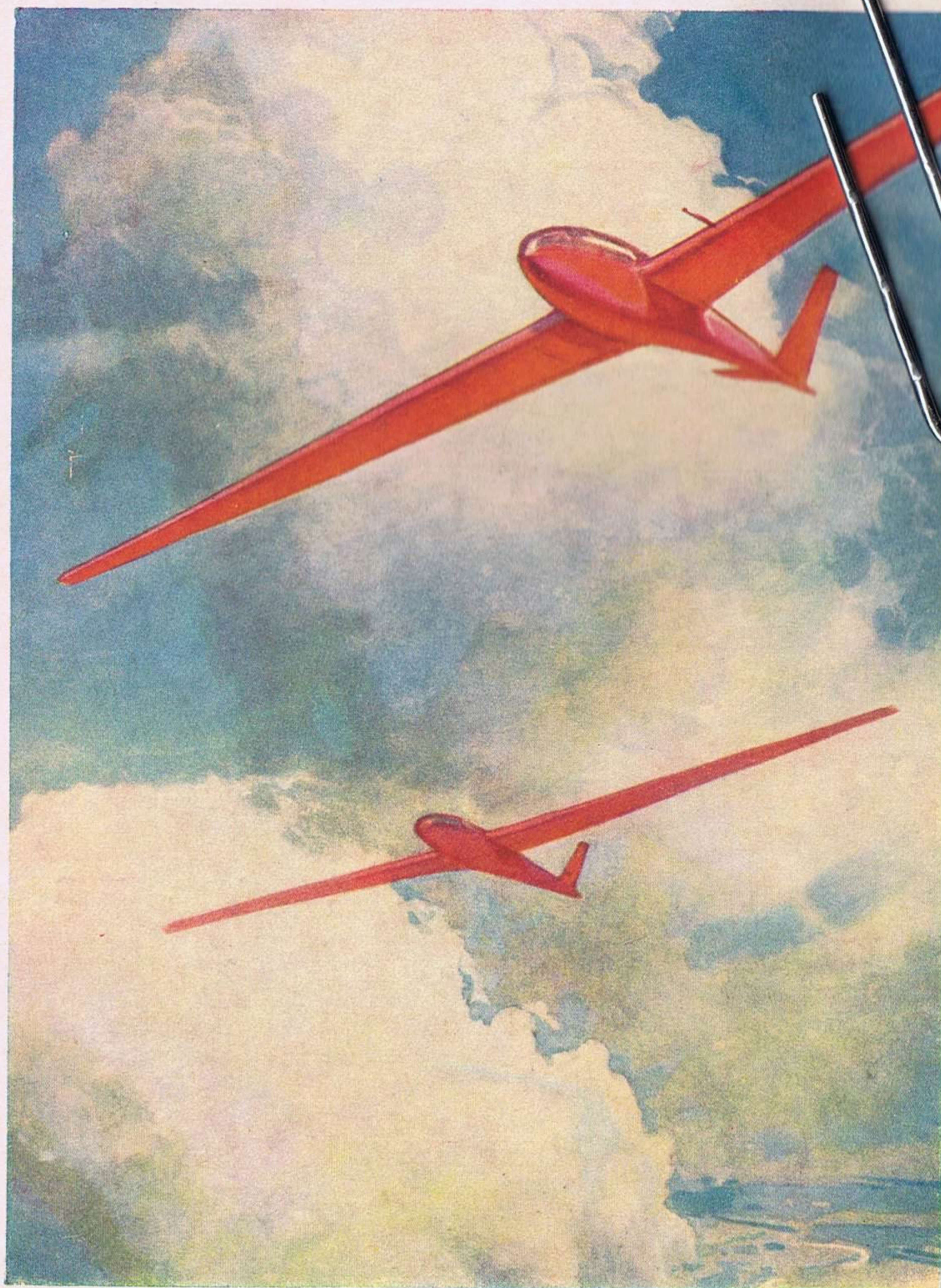


Рис. 105. Разрез атмосферы по маршруту Москва—Северный полюс—США по данным донесений экипажа г. Громова

меняются, т. е. конфигурация воздушных потоков на больших высотах совпадает с воздушными потоками на высоте 500—1000 м (т. е. с направлением изобар).

2. Если же барическая система перемещается, то на средних высотах над ней (2—6 км) все воздушные потоки сливаются в один общий поток, совпадающий по направлению с направлением перемещения барической системы. Этот поток называется ведущим.

На рис. 106 представлен этот поток над циклоном и антициклоном, перемещающимися слева направо. Из рассмотрения рисунка и сравнения направления ветра на высоте 1000 м (направление изобар) с направлением ведущего потока можно сделать заключение об изменении ветра с высотой в



ЗАНИМАЙТЕСЬ ПЛАНЕРНЫМ СПОРТОМ!

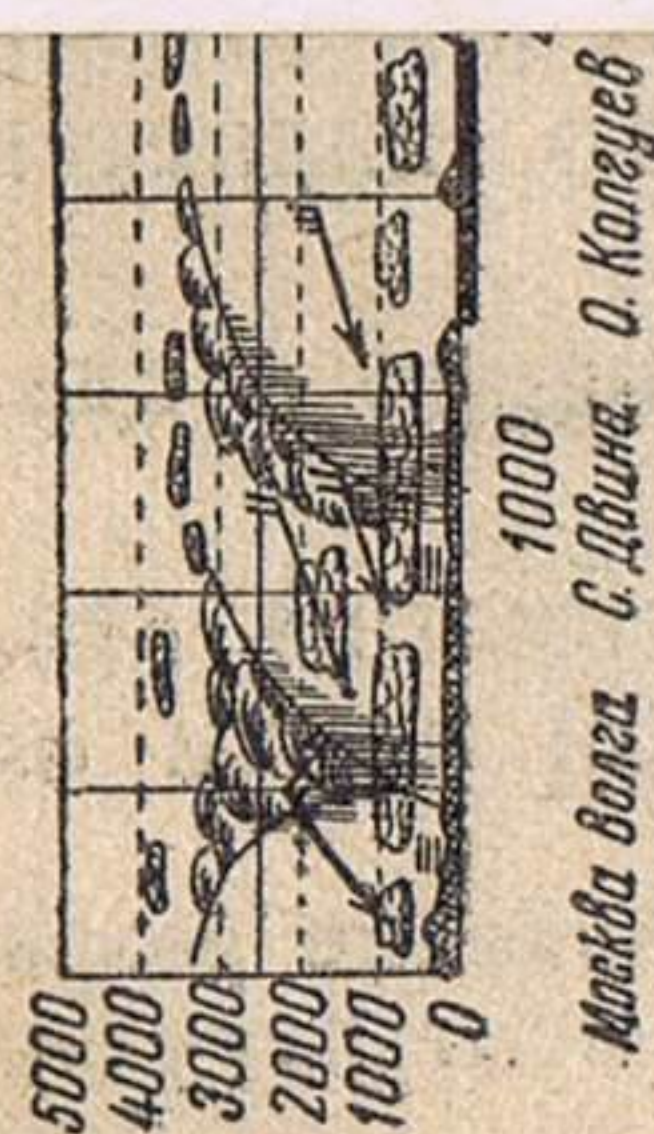


Рис. 104. Предполага

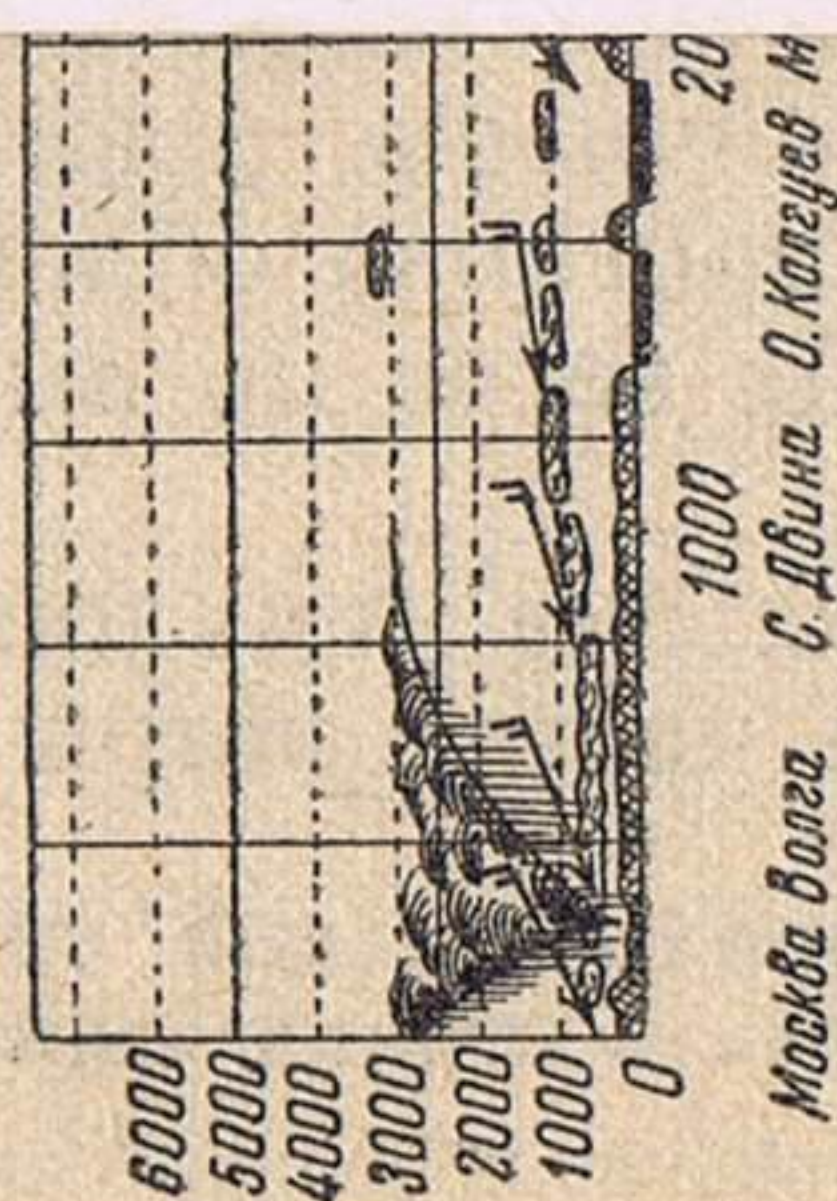


Рис. 105. Разрез ат

ются, т. е. конфигурация воздушных потоков больших высот совпадает с воздушными потоками на высоте 1000 м (направление ветра наоборот).

Если же барическая система перемещается, то в средних высотах над ней (2—3 км) все воздушные потоки сливаются в один общий поток, падающий по направлению с перемещением барической системы. Этот поток называется ведущим.

На рис. 106 представлен этот поток над циклоном и антициклоном, перемещающимися слева направо. Из сравнения

направления ветра на высоте 1000 м (направление изобар) с направлением ведущего потока можно сделать заключение об изменениях ветра с высотой в

различных частях циклона и антициклона. Так, в передней части циклона и в тыловой части антициклона ветер вращается с высотой вправо (пункты А); наоборот, в тылу циклона и в передней части антициклона ветер с высотой вращается влево (пункты Б). В правой части циклона и в левой части антициклона ветер сохраняет свое направление с высотой (пункты Г). В левой части циклона и в правой части антициклона ветер до некото-

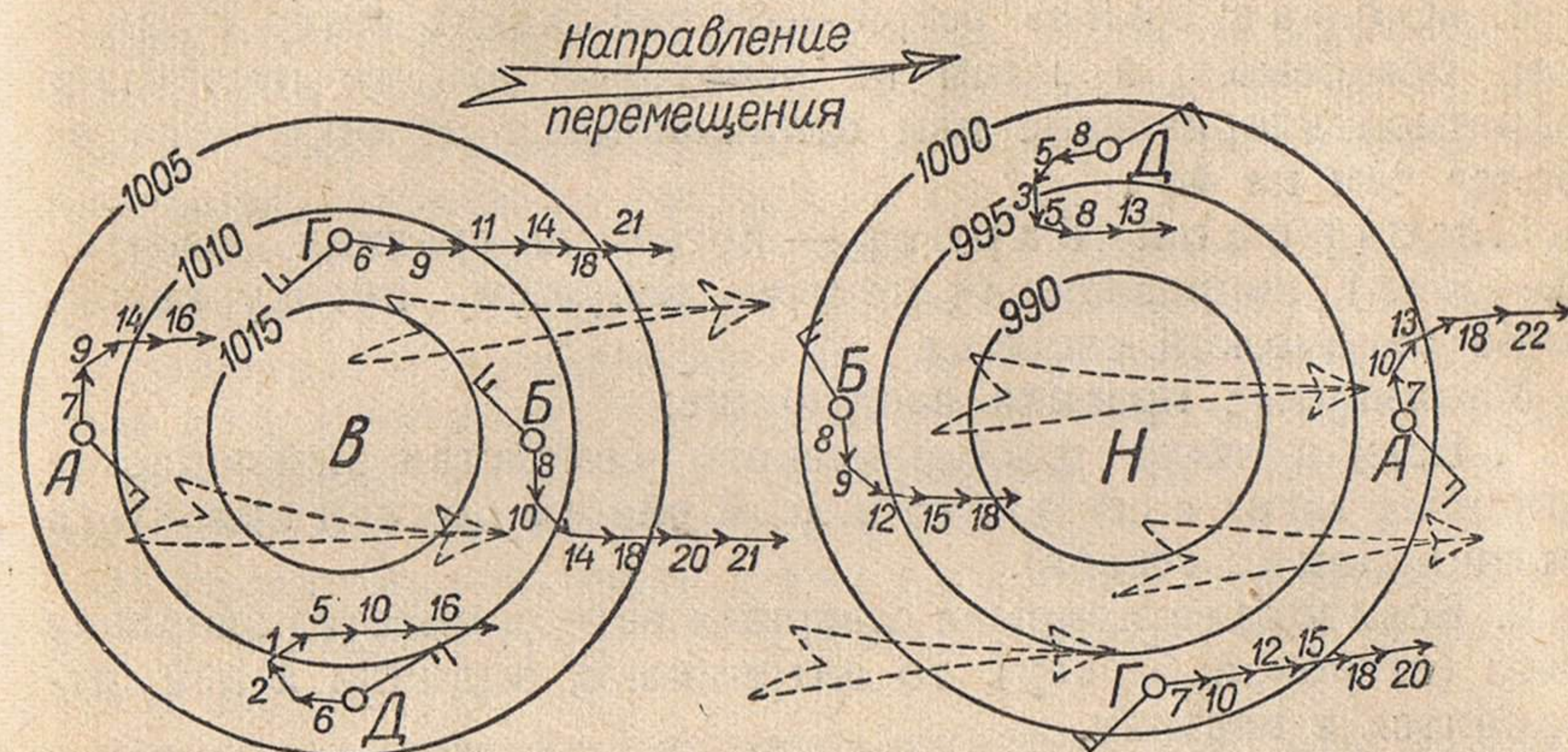


Рис. 106. Ведущий поток над барическими системами и изменение ветра с высотой в разных секторах циклона и антициклона

рой высоты должен ослабеть до штиля, а затем изменить свое первоначальное направление на противоположное (пункты Д).

Ко всему этому необходимо прибавить, что ветер с высотой во всех случаях усиливается (исключение представляет последний случай перехода ветра на противоположное направление).

Рассмотрение шаро-пилотных наблюдений в одном или нескольких пунктах может дать возможность определить, в каком секторе циклона или антициклона находится место наблюдения и в каком направлении будет смещаться барическая система.

Для европейской части Союза был установлен ряд правил, которые могут оказаться полезными при использовании шаро-пилотных наблюдений в целях прогноза перемещения барических систем.

Познакомимся сначала с некоторыми специальными терминами.

1. «Прорыв» ветра определенного румба. Под этим подразумевается такое явление, когда в слое 1—6—8 км на-

правление ветров не отходит более, чем на 45° в ту или другую сторону от данного румба; при этом скорости ветра не должны быть меньше 5—6 м/сек.

2. «Тяга» ветров — преобладание ветров средней силы (7—14 м/сек), сильная тяга — ветры 15—25 м/сек, и весьма сильная тяга — ветры более 25 м/сек.

3. «Разрыв» ветра — резкое увеличение скорости ветра с высотой, начиная с некоторого уровня.

4. «Обращение» ветра — случай, когда ветер с высотой ослабевает, а затем на некоторой высоте принимает обратное направление или отличающееся от обратного не более чем на 45° .

5. Ветровой барьер — поток на средних высотах (2—6 км), направленный поперек ведущему потоку какой-либо барической системы.

Упомянутые правила следующие:

1. Если в тылу циклонического семейства наблюдается «прорыв тяги» с севера, то в этом районе должен появиться антициклон (с севера).

2. Если южнее прорыва северных ветров имеется западная тяга (ветровой барьер), то антициклон, подойдя к ней, отклонится к востоку.

3. Если южнее прорыва наблюдается восточная или северо-восточная тяга, то антициклон, опустившись до этого района, становится стационарным и даже смещается к западу.

4. Появление на севере европейской части Союза юго-западной тяги, переходящей с высотой в западную, служит признаком приближения с запада нового семейства циклонов.

5. Если восточная или северо-восточная тяга с течением времени постепенно ослабевает, сменяясь тягой южного или западного румбов, то это также говорит о ликвидации антициклонического режима в данном районе.

6. Если наблюдается «обращение с разрывом» ветров восточного или северо-восточного направления на западные или юго-западные, т. е. ветер после перемены направления резко возрастает с высотой, то это говорит о приближении углубляющегося циклона с той стороны, откуда дует ветер выше разрыва.

Последнее правило ценно тем, что такие «штормовые разрывы» появляются задолго до приближения циклона. Например, циклон находится еще за пределами Союза (Польша, Германия), но «штормовые разрывы», говорящие о его быстром продвижении на восток, можно уже наблюдать на высоте 3—4 км в районе Вологды.

Недостатком шаро-пилотных наблюдений является то, что до большой высоты шар можно проследить только при мало облачной или ясной погоде, что бывает в антициклонах. Шаро-пилотные же наблюдения до высоты 1 000 м для целей прогноза не имеют ценности.

50. ПРОГНОЗ ПОГОДЫ

После того как направление и скорость перемещения воздушных масс, фронтов и барических систем определены, их будущее положение намечено и возможные их изменения учтены, приступают к выводам о предстоящих изменениях отдельных элементов погоды.

При этом необходимо помнить, что наряду со всем тем, что говорилось о погоде внутри воздушных масс, фронтов и отдельных барических систем, необходимо учитывать целый ряд факторов, которые могут в одном случае обусловить одно, в другом — совершенно противоположное состояние какого-либо элемента погоды.

Необходимо учитывать время года и суток, рельеф местности географическое положение, близость или отдаленность морей.

Наиболее сложным является прогноз наиболее важных элементов для авиации — облачности, осадков, туманов. При этом детальный прогноз облачности, т. е. указание ее возможной формы, высоты, мощности, определяет собой и прогноз осадков.

Наиболее легко рассчитать и предвидеть облачность и осадки, связанные с фронтами, так как на них меньше всего сказывается влияние подстилающей поверхности. Наиболее сложным является прогноз внутримассовой облачности и осадков. Помимо изучения характера воздушной массы, которая будет занимать интересующий нас район, и той облачности, которая в ней уже имеется, необходимо тщательно учесть те условия, в которых будет находиться воздушная масса к интересующему нас моменту времени. Основными будут, конечно, условия, влияющие на устойчивость или неустойчивость воздушной массы, расположение слоев инверсий (или вообще задерживающих слоев с малым вертикальным температурным градиентом). Состояние облачности нижнего яруса в большой степени зависит от рельефа местности (орография).

Ливневые осадки развиваются при неустойчивом состоянии воздушной массы. Но здесь необходимо учесть, что распределение давления также играет роль. Так, при одной и той же степени неустойчивости ливневая деятель-

ность будет гораздо сильнее в области изобар, изогнутых циклонически, чем в области прямолинейных изобар или в области изобар, изогнутых антициклонически (рис. 107).

Моросящие осадки развиваются, главным образом, в тропическом воздухе, образующем теплый сектор циклона. Над континентом в летнее время они не образуются. Зато зимой и осенью мороси могут развиваться даже в антициклоне, как в морском тропическом, так и в морском полярном воздухе.

Зимой над континентом почти все облака могут давать осадки, что затрудняет различение осадков фронтальных от внутримассовых. Зимой осадки распространяются на значительно большие площади, чем летом.

Необходимо учитывать суточный ход внутримассовой облачности и помнить, что в устойчивой воздушной массе облачность увеличивается ночью и уменьшается днем; в неустойчивой же воздушной массе ход будет обратный.

Прогноз силы и направления ветра выводится из будущего расположения барических систем и изменения величины барометрических градиентов. Особенно нужно учитывать прохождение холодных фронтов, с которыми связаны резкие усиления ветра (шквалы).

Для авиации точность прогноза температуры играет роль только при температурах, близких к 0° , когда возникает вопрос о возможности заморозков (что связано с заправкой машин) или обледенения.

Если смены воздушной массы не предвидится, то следует исходить из температур, наблюдавшихся за последние 24 часа в данном районе. Если же намечается приход новой воздушной массы, то нужно установить, во-первых, какие температуры в ней наблюдались, а, во-вторых, как изменится температура воздушной массы за время ее движения и в новых условиях.

При решении вопроса о температуре необходимо тщательно учитывать состояние облачности, так как при ясном небе или малой облачности будет иметь место большой суточный ход, т. е. температура днем будет сильно повышаться, а ночью сильно понижаться; при пасмурном же небе суточный ход будет невелик (слабый нагрев днем и слабое выхолаживание ночью).

Образование туманов зависит вообще от многих причин. Основной, конечно, является степень насыщенности воздуха влагой (относительная влажность), но значительную роль играет также наличие инверсии, сила ветра, турбу-

лентность, а также близость или отдаленность индустриальных или городских центров, выбрасывающих в атмосферу большое количество дыма, частицы которого являются хорошими ядрами конденсации.

Большая трудность прогноза заключается в том, что образование или рассеивание тумана связано иногда с очень малыми изменениями того или иного фактора.

Иногда можно определенно сказать, что состояние нижних слоев воздуха приближается или удаляется от момента конденсации, но рассчитать момент начала тумана или его полного рассеивания бывает все же очень трудно.

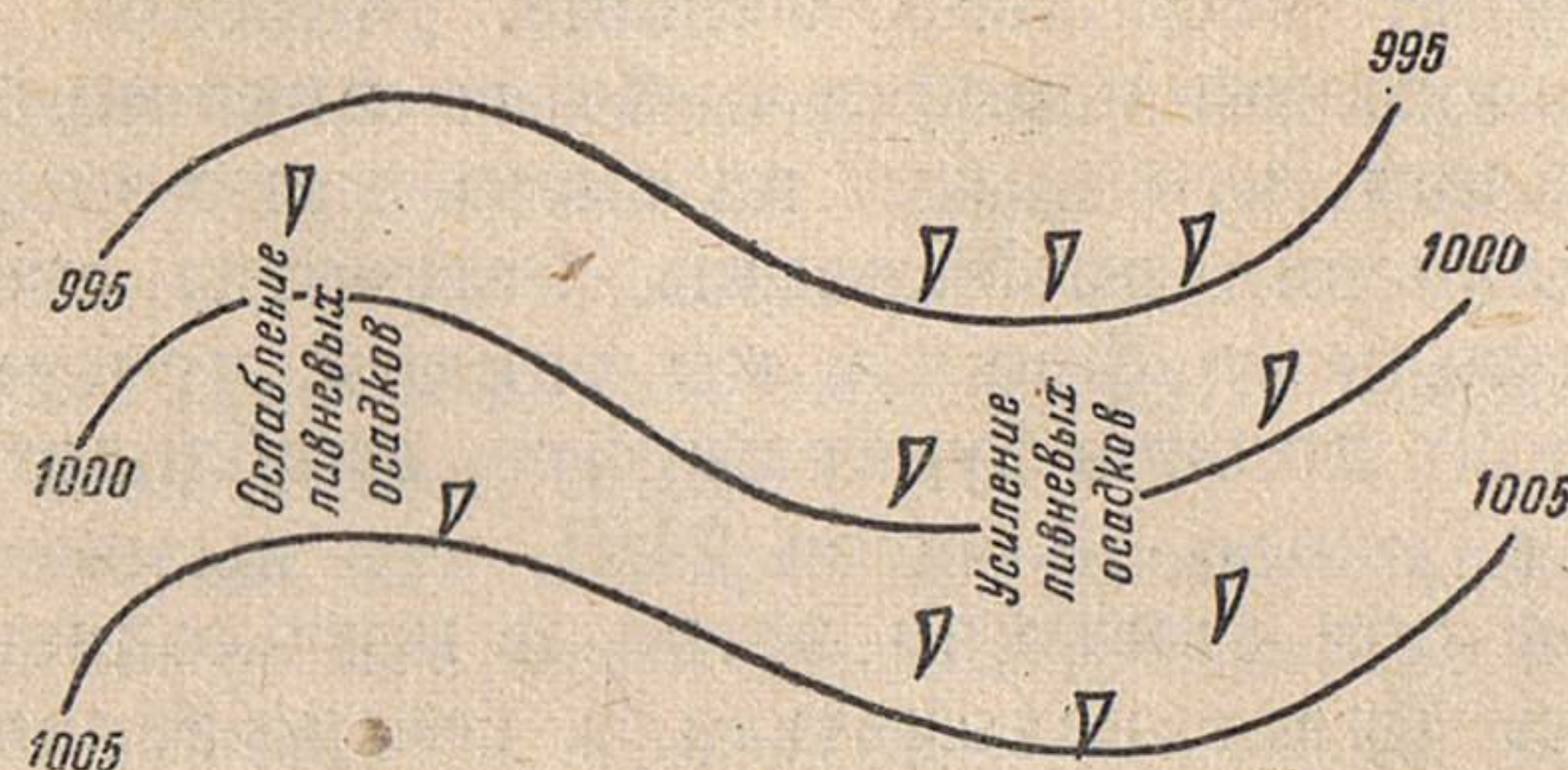


Рис. 107. Влияние на ливневую деятельность характера распределения давления

Прогноз тумана сводится к решению следующих вопросов:

1. В какой воздушной массе будет находиться интересующий нас район, каковы ее температура, влажность, устойчивость, наблюдаются ли в ней туманы.

2. Как будут меняться физические свойства данной воздушной массы, какие из них будут содействовать туманообразованию, какие противодействовать. При этом большое внимание должно уделяться понижению температуры нижних слоев воздуха в ночное время при ясном небе.

3. Попытаться сравнить предполагаемую минимальную температуру с температурой, при которой имеющиеся в воздухе водяные пары будут достаточны для насыщения (точка росы).

Например, имеется абсолютная влажность 9,5 г. Мы видели, что это количество является насыщающим при 10° . Следовательно, если мы ожидаем понижения температуры до 10° и ниже, то надо вместе с этим ожидать и образования тумана.

Обратимся снова к карте за 24/II 1934 г. и представим себе, что мы находимся в этот день (в 7 часов) в Ростове-на-Дону. Мы наблюдаем пасмурную оттепельную погоду с температурой $+1^{\circ}$ после прошедшего ночью снега (про-

шел теплый фронт), тогда как вчера (23/II) был мороз до -15° при ясном небе. Зададимся вопросом, какова будет погода в Ростове-на-Дону на следующий день?

Для этого представим себе сначала будущее расположение барических систем, и в первую очередь циклона у Горького. Изобары теплого сектора этого циклона (район Донбасса) направлены с ЗСЗ на ВЮВ, следовательно, центр циклона от Горького будет перемещаться в ВЮВ направлении, и если предположить, что скорость сохранится, то к утру 25/II он должен быть где-то к востоку от Оренбурга. Но так как циклон начал заполняться, то его скорость будет несколько меньше. Морской арктический воздух по западной периферии этого циклона быстро продвигается к югу, что видно из смещения холодного фронта от Скандинавии до Украины. Рассчитав скорость перемещения холодного фронта, мы увидим, что через Ростов-на-Дону фронт должен будет пройти, приблизительно, через 6 часов, т. е. около 13 часов 24/II, что вызовет прохождение осадков при усилении ветра и похолодание. 25/II Ростов-на-Дону будет находиться в северо-западном потоке МАВ. Кроме того, на погоду будет влиять приближающийся с запада гребень высокого давления. Таким образом, погода 25/II в Ростове-на-Дону должна представляться следующим образом: слоистокучевая облачность, меняющаяся в пределах от 10 до 3 баллов, временами кратковременные снегопады ливневого характера (в первую половину дня), СЗ ветры 3—6 м/сек, температура до $-5-8^{\circ}$. К вечеру уменьшение облачности до полных прояснений, ослабление ветра.

На карте за 7 часов 25/II 1934 г. мы видим, что циклон почти совсем окклюдировался и давление в центре его повысилось еще на 10 мб, холодный фронт продвинулся до берегов Турции. Гребень высокого давления с Балтики переместился далее к востоку и уже занимает западные районы Союза. Циклон в Норвежском море приблизился к берегам Скандинавии. Его большая ложбина вытянулась на Англию. Антициклон на Средиземном море также переместился к востоку и давление в нем несколько понизилось.

51. МЕСТНЫЕ ПРИЗНАКИ

Местными признаками называются все те явления погоды, которые могут наблюдаться в данном пункте как с помощью приборов, так и без них.

При наличии синоптической карты местные признаки дают возможность детализировать прогноз, данный по кар-

те, и проследить за тем, как развиваются процессы, указанные в прогнозе.

При отсутствии синоптической карты местные признаки позволяют делать заключения о процессах, происходящих в атмосфере в небольшом районе вокруг пункта наблюдения, и предвидеть погоду в этом пункте на несколько часов вперед (6—12 часов).

При пользовании только местными признаками наибольшую трудность представляет определение размеров воздушной массы, в которой мы находимся, и близость фронта, т. е. определение степени устойчивости погоды (но не массы).

Существенную роль играют наблюдения над изменением количества и формы облаков, над изменениями температуры, давления, над световыми явлениями.

При пользовании местными признаками необходимо придерживаться следующих правил:

1. Чем медленнее происходит изменение явления, наблюдаемого в качестве местного признака, тем медленнее будет происходить изменение сопутствующей ему или предвещаемой им погоды и тем продолжительнее будет эта погода, и наоборот.

2. Вероятность осуществления предвещаемой местными признаками погоды тем большая, чем большее число местных признаков один другой при этом подтверждают.

3. Если несколько местных признаков противоречат один другому, погода будет неустойчива.

Укажем на наиболее характерные признаки ближайшего изменения погоды.

Приближение теплого фронта

1. Появление перистых облаков, причем движение их заметно на-глаз. Эти облака двигаются перед приближающимся фронтом.

2. Переход перистых облаков в перистослоистые. При наличии этих облаков около солнца или луны вокруг последних наблюдается большой радужный круг (гало).

3. Переход перистослоистых облаков в высокослоистые, которые постепенно понижаются и уплотняются.

Солнце перестает быть видимым.

4. Понижение давления: чем быстрее падает давление, тем быстрее приближается теплый фронт.

5. Ветер усиливается и меняет свое направление по часовой стрелке.

б. Если ветер поворачивается против часовой стрелки, то это значит, что фронт проходит стороной, и в этом случае осадков не будет.

Приближение холодного фронта

1. Быстро движущиеся высококучевые (часто чечевицеобразные) или перистокучевые облака. Небо быстро покрывается пеленой перистых или перистослоистых облаков, являющихся предвестниками кучеводождевых облаков.

2. На горизонте появляются мощные кучеводождевые облака (в виде темной тучи).

3. Поворот ветра — по часовой стрелке и перед самым фронтом — против часовой стрелки.

4. Падение давления.

При прохождении холодного фронта наблюдаются:

- 1) ливневые осадки, шквалы, грозы;
- 2) резкое изменение направления ветра;
- 3) понижение температуры;
- 4) быстрый рост давления.

Приближение фронта окклюзии

Признаки приближения фронта окклюзии в большинстве случаев те же, что и признаки приближения теплого фронта.

Отсутствие вблизи фронтов (на континенте)

В холодное время года. Полная ясность днем и ночью, ночью иней или обильная роса; иногда с вечера и ночью поземный или сплошной туман, к утру образующий сплошную пелену слоистых облаков, тающую к 10—11 часам.

В теплое время года. Днем развитие кучевых облаков, исчезающих к вечеру. Ночью ясно, роса, поземный или сплошной туман.

Правильный суточный ход метеорологических элементов.

Ветер. Ночью штиль, усиление к 12—15 часам.

Температура. Резкое повышение днем, понижение ночью.

Относительная влажность. Значительное понижение днем, повышение ночью.

Давление. Остается без изменений или меняется очень слабо (суточный ход).

При всех этих признаках можно ожидать, что наблюдае-

мый характер погоды удержится в течение 12 и более часов.

Огромное значение местные признаки приобретают при перелетах.

Экипаж, определив перед вылетом метеорологическую обстановку по синоптической карте, в полете по местным признакам может проверить правильность своих выводов, а также во-время заметить какие-либо непредвиденные изменения в погоде.

Единственным «местным» признаком в полете являются облака и ветер. Умение различать облачные формы, знание процессов, являющихся причиной и сопровождающих образованием тех или иных форм облаков, позволит летчику правильно оценить в полете метеорологическую обстановку и сделать правильные выводы о возможных в ближайшие часы изменениях.

ГЛАВА ДЕСЯТАЯ

ОСОБЫЕ ЯВЛЕНИЯ ПОГОДЫ

52. ГРОЗЫ И ШКВАЛЫ

Хорошо всем известные явления гроз и шквалов уже давно занимают мысли метеорологов и аэрологов, так как они часто наносят ущерб народному хозяйству. Много неприятностей доставляют они и воздушному флоту, являясь трудно преодолимыми, а иногда и совсем непреодолимыми препятствиями для современных летательных аппаратов. Пересечение фронтальной грозы является весьма рискованным, а самое наличие гроз на маршруте весьма усложняет перелет. Шквалы весьма опасны как на земле, так и в воздухе, причем в первом случае, при большой интенсивности их, происходят большие разрушения, порча материальной части и пр., а во втором, — завихренное состояние воздуха может вызвать поломки машины, не говоря уже о возможной потере управления и ориентировки. Наконец, не исключена возможность разряда молнии в самолет или дирижабль. В отношении последнего весьма показательным заключение комиссии, выявившей причины гибели дирижабля «LZ-129», признавшей, что, повидимому, произошел удар молнии в корпус корабля при посадке, так как в это время только что над аэродромом прошла гроза и были ясно слышны раскаты грома.

Современное состояние метеорологической службы позволяет предусмотреть или обнаружить очаги образования этих явлений и своевременно предупредить аэродромы и летный состав о приближении гроз и шквалов или о присутствии их на маршруте полета. Тем не менее возможны случаи, когда в силу недостаточной густоты наблюдательской сети или при местных грозах, связанных с неустойчивой стратификацией атмосферы, на небольших участках при относительно спокойной погоде в соседних районах грозы появляются как бы внезапно. Еще неполностью раз-

решена также задача предвидения размеров явлений, и бывают случаи, когда небольшая гроза, развиваясь, переходит в мощный вихрь категории урагана.

Все сказанное обязывает метеостанции особенно тщательно анализировать карту погоды летнего периода и возможно полнее использовать «местные признаки погоды». Летный состав должен совершенно ясно представлять себе схему вихревых процессов грозового облака, чтобы при встрече с ним избежать опасных зон мощной турбулентности и выйти без повреждений аппарата из опасных участков.

Развитие аэрологического зондирования с помощью самолетов, регулярный и эпизодический пуск радиозондов, как у нас, так и за границей, а также прочие приемы аэрологии в настоящее время уже позволяют нарисовать картину строения грозовых облаков и получить схему вихревых процессов. Некоторое представление о мощности вихревого движения мы имели и ранее по описаниям летчиков, либо случайно втянутых в грозовое облако при слишком близком касании его, либо вынужденных пробивать грозовые тучи. Но установлению совершенно ясной картины строения грозового облака мы обязаны специальным полетам с самопишущими приборами и летчикам-планеристам, использовавшим энергию облачных вихрей при полетах планеров на дальность.

Вертикальные разрезы атмосферы и выводы из них устанавливают, например, что схемы фронтальных гроз довольно однообразны и часто повторяются, и, что самое важное, опасность завихрений грозового облака недооценивалась, так же как и опасность электрических разрядов.

Приведем краткие понятия о природе электрических разрядов при грозе.

В атмосфере, даже в хорошую погоду, постоянно имеется электрический заряд, а между атмосферой и землей постоянно существуют электрические напряжения, измеряемые разностью потенциалов v/mt ¹. Принято считать, что обычно воздух заряжен положительно, а земная поверхность — отрицательно.

Измерения электрического поля указывают на существование поверхностей равного потенциала (эквипотенциальная поверхность), которые идут концентрически вокруг земного шара.

Наличие зданий и неровностей земной поверхности вызывает деформацию эквипотенциальных поверхностей и их сгущение; равным образом изменяются они в свободной атмосфере от присутствия самолета, аэростата (рис. 108).

Объяснение возникновения электрического заряда атмосферы дает современная ионная теория. Молекулы воздуха первоначально явля-

¹ Разность потенциалов измеряется количеством вольт на расстоянии 1 м.

ются электрически нейтральными, но при определенных условиях они расщепляются на носители положительного и отрицательного заряда (ионизация воздуха). Предполагается, что при этом сначала отделяется отрицательный электрон, в то время как остальная часть молекулы остается заряженной положительно. К отрицательному электрону сейчас же присоединяются нейтральные молекулы, и этот комплекс образует отрицательный ион воздуха; аналогично увеличивается и положительно заряженный остаток молекулы. Эти носители электричества могут оседать на пыли и на водяном паре. Ионизация воздуха зависит от многих причин. Для нижних слоев ионизаторами являются радиоактивные вещества земной коры — элементы радия, тория и актиния. Из этих элементов возникает газообразный продукт распада, так называемая эманация, которая действием ветра и понижением давления попадает из почвы в атмосферу. Наконец, воздух

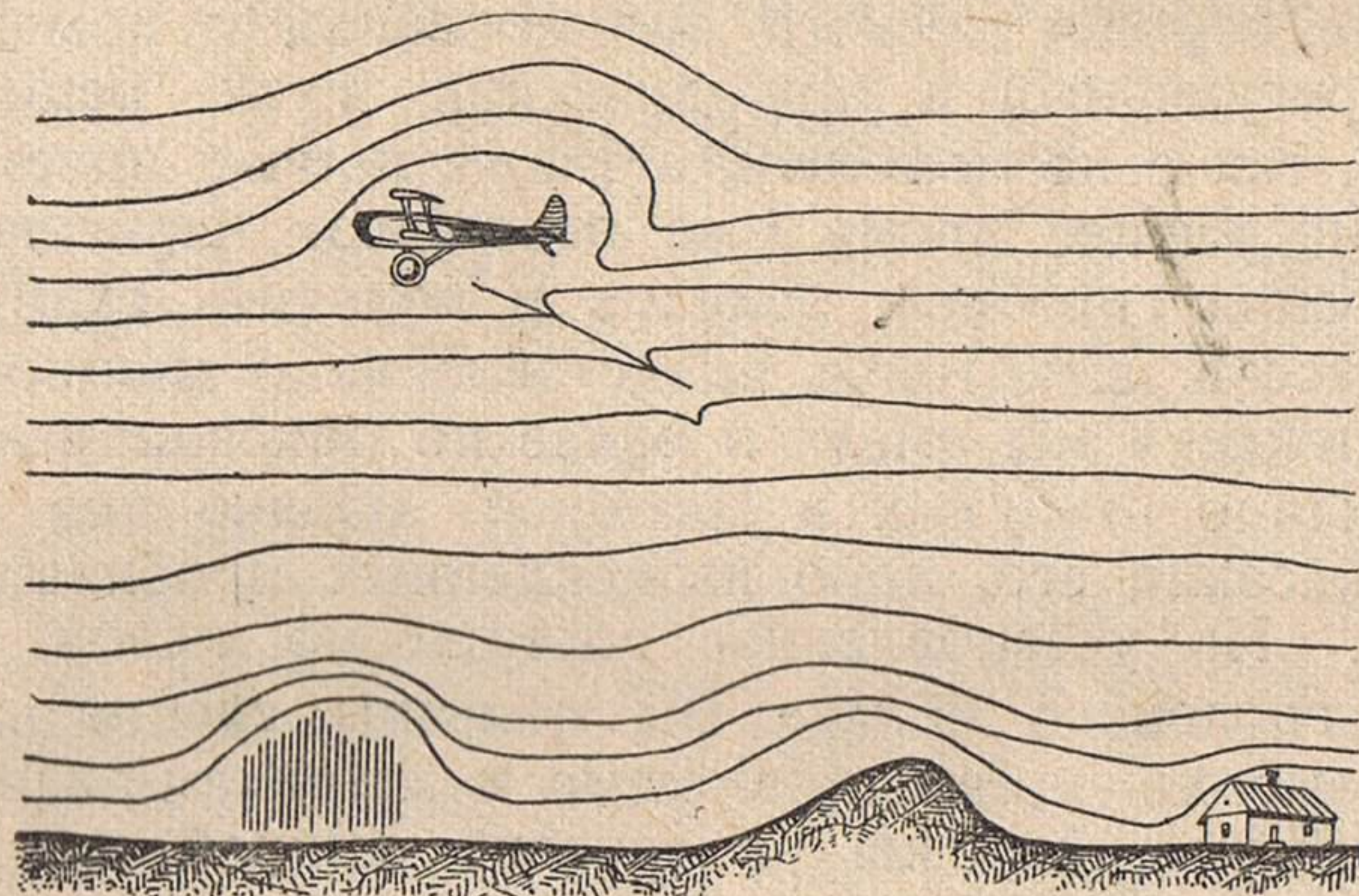


Рис. 108. Деформация эквипотенциальных поверхностей

пещер и трещин коры сильно ионизирован; выходя из пор земли, он отдает земле отрицательное электричество, а в атмосферу поступает с перевесом положительного заряда, где и распространяется ветром и восходящими течениями.

Дождь и снег возвращают почве ионы с преобладанием положительного заряда. Однако, наблюдения показали, что при грозовых облаках можно иметь осадки с зарядом того и другого знака.

Прежде чем разобрать образование и главнейшие особенности генератора, которым является грозовое облако, следует вкратце рассмотреть его работу. Для этого можно представить себе нижнюю часть облака, как одну из пластинок громадного конденсатора, воздух — как диэлектрик, а землю или другую часть облака — как вторую пластинку. Не следует забывать, что облако совсем не проводник, а состоит из множества плохо проводящих водяных капелек, взвешенных в изолирующей среде, т. е. в воздухе. Заряд облака распределен не на поверхности, как на пластинках металлического конденсатора, но представляет собой объемный заряд, распределенный на водяных капелях и ионах воздуха и занимающий значительную часть облака. Этот заряд притягивает на поверхность земли, в стороны от облака, равный по величине заряд, но с обратным знаком. Между зарядом облака и зарядом земли образуется электрическое поле, совершенно такое же, как имеющееся между зарядами на пластинках всякого

конденсатора. Это поле возрастает по мере развития процесса генерации внутри облака, и когда оно достигнет критической величины, то между облаком и землей произойдет разряд. Иначе говоря, когда разность потенциалов грозового облака достигнет огромной величины, сопротивление воздуха окажется недостаточным для препятствования проскакиванию электрических искр и, таким образом, возникает молния.

Как заряжается облако? Несомненно, что получение заряда тесно связано с вихревой конвекцией грозового облака.

Наблюдения Эванса почти за 300 грозами на вершине Колорадских гор (США) показывают, что очертания и свойства грозовой тучи отчетливо проявляются одновременно с ее электрической активностью.

Грозовые облака, с плотными, хорошо развитыми верхними частями, обнаруживающими бурный конвекционный режим вследствие многочисленных и постоянно изменяющихся поверхностных выступов, всегда оказываются электрически активными. Наоборот, облака, не характеризующиеся подобным режимом, электрической активностью не обладают.

Несмотря на все произволившиеся исследования, до сих пор полностью неизвестно, какую роль играют эти токи конвекции. Вообще считается, что они изолируют малые дождевые капли и капли тумана от больших, отделяя, таким образом, в облаке положительное электричество от отрицательного. Но пока еще не выяснено, электризуются ли дождевые капли и каким образом: расщеплением последних или приведением их к взаимному контакту и новым разделением, или же, наконец, путем приведения положительных и отрицательных ионов в соприкосновение с поляризованными дождевыми каплями.

Теория расщепления капель Симпсона

Наиболее известной и имеющей самое широкое распространение является теория электризации грозовых облаков Симпсона.

В ней главная роль приписывается резким потокам воздуха, направленным вверх в передней части облака. Водяные пары этих потоков конденсируются в процессе подъема, образуя капли.

Когда последние достигают ощутимого веса, способного противостоять восходящему потоку, они падают, соединяются с другими каплями и увеличиваются до предельного размера, который приблизительно равен 5 мм. Более крупные капли являются неустойчивыми и вскоре разбрызгиваются на мелкие.

По Симпсону, электризация грозовых облаков объясняется расщеплением дождевых капель. Он считает (и лабораторные опыты подтверждают его предположение), что при расщеплении капель отрицательные ионы переходят в воздух, тогда как водяные капли заряжаются положительно. Отрицательные ионы, соединяющиеся с микроскопическими частичками тумана, поднимаются вверх со скоростью воздушных потоков и поэтому быстро удаляются от положительно заряженных водяных капель.

Последние также увлекаются вверх, но с меньшей скоростью, пока, в результате новых комбинаций, они снова не достигнут такой величины, при которой падают вниз. Это продолжается впредь до нового расщепления, в результате которого в воздух поступает еще большее количество отрицательных ионов, а положительный заряд дождевых капель увеличивается.

Так протекает процесс электризации. Огромное количество отрицательных ионов подвергается освобождению и переносится в верхние и тыловые участки облака. Положительный заряд дождевых капель непрерывно возрастает и собирается в нижней части тучи, образуя ограниченный участок. Местоположение его определяется скоростью

восходящих воздушных потоков. Действительно, поскольку наибольшая возможная капля поддерживается столбом воздуха, движущимся вверх со скоростью 8 м/сек, постольку дождь не может падать в тех участках, где конвекция равна этой величине или превышает ее.

Таким образом, по Симпсону, создается механизм грозы, изображенный на рис. 109.

Положительно заряженные капли воды собираются в участке В, под той областью, где скорость потока достигает 8 м/сек или более (показана на рисунке эллипсом, у основания участка В). Отрицательный заряд распределяется почти по всему облаку.

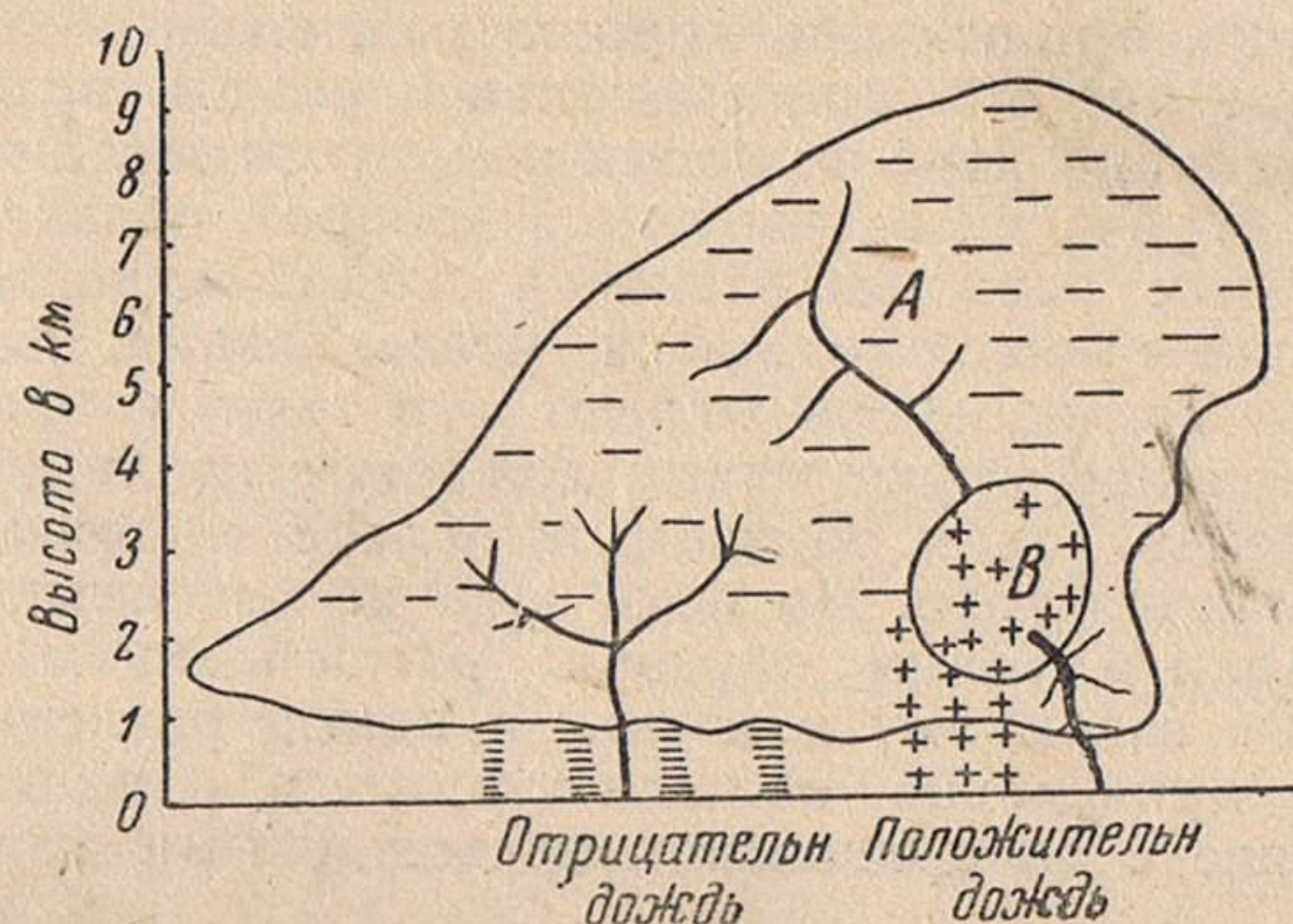


Рис. 109. Механизм грозы по Симпсону

Измерения заряда капель дождя, произведенные Симпсоном, совпадают с его теорией. Они показывают, что вначале грозовой дождь состоит из крупных капель, заряженных положительно, затем идет смесь из отрицательных и положительных капель и, наконец, ровный дождь из отрицательно заряженных капель.

Молния и гром

Молния — это гигантская электрическая искра в несколько километров длины. Несмотря на то, что количество электричества, аккумулирующееся в грозовом облаке, сравнительно не велико, грозовой заряд получает огромную силу оттого, что энергия аккумулируется при напряжениях от 1 до 50 млн. вольт, а продолжительность разряда сосредоточена на очень малых отрезках времени — тысячные доли секунды. Это напряжение в 100 раз больше, чем напряжения, развиваемые в самых больших электрических установках, когда-либо изобретенных человеком. Вот почему разряд делается таким грозным и опасным.

Подсчитано, что хотя вспышки молнии происходят в очень короткое время, энергия грозовой тучи может быть оценена в 3 млн. кВт, т. е. втрое больше, чем получается от использования энергии Ниагарского водопада; ее достаточно для того, чтобы снабдить светом и энергией современный город с 10 млн. жителей в течение всего вре-

мени, пока действует гроза. Движущей силой, которая приводит в действие эту машину, является ветер, мощность которого, проявляемая восходящими потоками, поддерживает облако с содержанием воды около 300 000 т.

Число гроз, происходящих на поверхности всего земного шара, очень велико — 16 млн. в год, или 44 000 гроз каждый день; а в каждый момент одновременно случается 2 000 гроз. Хотя это число может колебаться, но в среднем оно близко к действительности. Чтобы получить полную электрическую производительность гроз, надо еще принять во внимание, что каждую секунду на всем земном шаре вспыхивает около 100 молний и, кроме того, остается еще огромный запас не израсходованного электричества. При подсчете получаются цифры в 10 миллиардов кВт для всей земли, т. е. 0,001 доля энергии, получаемой землей от солнца в виде света и тепла. Какую роль играют эти цифры в электрическом и тепловом балансе земли, пока неизвестно.

Различают несколько видов молний.

Плоская молния состоит из общей вспышки облаков. Она может быть искровой молнией, видимой из-за облаков, но также самостоятельной, вследствие разряда в форме кустового света или мерцающего света, появляющегося на всей или большей части верхушки облака. Грозы, сопровождаемые только плоскими молниями, относятся к разряду слабых и в наших широтах наблюдаются ранней весной и поздней осенью.

Четочная молния, имеющая вид четок или пунктирной линии. Очень редкая форма молнии, у нас почти никогда не наблюдается. Представляет собой прерывистый колебательный разряд или молнию, пронизывающую ряд облаков, из-за которых она видна с разрывом.

Линейная молния — представляет собой огромную электрическую искру, весьма извилистую и с многочисленными отростками. Она похожа на речную систему, изображенную на географической карте. Линейная молния отличается от других (рис. 110) особенно большой силой и плотностью тока. При падении на строения она часто вызывает пожары, сокрушает и расщепляет большие деревья, а иногда и поражает людей.

Структуру молнии удалось установить лишь сравнительно недавно благодаря применению фотографии и особым приемам съемки с помощью вращающихся фотокамер.

Процесс появления и развития молнии весьма образно описан В. Шонландом по его специальным исследованиям и фотографиям в Южной Африке.

Если бы наш глаз, — говорит Шонланд, — мог так же быстро схватывать явление, как специальные фотокамеры, то мы прежде всего увидели бы небольшой язык света, вытянувшийся метров на 15 от облака по направлению к земле. Через 0,001 секунды этот свет исчезает, затем язык появляется снова и вытягивается еще на 15 м, затем следует опять замирание, новое продвижение и т. д. Процесс продолжается до тех пор, пока язык не достигнет земли. По мере продвижения к земле, в воздухе вниз и в стороны расходятся другие языки. Мы называем такой язык «предвестником или лидером» к удару. В тот момент, когда лидер касается земли, начинается вторая или главная часть удара. От земли вверх к облаку простирается гигантское пламя, повторяющее путь, пройденный лидером. Поднимаясь вверх, пламя распространяется также и по ответвлениям, поскольку последние возникли при перемещении лидера.

Первому лидеру, вследствие пауз, необходимо сравнительно долгое время, чтобы достичь земли, во многих случаях около 0,01 секунды. Главный удар гораздо быстрее и проходит то же самое расстояние примерно в 0,00001 секунды. В случае второго и последующих ударов молнии явление несколько изменяется. У лидеров нет теперь пауз, и они постепенно распространяются до земли по тому же пути, по которому прошел лидер первого удара серии. Главный удар пламени тоже взлетает кверху, как и первый главный удар, но с меньшим выделением света и тепла. Поскольку большинство ударов молнии направлено к земле, первым эффектом является след пламени от облака к земле, вторым служит гораздо более быстрое и интенсивное освещение этого следа искрой, идущей в обратном направлении по этому же пути. Через короткие промежутки времени процесс может повториться, и так происходит до тех пор, пока не исчерпается весь запас электрической энергии.

Длина молнии обычно составляет 2—3 км, но встречаются также молнии, достигающие по длине 10 км.

Франк наблюдал молнию, которая, скользя вдоль грозового облака, достигла длины около 50 км. Вероятно, это был ряд молний, так как сомнительно, чтобы существовали отдельные искры такой длины. Ширина разрядного канала, повидимому, доходит до 40—50 см. Однако, наибольшая часть потока протекает в русле шириной только несколько сантиметров.

Силу тока линейной молнии можно определить по силе

остаточного магнетизма материалов, содержащих железо, по металлическим проводникам и по степени плавления после удара молнии.

Покельс пришел к заключению о силе тока молнии в 10 000—20 000 ампер. Гемфриз, по плавлению медной трубки, считает, что сила тока была равна 90 000 ампер.

Продолжительность молнии колеблется от 0,001 до 0,02 секунды. Молния, падающая с облака на землю, длится

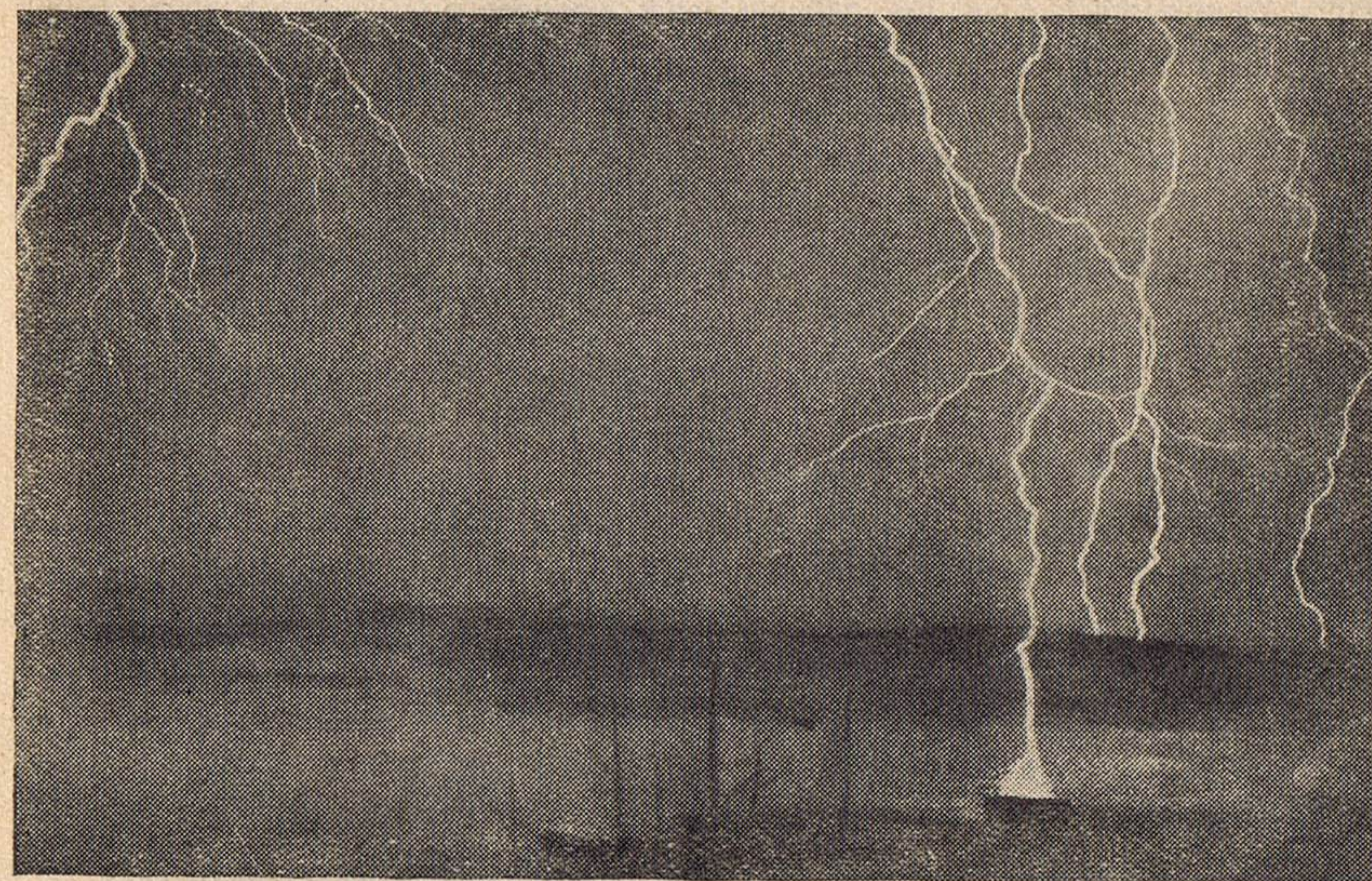


Рис. 110. Линейная молния

очень малую долю секунды; молнии между облаками продолжительнее, иногда до 0,5 секунды. Это подтверждается фотографиями, а также тем обстоятельством, что при свете молнии можно заметить направление качаемых веток деревьев или же движение поезда. Такие молнии представляют собою сильно замедленные разряды, тогда как первые — моментальные явления, сходные с искрой лейденской банки.

Шаровая молния — наиболее замечательная, редкая и загадочная форма молнии. Она состоит из круглой светящейся массы, величиной от кулака до головы, которая движется с умеренной скоростью, так что глазами легко проследить за ее движением. Иногда шаровая молния исчезает бесследно, иногда же разрывается со страшным треском и причиняет разрушения. Пути, по которым движутся

шаровые молнии, весьма извилисты и часто совпадают с направлением ветра. Шаровую молнию многократно пытались объяснить как оптический обман или отражение в сетчатке глаза; однако, существует много доказанных наблюдений этого редкого явления, так что в ее истинном существовании можно не сомневаться. Шаровая молния возникает обычно непосредственно за линейной молнией, которая, повидимому, является необходимым условием ее образования. Описание явлений шаровой молнии и капризного причудливого ее поведения имеется во всех популярных книгах, посвященных грозам; особенно богата фактами книга Фламариона «Атмосфера».

До сих пор не существует полного объяснения шаровой молнии. В обширной монографии Бранда, посвященной шаровой молнии, автор приводит около 12 различных теорий, предложенных для ее объяснения, и заканчивает их рассмотрение заявлением, что даже наиболее удовлетворительная, по его мнению, теория Теплера «еще не разрешила загадки шаровой молнии».

Гром. Молния, пронизывая атмосферу, настолько сильно накаливает встречные частицы воздуха, что они расширяются внезапно в тысячи раз против прежнего объема; но затем, когда теплота распределится, они опять сталкиваются. Явления грома можно уподобить взрыву газов, что и понятно, если принять во внимание температуру молнии, оцениваемую в $10\,000\text{--}15\,000^\circ$. Звуковые волны грома в первые доли секунды намного опережают нормальную скорость звука (около 340 м/сек); далее скорость ослабевает, и распространение волн следует точно законам акустики.

Мы часто слышим приближение грозы, не глядя на нее, по грому, который становится все сильнее и сильнее. Вблизи места удара молнии слышится почти одновременно резкий удар с треском. Если гроза идет в отдалении, то между блеском молнии и звуком грома имеется некоторый промежуток времени. Это обстоятельство позволяет судить о том, насколько удалена гроза. Молния и гром происходят одновременно; скорость света может быть принята для земных расстояний мгновенной, а звук проходит в секунду в среднем 340 м ; следовательно, деля число секунд, протекавших от молнии до грома, на 3, мы получим грубо расстояние в километрах от места удара молнии.

Раскаты грома являются эффектом эхо, отражением звуковых лучей от земли, от облаков и вообще от среды, неравномерно их преломляющей (воздух с дождем и без

дождя). Средняя продолжительность раскатов грома одной молнии $30\text{--}40$ секунд, отдельные случаи — до минуты. Дальность слышимости грома в общем невелика и мало соответствует его интенсивности, определяемой вблизи. Средние цифры для загородных условий $18\text{--}20\text{ км}$, в отдельных случаях до 30 км и в исключительных — до 50 км .

Артиллерийская стрельба слышна на несравненно больших расстояниях. Выстрелы из орудий среднего калибра слышны за $100\text{--}150\text{ км}$, а стрельба современных мощных орудий и взрывы снарядов — за $200\text{--}300\text{ км}$.

Действия молнии. Накаливание молний увеличивается вместе с возрастанием встречаемого ею на пути сопротивления. В верхних слоях атмосферы, где воздух весьма разряжен и, следовательно, представляет электрическому разряду малое сопротивление, молния почти всегда имеет расплывчатый вид вспышки; для того же, чтобы пробить нижние слои воздуха, требуется огромное напряжение, и здесь возникают линейные молнии. Если молния встречает хорошо проводящее тело с большим поперечным сечением, то она проходит по телу без заметных следов; но если она попадает на тонкие проволоки, на сухое, смолистое дерево, то она их сжигает. Когда молния ударяет в дерево, то она пролагает себе путь преимущественно между корой и древесиной во влажной заболони; вода мгновенно обращается в пар, и этим объясняются те особенные разрывы и волокнистые расщепления, которые наблюдаются на пораженных молнией деревьях.

Гумбольдт рассказывает, что он наблюдал скалы, поверхность которых была остеклована молнией. Трубки (так называемые «чортовы пальцы»), часто находимые в ровных песчаных местностях и разветвляющиеся часто под поверхностью земли на несколько метров, состоят из песка и частей земли, которые ударом молнии бывают расплавлены и сцеплены между собой.

Молния иногда оказывает сильные механические действия. 2/VIII 1909 г. близ Манчестера молния, ударив в землю между подвалом и цистерной, сдвинула стену толщиной в 1 м и высотой в 4 м ; все деревянные соединительные части были разрушены. В сдвинутой стене было $7\,000$ кирпичей, общим весом $26\,000\text{ кг}$.

Полное размагничивание компасной стрелки при ударе молнии в корабельные мачты — нередко наблюдаемое явление.

Строение грозовых облаков

Как известно, грозовые процессы происходят при облаках *Cb*. Своим происхождением они обязаны мощным вертикальным потокам, вызванным сильным перегревом нижних слоев воздуха и влажнонеустойчивой стратификацией атмосферы или механическим вытеснением теплого влажного воздуха другим, значительно более холодным воздухом. В развитии и питании этого процесса большую роль играет колоссальное количество скрытой теплоты парообразования, выделяющейся при явлениях конденсации водяного пара. Последнее обстоятельство при других благоприятных условиях доводит конвекцию до значений вертикального урагана, и нередко случаи, когда вершина *Cb* достигала высот более 10 км, пробивая уровень перистых облаков (*Сi*). Часто можно видеть, даже на значительном расстоянии, как вершина *Cb*, нарастая, заметно на-глаз идет вверх и как бы «закипает». Основание такого облака обычно находится на высоте 1 000—1 500 м; следовательно, толщина *Cb* может достигать 8—9 км и более. Это — облачная гора с настолько различным распределением температуры, что вполне справедливо может быть названа «фабрикой погоды». И действительно, в то время как у основания встречаются температуры 20—25°, в средней части мы наблюдаем —10°, —15°, а у вершины облака —40°, —50°. Внизу выпадает дождь и град, в средней части облака — осадки в виде крупы, снега, града; еще выше — сплошная снежная метель, отмечаемая снизу нитевидными отвесными полосами на внешней стороне облака (полосы падения). Сравнительно недавно (20—25 лет тому назад) считалось, что *Cb* может подниматься до высоты 5—6 км, где вершина уже расплывается и дает «шатер» тонких облаков, называвшихся тогда «ложноперистыми». Полагали, что *Cb* до настоящих *Сi* никогда не доходят. В действительности же, хотя и существуют категории низких гроз, но весьма часто вершины заканчивают свое развитие в области стратосферы.

На рис. 111 изображена схема строения грозового облака типа, наиболее часто встречающегося при холодном фронте.

Движение *Cb* показано стрелкой. Если мысленно пересечь чертеж справа налево, то можно получить картину смены явлений погоды при прохождении грозового облака (фронта).

Перед появлением *Cb* (еще за 100—150 км до него) проходит редкий слой *Ac*, часто *Ac* «башнеобразные», далее

«шатер» плотных перистых облаков, или так называемая наковальня грозового облака, на фоне которого на горизонте вырисовывается массивный *Cb* с мрачным основанием. Ветер у земли стихает — подходит зона встречных потоков. На горизонте ясно видны полосы падающего дождя, впереди которых быстро движется вал низких серых облаков с вихревыми движениями; по прохождении их через зенит ветер внизу резко изменяет направление (иногда на 180°), усиливается до бури, начинаются ливень, гроза, и все предметы тонут в хаосе дождя и шквала. Темпе-

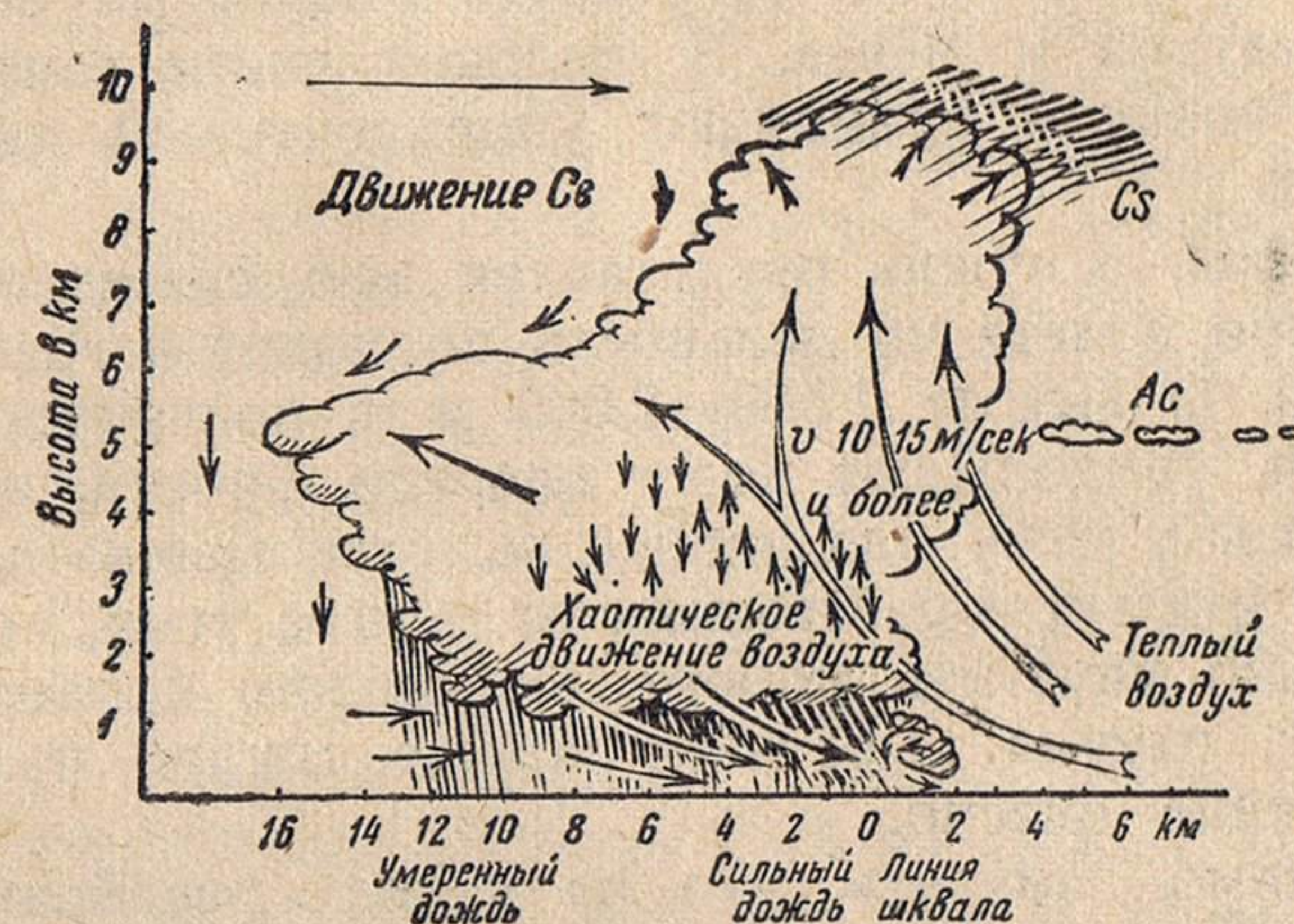


Рис. 111. Схема строения *Cb*

ратура дает резкий скачок вниз. Так продолжается 10—15 минут, после чего порывы ветра ослабевают, дождь переходит в умеренный и вскоре прекращается, облачность поднимается; принимает характер *Ac*, появляются просветы: гроза кончилась.

Картина вертикальных токов следующая. Впереди *Cb*, почти у самого фронта, медленный восходящий ток порядка 1—1,5 м/сек, вполне достаточный для того, чтобы поддержать планер и даже сообщить ему некоторое вертикальное ускорение.

У основания тучи и у всей передней толщи восходящий ток быстро принимает значения 10—15 м/сек и более; отдельные струи идут отвесно вверх, движение становится неупорядоченным.

Вихревой вал у гребня тучи расположен очень низко (иногда 50—100 м) и представляет собой настоящий вихрь с горизонтальной осью. Наблюдается резкая смена восходя-

щего тока в 5—10 м/сек на такой же нисходящий. Это — очень опасная зона для планеров и самолетов. Крутящийся вал в развитых *Cb* очень хорошо виден и с земли по хаотическим движениям рваной облачности, которая быстро идет вверх, погибает и тает в нисходящем токе. В центральной части главного облака хаотические движения принимают особо острый характер, здесь все кипит и бушует. В этой части облака даже тяжелые машины могут стать игрушкой бури, потерять всякое управление и выйти из строя. Под облаком потоки дождя (града) создают механически сильный нисходящий ток, который может прижать машину к земле. Помимо этого, видимость падает до нескольких десятков метров и менее. В тыловой части вертикальные движения воздуха принимают упорядоченный характер и ослабевают.

Планеристы, хорошо представляя всю схему описанных явлений, при полете на дальность подходят к гребням грозовой тучи на высоте 1500—2000 м и, пользуясь восходящим током, продолжают полет впереди фронта, всякий раз приближаясь к нему для набора высоты. Держатся они все же на почтительном расстоянии от центра тучи, потому что стоит только упустить момент, как можно попасть в главный поток, откуда выбраться крайне трудно и где находиться крайне опасно.

Необходимо заметить, что на схеме разобран случай развитого *Cb* чисто летнего типа. В категории более слабых облаков вихревые движения слабее: иногда отсутствует крутящийся вал гребня тучи; обычно не бывает его при тепловых чисто местных грозах, где вертикальная конвекция внутри облака иногда сильнее фронтальных гроз.

Максимальная скорость восходящего потока, зарегистрированная нашими планеристами летом 1935 г., — 16 м/сек. Но косвенные соображения говорят о наличии гораздо больших скоростей в центральных частях мощных *Cb*. В самом деле, при грозах нередко выпадали градины весом 500—600 г; анализ строения их показал, что они состоят из ряда концентрических слоев льда, которые могли образоваться, конечно, не от смерзания отдельных градин, а от продолжительного путешествия градины внутри облака, где при подъеме и опускании ее и наслаивались концентрично полосы льда. Градина укрупнялась и, наконец, достигла таких размеров, что скорость восходящего потока была уже не в состоянии поддерживать ее. Какой же скорости должен быть вертикальный поток? Подсчет показывает, что не менее 30—35 м/сек.

К. Лей приводит классический пример хаотических движений воздуха в *Cb*: «В пасмурный знойный день, при однообразной слоистой облачности, группа воздухоплавателей поднялась на аэростате и шла на высоте 800 м. Через некоторое время они заметили над головой резкое потемнение облачности. Аэростат быстро потянуло вверх, и вскоре он очутился в облаке, в массе густого, серого тумана, откуда скоро посыпались град и дождь. Водитель открыл клапан, чтобы освободиться от облака и спуститься вниз, но было уже поздно. Аэростат попал в *Cb*, очевидно, не замеченный вследствие сплошной облачности и начальной стадии грозы, когда не было еще полос дождя. Аэростат сделался игрушкой ветра: его то поднимало вверх, то бросало вниз, и притом с такой стремительностью, что воздухоплаватели временами, при вспышках молнии, видели собственный шар на одном уровне с корзиной. Так продолжалось до тех пор, пока аэростат через трещины в оболочке не выпустил такого количества газа, что восходящий ток был не в состоянии уже его поддерживать, и он камнем полетел вниз. Падение произошло в лесу, кабина самортизировала на сучья, и только этому обстоятельству воздухоплаватели обязаны спасеньем».

В. Георгии в книге «Летная метеорология» приводит другой яркий пример: «В ночь с 15 на 16/III 1924 г. в Баварии в 18 часов поднялся шар, который в 22 часа 20 минут был внезапно подхвачен грозвым шквалом. В кратчайший промежуток времени шар взмыл кверху на 800 м. Подъемная скорость была не менее 10 м/сек. Статоскоп, имеющий предел шкалы в 6 м/сек, оказался недостаточным. После этого произошел такой же быстрый спуск, который водитель пытался ослабить отдачей балласта. Несмотря на это, шар грузно ударился о землю и вновь ушел на 1000 м вверх. В целом произошло шесть подъемов и спусков. При одном из них один человек из состава экипажа выпал из корзины. Облегчение дало возможность шару совершить шестой подъем до 2000 м высоты, после чего он был выброшен из грозового облака (приводится запись барографа)».

Ф. Брукс приводит пример из американской летной практики: «23/VII 1919 г. самолет № 2474, под управлением лейтенанта Г. Мэзон, приближался на высоте 500 м к Пенсакола, двигаясь по правую сторону *Cb*.» Когда мы подошли к темному краю облака, — рассказывает Г. Мэзон, — я почувствовал, что аппарат захвачен шквалом. Я перехожу на планирующий спуск, чтобы снизиться и свернуть с дороги шквала, как вдруг самолет стал на нос, и так не ожи-

данно, что я был вырван из сиденья... Аппарат пошел через голову вниз, без давления на рули. Тогда я их поставил нейтрально, чтобы в случае внезапного давления на рули они не сломались. С помощью случайных движений рулей самолет, наконец, выровнялся на высоте 200 м».

Все летчики отмечают быстрый и внезапный подъем самолета перед фронтом грозовых туч (см. схему) на высоту до 2 000—3 000 м. В одном случае на высоте 1 000 м перед грозой летчик сделал три виража (до полного круга) и выиграл еще 1 000 м высоты, вместо того, чтобы потерять, как обычно, 500 м (В. Георгии).

Приведенные примеры достаточно ярко показывают, какой силы может достигать завихренность воздуха в *Cb*, которую, очевидно, не может преодолеть самолет даже с большим избытком мощности.

Кроме указанного и весьма плохой видимости, большую опасность для самолета с деревянными винтами представляют ливень и град, которые могут повредить винт. Большая интенсивность осадков при грозе, действуя на летчика, сильно понижает его внимание к аппарату и приборам, что может повести к катастрофе. Наконец, значительную опасность представляет электрический разряд грозы.

Аэросиноптическая классификация гроз и шквалов

Грозы можно по причинам возникновения и развития отнести к тому или иному классу, что, естественно, значительно облегчает предвидение их и позволяет ответить на ряд вопросов, почему именно грозы возникают при таком-то синоптическом положении.

В последнее время было предложено много классификаций. Из них наиболее полной является классификация, разработанная применительно к условиям погоды на территории нашего Союза.

Тепловые грозы. Устойчиво-жаркие дни лета, при большой абсолютной влажности и при очень малом общем горизонтальном движении воздуха у поверхности земли, сопровождаются грозами. Влажнонеустойчивое состояние при этих грозах вызвано не неподвижным или стационарным фронтом депрессии, а чрезвычайно сильным перегревом нижних слоев воздуха.

В наших условиях тепловые грозы обычно возникают, когда континентальный полярный воздух, при относительно устойчивом антициклоне, сильно прогревается, а максимум температур день ото дня повышается. Антициклон начинает ослабевать и постепенно превращается в размытую

область слабо повышенного давления с малыми градиентами. Повышенная температура принимает значения на утренних картах погоды 23°, 25° и более; одновременно растёт и абсолютная влажность. И вот, в один из дней возникают то здесь, то там грозы; *Cb* особенно вырастают в вертикальном направлении, сохраняя изолированную структуру. В первый день горизонт в своей большей части остается ясным. Грозы, слабо смещаясь и придерживаясь рельефа местности, изливают почти на месте громадное количество воды и вскоре затухают. На другой день они повторяются, но начинаются по времени раньше; на третий день — еще раньше. Так продолжается до тех пор, пока воздух достаточно не охладится от осадков и увеличенной облачности (прекращение инсоляции) и пока процесс не будет оборван вторжением сухого воздуха нового антициклона.

При тепловых грозах этого типа антициклон чаще всего располагается над Уральским хребтом, а на большей части европейской части Союза — размытая область повышенного давления между двумя соседними областями. Когда более холодный воздух проникнет по земной поверхности в зону более теплого, то этим самым он приподнимет последний и даст толчок к дальнейшему восхождению уже огромных масс теплого воздуха. Тем не менее, в подавляющем числе случаев, первый толчок к образованию тепловых гроз получается при охлаждении высоких слоев воздуха. Иначе нельзя объяснить тепловые грозы, возникающие вечером, когда уже наступает охлаждение приземного слоя и никакого поступления перегретого воздуха не происходит, а налицо возникновение разрядки неустойчивой стратификации (грозы). Итак, пертурбация воздушных масс наступает в первую очередь от подтока холодного воздуха в верхних слоях, тогда как толща воздуха от земли до 1 500 м весьма устойчива.

Для характеристики вертикального температурного градиента при тепловых грозах приводим табличку Линдхольма для случая 15/V 1924 г.

Высота	0—0,5 км	0,5—1,0	1,0—1,5	1,5—2,0	2,0—2,5	2,5—3,
На 100 м	0,42	0,36	0,56	0,86	0,84	0,85

Здесь весьма характерно то, что большой температурный градиент (неустойчивое равновесие) наблюдается в верхних слоях, тогда как толща воздуха от земли до 1 500 м весьма устойчива. Это очень важное условие для того, чтобы энергия конвекции не растрачивалась по мелочам,

вплоть до развития грозы, когда устойчивый слой будет разрушен и вертикальные движения разовьются полностью.

Необходимо также запомнить, что не всегда при грозах поднимается воздух самых нижних слоев, а чаще всего восходят перегретые массы вышележащих слоев; они достигают уровня конденсации, после чего еще энергичнее направляются вверх, пока не встретят мощной инверсии.

Грозы холодного фронта возникают на поверхности раздела наступающих холодных масс и обычно представляют собой явления тыловой части депрессии. Вторжения холодного воздуха происходят в виде вала, имеющего в нижних слоях атмосферы форму «кулака» и вытесняющего вверх лежащий перед фронтом более теплый воздух. Если состояние теплого воздуха уже неустойчивое, то достаточно небольшого толчка, чтобы вызвать серьезное грозовое возмущение. Если наложение теплого воздуха устойчивое, то бурное восхождение его возможно лишь в случае, когда «уровень конденсации» его лежит ниже верхней границы «кулака»; в последнем случае дальнейшее поднятие воздушных масс будет происходить при влажнонеустойчивом состоянии.

Образование гроз может произойти от вторжения холодного воздуха на высотах или как результат взаимодействия теплых и холодных масс при наступлении холодного воздуха. В первом случае, при холодных вторжениях наверху, одновременно происходит перегрев нижних слоев воздуха, который, достигнув влажнонеустойчивого состояния, будет вынужден быстро подниматься в охлажденные верхние слои, что и приведет к грозе, ибо здесь налицо «переворачивание» воздушных масс.

Интенсивность грозы будет определяться степенью перегретости нижнего слоя. Может случиться, что грозовой процесс в тех местах, где перегрев прекратился или оказался недостаточным, внезапно затухнет. Этим объясняется затухание грозовой деятельности при пересечении больших рек и озер. При таком процессе на синоптических картах фронта не видно, и его считают «высоким» и делают попытку рисовать его по явлениям гроз и ливневых осадков.

Вынужденный и весьма энергичный подъем теплого воздуха перед и на «кулаке» холодного фронта приводит к образованию мощных *Cb*, тянущихся вдоль всего фронта, иногда на сотни километров. Чем больше мощность холодного вторжения по вертикали, тем более развитыми будут *Cb*.

Для европейской части Союза представителем холодной массы является морской полярный или арктический воздух,

вторгающийся в зону теплой континентальной или тропической массы. Особенно бурно развиваются процессы при вытеснениях тропического воздуха, имеющего всегда большую абсолютную влажность; сильные грозы в этом случае всегда сопровождаются бурями и шквалами.

На картах за 11—12/IX 1932 г. показан случай гроз холодного фронта.

Аэрологическое зондирование дает перед холодным фронтом понижение температур на высотах, случающееся за сутки, а иногда и более до прохождения фронта. С этим связано усиленное развитие кучевой облачности, а иногда и возникновение грозы задолго до прохождения холодного фронта, что нередко вызывает затруднения при анализе карт погоды.

Грозы на фронте окклюзии. От гроз холодного фронта принципиально не отличаются грозы окклюзии по типу холодного фронта. Как известно, окклюзия образуется в результате смыкания холодного фронта с теплым в развитии циклоне, в силу большей скорости движения холодного фронта. Здесь теплый воздух уже вытеснен вверх, и его граница с холодным представляется в виде верхнего теплого фронта. На картах погоды в этом случае обычно различим лишь нижний раздел холодного фронта. Температурный контраст в окклюзиях внизу ослабевает, но на высотах может оставаться значительным. На фронте высоко-слоистой облачности и обложных осадков образуются *Cb* с ливнями и грозами. Нередко слабые и почти погасшие окклюзии, идущие с Атлантики в глубь материка и барически представляемые ложбиной, начинают быстро оживать, температурный контраст возрастает, так как предфронтальный, относительно холодный, воздух на континенте сильно прогревается. В результате теплофронтальная часть окклюзии с ее осадками размывается, и от окклюзии остается лишь холодный фронт с его явлениями. Не будет поэтому большой ошибки, если грозы окклюзии по типу холодного фронта не выделять, а приравнивать к холоднофронтным грозам.

Грозы на теплом фронте. Вынужденный подъем воздуха на холодном фронте приводит к сильной пертурбации воздушных масс и ливням. На теплом фронте это обуславливает спокойный обложный дождь и очень редко грозу. Ее возникновение может быть объяснено следующим: при малом угле наклона клина холодного воздуха восхождение по нему теплых масс происходит медленно, сопровождаясь умеренным охлаждением и спокойным дож-

дем. Можно считать, что при восходящем скольжении воздушная масса теряет свою устойчивость, так как она придет в насыщенное состояние; но этого еще недостаточно для образования влажнонеустойчивой стратификации. Последняя возникает только тогда, когда восходящая масса придет в соприкосновение с холодными воздушными течениями вышележащих слоев. Тогда восходящее скольжение обратится в мощный вертикальный ток, следствием чего будет образование высоких грозовых облаков.

Отмечен случай, когда на теплом фронте мощная струя прогретого континентального воздуха, толщиной от 500 до 1500 м, проникла к северу, расположившись под холодным юго-западным течением, что и вызвало влажнонеустойчивую стратификацию.

В наших условиях, в европейской территории Союза грозы на теплом фронте не такое уж редкое явление. Необходимым условием для их возникновения является присутствие тропического воздуха (*кТВ* Казахстана, с Средиземного моря — летом), при котором на поверхности восходящего скольжения выявляется полностью его влажнонеустойчивое состояние, а на общем фоне обложных дождей появляются высокие грозовые облака (основание 3000 м), охватывающие значительный район.

Теплофронтовые грозы наблюдаются летом при неокклюзированных черноморских и средиземноморских циклонах, теплые секторы которых имеют тропический воздух с абсолютной влажностью 15—16 мм и более.

Аэрологическое зондирование на теплом фронте с грозой показывает громадную влажную неустойчивость теплого воздуха, сильно разнящуюся от обычных теплых фронтов со спокойным обложным дождем. Грозы на теплом фронте иногда сопровождаются шквалами.

Конвективные грозы. В летнее время в тылу циклонов, уходящих на восток, проникает морской полярный воздух, который, оставаясь вверху холодным, снизу подогревается от соприкосновения с подстилающей поверхностью и приходит в состояние неустойчивости. Влажная неустойчивость его возникает при нагревании нижних слоев воздуха и одновременном охлаждении верхних. В то время как при фронтальных грозах «переворачивание» воздушных масс происходит от самого фронта, здесь грозовые возмущения возникают или от сильной турбулентности или от орографических обстоятельств.

У нас этот тип гроз чаще всего встречается в мае.

Горные грозы родственны тепловым. Склоны гор,

нагреваясь солнечными лучами, излучают обратно эту тепловую энергию с большой длиной волны, легче поглощаемой атмосферой, чем прямое коротковолновое излучение солнца. Поэтому воздух, находящийся у склонов гор, нагревается до температуры, превышающей температуру окружающего воздуха. Возникает разность давления, заставляющая теплый и влажный воздух подниматься по склонам горы к уровню конденсации. При достаточной кинетической энергии движущегося воздуха возникают горные грозы. В наших условиях такие грозы встречаются на Среднем Урале, на воздушной линии Казань — Свердловск, сильно усложняя метеорологические условия перелетов в жаркие летние дни. Много их бывает и на Кавказе.

Примеры выдающихся гроз и шквалов. 15/VI 1930 г. под Воронежем пронесся шквал ураганной силы с грозой и ливнем. Синоптическая обстановка была следующей: со Скандинавии к юго-востоку опускался антициклон, в передней части которого было мощное течение холодного полярного воздуха. Над центральными частями европейской территории Союза располагался прогретый *кТВ*, вытесняемый указанным *МПВ*. Линия раздела между массами имела характер ярко выраженного холодного фронта с дневным контрастом температур — около Москвы 15°, а у Воронежа — 20° — всего на расстоянии 50—60 км. Шквал проходил по всей линии фронта, давая усиление ветра: в Вологде до 10 м/сек, Москве — 16 м/сек, Курске — 17 м/сек, а в Воронеже, — не менее 30 м/сек. Но в Москве абсолютная влажность была 10,4 мм, а в Воронеже — 16,7 мм. Как видим, громадную роль играет местная абсолютная влажность.

Весьма опасной является обстановка, когда холодными массами (например морского полярного воздуха) вытесняется тропический воздух. Здесь шквалы, достигая крайней степени интенсивности, могут сопровождаться смерчами и торнадо, разрушительная сила которых известна. Примером подобной интенсивности явлений может служить шквал в Ростове-на-Дону 18/VIII 1935 г. На юге в течение нескольких дней стояла исключительно жаркая погода (до 40°), вызванная адвекцией воздушной массы Малой Азии и прогреванием инсоляцией (тропический воздух). В эту зону через центр СССР быстро входил свежий морской полярный воздух. На линии соприкосновения тропического и морского полярного воздуха возник ряд шквалов, который в Ростове достиг силы урагана и вызвал большие разрушения.

Заслуживает внимания и изучения шквал, пронесшийся в ночь с 24 на 25/VII 1935 г. над Серпуховом и окрестностями. Синоптическая обстановка показывает, что в теплом секторе циклона, медленно поднимавшегося с Черного моря к северу, расположен *кТВ* с высокой влажностью (более 16 мм в дневные часы); теплый фронт смещается быстрее движения депрессии и на всем пути сопровождается грозами, отстоящими от линии раздела у земли на 100—150 км к северу и северо-западу. 24/VII в 21 час гроза и шквал в Липецке, в 24 часа отдаленная гроза в Туле и в 1 час 30 минут 25/VII шквал ураганной силы, ливень и гроза в Серпухове, в 3 часа 15 минут — шквал, гроза в Москве. Таким образом, грозовой процесс смещался со скоростью 60 км/час с Ю на С. Шквал достиг наибольшей силы в ночные часы, но, очевидно, в тех местах, где была максимальная

влажная неустойчивость. Абсолютная влажность в Серпухове достигала в 19 часов 24/VII рекордной цифры — 20,3 мм. Ливень дал 74 мм осадков. Сила ветра при шквале была в 1,5 раза больше поступательной скорости динамической системы; отсюда возникает предположение, что в разрушениях участвовал „облачный вал“ вихря с горизонтальной осью; на это также указывает „избирательный“ характер разрушений, при которых на открытых ровных местах разрушения (падение леса и др.) были слабее, чем на закрытых, но стоящих выше. Смерчи должны быть исключены, так как упавшие деревья имели общее направление Ю — С без признаков закручивания. Зона наибольших повреждений — около 2 км в поперечнике. Материалы этого случая показывают, что на теплом фронте могут возникать волны с напряженной шкваловой деятельностью при высокой абсолютной влажности.

Метеорологам необходимо внимательно следить за теплыми фронтами неокклюдированных средиземноморских и черноморских циклонов.

Очень большой интенсивности могут достигать грозовые шквалы на квазистационарном холодном фронте, с весьма хорошо выраженной разностью температур, когда вдоль этого фронта пробегают небольшие волновые возмущения. Примером данного типа служит шквал 23/V 1932 г. на линии Дмитров — Москва — Серпухов (170 км). Синоптическая обстановка была следующая: по широте Москвы, несколько севернее ее, лежал раздел между морским арктическим воздухом с утренними температурами 0—5° и прогретым континентально-полярным с температурами 18—22°. Морской арктический воздух медленно опускался с севера, смещая раздел на 5—6 км/час; практически раздел квазистационарен. На этом разделе возникла малая волна, пробежавшая вдоль фронта с запада на восток со скоростью 70 км/час. Холодный фронт этой волны при NW ветрах сопровождался грозой, градом и шквалом (около 19 часов). Наибольшей силы ветер достиг в Москве 25 м/сек.

Шквалы сопровождают также осадки неустойчивых масс, но явление не достигает такого развития, как на фронте. Встречаются случаи резкого усиления ветра при местных тепловых грозах, в связи с механическим сдавливанием нижних слоев воздуха той массой воды, которую низвергают мощные тепловые *Cb* на ограниченном районе; в этом случае воздушный поток направляется во все стороны от зоны, занятой *Cb*, кольцеобразно расширяясь и ослабевая, в то время как само облако почти неподвижно или слабо смещается.

30/VII 1936 г. над Москвой прошла гроза со шквалом, разрушившим цирк Шапито в Парке культуры и отдыха. Синоптическая обстановка показывает, что центральные области были заняты *κTB*, а западные — холодным *МПВ*, вторгавшимся в центральные районы с запада. Раздел между ними — типичный холодный фронт — являлся частью фронта депрессии, проходящего далеко по северу Союза. В *κTB* наблюдались поразительно высокие температуры — местами до 38°. Перед фронтом — слабые ветры, небольшая облачность, падение давления. В холодном воздухе около 20°, следовательно, контраст температур на малом расстоянии достигает 18°.

Шквалы разместились почти на всем фронте, достигнув особенной интенсивности при прохождении последнего через Московскую область. Фронт пересек Москву около 16 часов; сила ветра, по данным ГАМС, 25 м/сек. Шквал, выйдя из пределов Москвы, продолжал разрушительную деятельность и далее к востоку, срывая крыши с домов, выкорчевывая деревья и создавая настоящие пыльные бури. Интересно отметить, что к западу от Москвы шквал не имел такой разрушительной силы, очевидно, потому, что там он разбился на два по-

рыва ветра. Так Звенигородская метеолaborатория отмечает первый шквал в 14 часов 45 минут (до 17 м/сек), а второй — в 15 часов 02 минуты (до 16 м/сек). То же показывает сравнение микробарограмм. В Звенигороде шкваловый скачок — двойной, с промежутком падения, а в Москве давление сразу вырастает более чем на 3 мм. Направление ветра при шквале в обоих пунктах WNW.

Высота „головы“ холодного вторжения была невелика, так как, несмотря на установившееся в тылу фронта NW течение, кучевые облака продолжали смещаться с SW. Местами выпадал град, но ливня не было, что объясняется большой сухостью *κTB* (20%). На некоторых участках фронта вовсе не было дождя, а только пыльная буря (например район Брянска).

Весьма сложная обстановка была при сильно развитой шкваловой деятельности в Западной и Калининской областях вечером 3/VI 1936 г. Исключительной силы шквал пронесся над городом Едрово. По карте погоды за 20 часов в циклоне, медленно поднимающемся с юга на север и заполняющемся, имелся еще неокклюдированный теплый сектор с массами *κTB*. Температуры воздуха в секторе — порядка 22—28°, за холодным фронтом депрессии — 17—20°. От западных границ нашего Союза на центральные районы медленно поступали весьма холодные для данного времени года массы *МПВ* с температурами 12—16°. На фронтальную структуру рассматриваемой депрессии накладывался общий холодный фронт, тянувшийся от Онежского озера, западнее Курска на Азовское море и являвшийся авангардом волны холода от западного вторжения. Данный фронт, а также и теплый фронт депрессии в своих северных частях были ориентированы почти параллельно изобарам и очень медленно сближались; *κTB* вблизи вершины теплого сектора был стратифицирован влажнонеустойчиво; местами отмечались внутримассовые ливни и грозы. Но огромная зона с грозами и шквалами целиком была расположена на холодном и перед теплыми фронтами в области холодных (у земли) масс.

При классификации подобных гроз возникают затруднения, хотя, казалось бы, их можно отнести к холодному фронту. Аэрологические данные вносят некоторую ясность (сведения поступили с ряда пунктов Калининской, Западной и Курской областей).

Обратимся далее к описанию гроз метеостанцией Едрово.

„На фоне высокостойких облаков часов с 12 начали образовываться мощные кучевые с быстро растущей вершиной; направление движения их — с юго-востока. Внизу неустойчивые ветры с преобладанием N и NE.

В 15.20 с юго-востока на северо-запад проходит первая гроза с дождем, ветер делает скачок на SW и усиливается до 16 м/сек. Вторая гроза в 16.30, при умеренных SW ветрах, вызывает значительное понижение температуры. Движение грозовых облаков попрежнему с юго-востока. В 17.40 гроза заканчивается на северо-западе; внизу ветер вновь с N 4—5 м/сек. В 18.30 была отмечена многоярусная облачность. В 19.50 на горизонте к юго-востоку вырисовалось огромное облако с хорошо развитым „шатром“, оно быстро несло с юго-востока. Вскоре на фоне очень темного и низкого основания показался быстро вращающийся вал с горизонтальной осью („крутящийся вал“). Куски облаков его в передней части поднимались вверх и быстро выбрасывались в тыловой части вала; за крутящимся валом было видно черное, свисающее почти до земли, облако в виде треугольника с длиной основания около 4 км. Черное, свисающее когтями вниз, облако с неимоверной быстротой и сильным гулом приблизилось к зениту в 20 ч. с минутами. Внизу ветер перешел на S и усилился до бури. Когда вал достиг NW горизонта, разразилась гроза с ливнем и градом, окончившаяся только к 22 часам. Умеренный

дождь продолжался до глубокой ночи. В 24 часа после штиля ветер перешел на NW".

Ход метеорологических элементов и направление гроз в этом случае определенно указывают на процессы теплого фронта, так как облака шли с SE, колебания ветра были N и NE, а потом S и SW. Можно было бы возразить, что вечерняя гроза совпала с моментом окклюзии фронта, но не за счет, конечно, холодного фронта депрессии, а за счет подхода холодного фронта с запада. Во всяком случае, над городом Едрово прошли волновые возмущения на фронте, что подтверждается и барограммой.

На движение кучевых и высококучевых облаков с юго-востока указывают также станции Ржев и Брянск, расположенные на других участках фронта.

53. СМЕРЧИ И ТОРНАДО

Смерчем называется вихрь с вертикальной осью, сопровождающийся колоссальными скоростями ветра, сметающими все на своем пути. Обычно при смерче из кучеводождевого облака как бы опускается воронка с отростком, напоминающим собой хобот гигантского слона. Отросток, извиваясь, опускается иногда до земли или воды, и тогда до момента соприкосновения его с водой навстречу поднимается столб водяных брызг, а над сушей — колонка пыли. В дальнейшем все сливается в один вращающийся облачный столб, который несется со значительной скоростью, нанося большие разрушения. Смерч вырывает с корнем деревья, срывает крыши, а иногда разрушает солидные каменные постройки и части их разбрасывает на громадные расстояния. Скорость ветра внутри смерча может достигать 100 м/сек и более, во много раз превышая скорость жестких ураганов. Диаметр его на водной поверхности 25—100 м, на суше — больше, от 100 до 1 000 м, а иногда и 1—2 км. Видимая высота хобота 800—1 500 м. Такова картина смерча.

Торнадо — это тот же смерч, наблюдающийся на суше. Название это взято с испанского слова «tornado», означающего «вращающийся».

Классической страной торнадо является Америка, где они настолько часты, что жители устраивают специальные погреба, куда и прячутся при приближении этого грозного явления природы. У нас они наблюдаются очень редко; маленькие пыльные вихревые столбы, напоминающие собой модель смерча, имеют совсем другое происхождение.

Следует отметить, что при прохождении смерча, даже на близком от него расстоянии, ветер имеет совершенно ту же скорость, какая была до появления смерча; иногда, в то время как смерч проносится через местность, все разрушая

на своем пути, в расстоянии нескольких десятков метров от его траектории наблюдается почти полный штиль.

На рис. 112 приводится фотография смерча, пронесшегося 5/IV 1933 г. над военным городком близ Пешевара (Индия). Он появился на правом краю грозового облака, развился, опустившись до земли, и вызвал огромные разрушения.

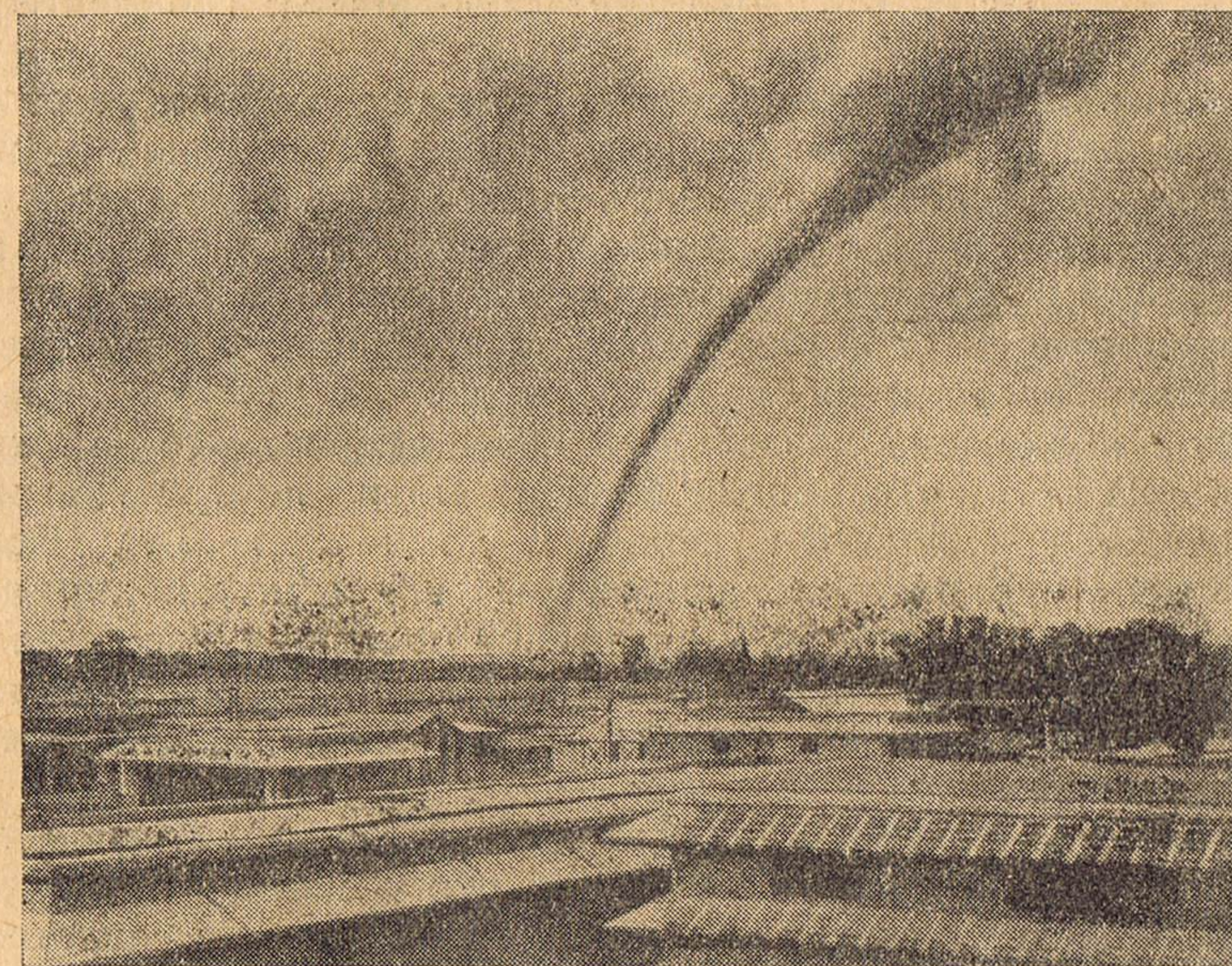


Рис. 112. Фотография смерча

Природа смерчей долгое время казалась загадочной; предположения, гипотезы для объяснения этого явления были совершенно неудовлетворительными и не выдерживали критики, пока, наконец, в 1911 г. ученому А. Вегенеру не удалось найти объяснение, в основном подтвердившееся впоследствии фактами. Гипотеза Вегенера связывает смерчи с грозой. В передней части *Sb*, как мы видели ранее, существует вихрь с горизонтальной осью. Законы кинематики жидких тел утверждают, что если в жидкости образовался вихрь, то он не может свободно заканчиваться внутри нее; он должен или замкнуться сам на себя, т. е. образовать вихревое кольцо, либо своими концами достигнуть пределов жидкости. Поэтому как только в передней части грозового облака сформируется вихревое движение с горизон-

тальной осью, так этот вихревой цилиндр должен или замкнуться внутри атмосферы или опуститься до земной поверхности, что мы и наблюдаем при смерче. Далее, если вихревой цилиндр повсюду имеет неодинаковое поперечное сечение, то угловая скорость вращения оказывается обратно пропорциональной площади сечения. Суживаясь по мере приближения своими концами к земле, вихрь, образовавшийся впереди грозы, достигает здесь колоссальной скорости, которая и обуславливает разрушительную деятельность смерча.

Законы механики показывают, что на небольшом расстоянии от вихря движение жидкости может совершенно не нарушаться, и, в частности, здесь может быть почти полный покой. Это объясняет указанное выше обстоятельство, что на небольшом расстоянии от смерча господствуют слабые ветры.

Под влиянием огромной скорости вращения внутри смерча развиваются центробежные силы, что обуславливает сильное понижение давления внутри смерча. Это можно видеть из того, что иногда вода из моря внутри смерча поднимается сплошным столбом до высоты 6 м. Если вспомнить, что давление атмосферы способно поднимать воду на высоту лишь 10 м, то станет понятным, как велико разрежение внутри смерча. Часто в зданиях, оставшихся неразрушенными смерчем, все стекла оказывались выдавленными изнутри.

Сильное разрежение воздуха внутри смерча вызывает значительное падение температуры, что приводит к конденсации водяных паров, имевшихся в воздухе. Вследствие этого вихревой цилиндр и имеет вид облачного столба. Понижением давления можно объяснить и всасывающее действие смерча, когда он захватывает разные предметы и переносит на большие расстояния. Водяные смерчи могут всасывать рыбу и выбрасывать на берег, явление, которое ранее служило предметом невыразимого ужаса (рыбные дожди).

По гипотезе Вегенера, следует ожидать, что смерчи могут появляться сразу по два, по обе стороны грозового облака, соответственно двум концам вихревого цилиндра. Направление вращения в обоих смерчах должно быть противоположное. Если смерч образовался из вихря с горизонтальной осью, который формировался в зоне «крутящегося вала» *Sb*, то правый смерч должен вращаться по часовой стрелке, левый — против. Накопление наблюдательского материала и дальнейшая обработка его привели Вегенера к другим выводам, а именно: что смерчи образуются на

большой высоте, а не в зоне «крутящегося вала» и что правосторонний смерч должен иметь вращение против часовой стрелки (циклоническое), левосторонний — обратное.

А. Вегенер в своей книге «Смерчи в Европе» (1917 г.) еще придерживался своих прежних взглядов, но уже тогда смог, путем исследования 258 отдельных случаев смерча, опровергнуть термодинамическую теорию Ферреля, согласно которой смерч занимает центральное положение в явлении грозы, являясь осью восходящих потоков. Автор уже тогда рассматривал смерчи и торнадо, как сравнительно побочное явление, не влияющее существенно на процессы в *Sb*. Главная часть вихря скрыта в самом облаке и имеет горизонтальную ось; причиной же возникновения является подъем облачных масс в слой с более сильным ветром.

Вегенер полагает, что в облаке существует «материнский» вихрь с горизонтальной осью, за что говорит прежде всего факт развития смерча из облака, а не от земли; кроме того, часто наблюдаются перерывы в полосе разрушений, говорящие о том же.

Наблюдения показывают, что смерч всегда располагается сбоку полосы града или наиболее интенсивного дождя, иногда до 10 км в сторону от нее. Но так как источник энергии вихря можно видеть только в центральной части грозового облака, то смерч не может быть ограничен его видимой частью, а должен тянуться до центра *Sb*. На рис. 112 видно боковое положение его и изгиб верхней части в сторону грозового облака.

Самым уездительным доказательством существования горизонтальной части смерча является так называемое внешнее поле рассеивания. Оказывается, что поднятые смерчем предметы падают на землю не только вблизи основания его, но и по другую сторону градовой полосы на расстоянии более 10 км. Вегенер рассматривает три таких случая, когда тождество предметов, поднятых смерчем и упавших на землю по другую сторону градовой полосы, не вызывает сомнения (например это было белье с метками). Предметы при этом относились не только вбок, но и вперед. Нередко выпадавшие предметы были покрыты коркой льда, что говорит о том, что высота «материнского вихря» более 3 000 м, так как на этом уровне летом проходит изотерма 0°. На уровне *Ac* наблюдается обычно инверсия со скачком ветра, далее идет непрерывное, сильное падение температуры. Здесь именно и можно ожидать возникновения вихря с горизонтальной осью, когда восходящий поток *Sb* будет срезаться горизонтальным ведущим потоком.

Иногда возникают несколько смерчей по одну и ту же сторону пути *Cb*. Здесь имеет место отрыв вихря от облака, причем еще прежде, чем угаснет первый вихрь, в облаке образуется второй и т. д.

Почти все зарегистрированные смерчи находились по какую-либо одну сторону грозового облака (чаще всего правую). Только в двух случаях смерч был двусторонним. Причину этого противоречия своей гипотезе Вегенер видит в изменении направления ветра с высотой. Так как в северном полушарии ветер вращается с высотой вправо, то и скачок ветра отклонен вправо от направления движения *Cb*.

У нас в Союзе смерчи и торнадо бывают реже, чем в Америке, но все же наблюдаются почти каждый год. Если учесть огромную площадь, занимаемую нашим Союзом, то на единице площади они будут крайне редки и могут случиться 1—2 раза в столетие. Весьма вероятно, что значительная часть их проходит над мало населенными пунктами и над лесом, где они остаются просто незамеченными. Так, например, в сибирской тайге охотники часто находят целые просеки леса, шириной 200—300 м и длиной 25—30 км, с поваленным лесом; их никак нельзя иначе объяснить, как прохождением торнадо. Те немногие случаи изучения наших смерчей, особенно классический пример торнадо, прошедшего в 1904 г. над Москвой, показывает, что они ничем не отличаются от западноевропейских и американских торнадо как по структуре, так и по метеорологическим и синоптическим условиям.

Собственно говоря, на карте погоды их нельзя указывать, так как синоптическая обстановка при торнадо мало отличается от обычной грозовой. Правильнее было бы сказать, что синоптическая карта может дать намеки на возможность появления смерчей, а где их можно ожидать и когда, на этот вопрос, на данном этапе развития синоптики, ответа мы не получим. Это и понятно, так как торнадо является чисто местным явлением и при узкой полосе разрушения редко проходит больше 15—20 км.

На сегодняшний день можно сказать, что торнадо возникают при крайне влажнонеустойчивом состоянии атмосферы и при обязательном участии на фронтальных разделах тропического воздуха. Огромная абсолютная влажность (16—18 мм), интенсивная грозовая деятельность — вот признаки возможного появления смерчей. Но это только намек, так как при данных условиях бывало множество простых гроз и ни одного смерча. КТВ в наших условиях почти всегда является влажнонеустойчивой массой. Повидимому, на

американском континенте ТВ еще более неустойчив и влажен, отчего и торнадо там бывает чаще.

Довольно много у нас бывает торнадо в южной половине Дальневосточного края, когда летний юго-восточный муссон приносит массы влажного воздуха с океана.

54. УКАЗАНИЯ НА СЛУЧАЙ ПОЛЕТА В ГРОЗУ

Все изложенное выше о грозах позволяет сделать некоторые выводы и наметить следующие правила и указания на случай встречи с грозой в полете, а также при обходе и при вынужденном пробивании *Cb*.

1. При встрече с грозой не следует пытаться облететь облако сверху, так как вертикальное развитие его достигает 8—10 км. Можно дойти до потолка самолета и все же не встретить вершины. Далее, на набор значительной высоты требуется продолжительное время, при котором можно очутиться в надвинувшемся облаке.

2. Не следует летать под грозовым облаком, так как здесь турбулентность воздуха достигает колоссальной величины, дождь понижает видимость до 25—50 м, а сильные нисходящие потоки, обрушивающиеся вместе с ливнем, могут прижать самолет к земле. Кроме того, передняя кромка *Cb* может опускаться до 100 м и ниже.

3. Следует избегать близкого соседства с крутящимися валами облаков грозового фронта. Вихрь с горизонтальной осью, сопровождающийся резким изменением восходящего потока на нисходящий, может вызвать поломку машины, так как поток действует сразу и на большую площадь.

4. При встрече с грозой следует попытаться обойти грозовое облако, если знание местности позволяет уклониться от маршрута.

Предварительная консультация метеостанции позволит определить, с каким типом грозы можно встретиться — местной или фронтальной. Местную грозу обойти легко, так как скорость движения ее составляет от 5 до 25 км/час. При встрече с цепью *Cb* (фронтом) следует искать разрыва между тучами или места с наименее развитыми *Cb* (так называемые перешейки в цепи), так как никогда не было случаев, чтобы *Cb* на всем протяжении фронта оказывались одинаковой мощности. Облачный перешеек следует проходить на значительной высоте (3 000—3 500 м) или сквозь окно достаточных размеров, чтобы избежать электрического разряда. При наборе высоты следует помнить о всасывающем действии потоков передней части *Cb*.

5. При прохождении *Cb* надо принять меры предосторожности от молнии и выбрать антенну. Так как для этого не всегда хватит времени, нужно заранее поставить предохранители в надежных коробках и все металлические части самолета хорошо соединить между собою проводниками. При этом, в случае разряда, электричество распределится на значительную массу без особых сопротивлений.

6. Если при пробивании *Cb* не замечается признаков молнии, но выпадает сильный снег, град или крупа, необходимо сейчас же выбрать антенну, во избежание электрического удара.

7. При температурах около 0° следует помнить об опасности обледенения на данных высотах полета.

8. *Cb*, вследствие огромной вертикальной мощности, видны с воздуха на больших расстояниях, в 150—200 км, конечно, если нет сплошного облачного покрова, маскирующего их. В последнем случае *Cb* можно заметить только за 20—40 км, иногда и раньше (все зависит от высоты, на которой идет самолет). При полете за облаками условия видимости прежние.

9. От простых или мощных кучевых облаков, наблюдаемых с большого расстояния, грозовое облако отличается присутствием над вершиной «шатра» перистых и перисто-слоистых облаков, образующих часто так называемую наковальню, которая может выбрасываться из *Cb* на значительные расстояния. Наковальня всегда указывает, что перед нами уже развитое грозовое облако с ливнем, а иногда и градом. При фронтальных грозах «шатер» *Cb* может уже закрывать небосклон, а *Cb* еще долго не вырисовывается. Летом поэтому всегда следует помнить, что наличие грубых плотных *Si* и *Cs* указывает, что поблизости проходит гроза; особенно важно это при дымке, ухудшающей видимость.

10. Грозовые тучи идут всегда с так называемым ведущим потоком воздуха, соответствующим направлению и скорости ветра на высотах 5 000—6 000 м. Поэтому расчет движения *C* по шаро-пилотным данным меньших высот может оказаться ошибочным. Совершенно непригодны для этой цели шары-пилоты до 1 000 м, так как весьма часты случаи, когда ветер на этих высотах дует навстречу или под углом к *Cb*.

11. В ночное время указателями присутствия гроз являются зарницы — отблеск отдаленных молний.

12. Хорошая метеорологическая консультация и подготовка пилотов уменьшают опасность полета при грозах.

55. ОБЛЕДЕНЕНИЕ

Обледенением называется явление, когда в полете отдельные детали самолета начинают покрываться коркой льда. Лед оседает на передних кромках крыльев и хвостового оперения, на винте, на антеннах, забивает приемник указателя скорости.

В результате образования льда увеличивается вес самолета, изменяется профиль крыла и снижается его подъемная сила, увеличивается лобовое сопротивление, появляются вибрации самолета, нарушается режим работы мотора.

Все это часто приводит к вынужденным посадкам и авариям.

Существует несколько видов обледенения.

1. Чистый лед — явление, похожее на «гололед», который наблюдается на земной поверхности во время дождя при температуре ниже 0° .

Примечание. Известно, что чистая вода может быть охлаждена значительно ниже 0° без того, чтобы она замерзла; в этом случае говорят, что она переохлаждена; при соприкосновении с посторонним телом такая вода мгновенно замерзает.

Чистый лед нарастает быстро и держится на поверхности самолета очень крепко. Это самый опасный из всех видов обледенения.

2. Изморозь — белесоватый неровный налет, имеющий зернистое строение. Образуется также при замерзании переохлажденных водяных капель, но только это замерзание происходит при более низких температурах. Оседают более равномерно на поверхности самолета, но держится не так крепко, как чистый лед. При продолжительном полете может достигнуть опасных размеров.

3. Иней — мелкокристаллический налет. Причина образования — переход водяного пара прямо в лед (так называемая сублимация) при вхождении холодного самолета в более теплый воздух. Никогда не достигает опасных размеров и легко стряхивается воздушным потоком.

Обледенение появляется обычно при полете в облаках, тумане, дожде или мокром снеге при температурах ниже 0° .

Диапазон температур, при которых встречается обледенение, достаточно велик.

Переохлажденные водяные капли могут существовать при температурах до -34° .

Наиболее частые и наиболее опасные виды обледенения

(чистый лед) встречаются при температурах от 0 до -5° . Особенно внезапные и быстрые отложения льда происходят при температуре, близкой к 0° .

При температурах ниже -6° отложения чистого льда встречаются значительно реже, а при температурах ниже -10° число обледенений резко уменьшается и форма обледенения переходит в более легкие отложения льда типа изморози и инея.

Высоты, на которых наблюдается обледенение, разнообразны и зависят от высоты нулевой изотермы (линия, соединяющая точки с температурой 0°).

Максимальное количество обледенений в холодное время года встречается в облачности на высоте от 100 до 800 м; в теплое время года — на высотах 2 500—3 500 м.

Наиболее тяжелые случаи обледенения наблюдаются при полете в зоне дождя, состоящего из переохлажденных капель. Такие условия создаются перед теплым фронтом, когда теплой воздушной массой является морской полярный воздух с температурой около $+5^{\circ}$, а холодной воздушной массой является арктический (или континентальный полярный) воздух с температурой до -4 — -9° . При этом в клине холодного воздуха и выпадает переохлажденный дождь. Зона опасного обледенения может распространяться в ширину на 100—200 км и начинаться в 50—100 км от фронта. Не менее опасны в отношении обледенения также и фронты окклюзии по типу теплого фронта.

Обледенение первого рода может встретиться и за холодным фронтом.

Наибольшую опасность в отношении обледенения представляют фронтальные облака, находящиеся в стадии развития: высокостристые, слоистодождевые.

Кучевые и кучеводождевые облака также дают обледенение, но таких случаев отмечено мало, так как эти облака летчики обычно обходят.

В облаках однородной воздушной массы и в инверсионных облаках при слабых вертикальных движениях воздуха (слоистые, слоистокучевые и высококучевые) обледенение проявляется в более слабой степени и главным образом в виде изморози.

Таким образом, задача прогноза обледенения сводится к учету характера облачности и температуры.

Пилоты должны избегать углубления в слоистобразные облака, когда температура под облачным слоем быстро убывает с высотой и к моменту вхождения в облако может упасть до 0° .

Лучшим средством против обледенения является выход из зоны, где имеются условия, благоприятные для возникновения обледенения.

В некоторых случаях избежать обледенения можно или снижением в слое воздуха с более высокой температурой или подъемом на большую высоту с более низкой температурой.

Последний способ можно применять в том случае, когда обледенение происходит в инверсионных облаках или облачных системах старых верхних фронтов окклюзии; при наличии же резко выраженных теплых фронтов такой способ избежания обледенения рискован, так как быстрое нарастание льда может помешать самолету во-время набрать необходимую высоту¹.

¹ Рассмотрение механических и химических способов борьбы с обледенением не входит в задачу нашего курса.

ГЛАВА ОДИННАДЦАТАЯ

ИНФОРМАЦИИ

56. СЛУЖБА ИНФОРМАЦИЙ КАК СРЕДСТВО УТОЧ- НЕНИЯ ПРОГНОЗА ПОГОДЫ

Прогнозы погоды по синоптическим картам ежедневно даются аэрометеорологическими станциями на 24 часа вперед и иногда на больший срок. При обслуживании полетов и перелетов прогнозы погоды даются на все время перелета, обычно на срок от 3 до 12 часов вперед. Чем на меньший срок дается прогноз и чем ближе этот срок отстоит от момента наблюдений, по которым составлена последняя синоптическая карта, тем, конечно, гораздо легче и с большей детализацией можно дать прогноз погоды.

Мы уже видели, что составление прогноза основано на экстраполяции (распространении) предыдущего хода явлений на будущее, но при этом должен учитываться целый ряд явлений, могущих изменить направление, скорость и свойства воздушных масс, фронтов и барических систем.

Основной недостаток синоптического метода состоит в том, что мы можем определять лишь направление развития процессов, но не можем точно указать цифры. Например, мы можем определить, что циклон будет затухать и замедлять свое движение, что в таком-то районе пройдут осадки, но нельзя точно сказать, насколько затухнет циклон, в какой именно момент пойдут осадки и какое количество их выпадет.

Причина такой ограниченности возможностей заключается в том, что синоптический метод — не вычислительный. Иногда очень небольшая ошибка в анализе синоп-

тической карты может вызвать большую ошибку в прогнозе.

Очень часто бывает невозможно дать точный анализ обстановки без знания того, что делается в более высоких слоях, т. е. не имея в своем распоряжении достаточного количества вертикальных зондажей.

Большое значение имеет также опыт работы метеоролога (или летчика) в том или ином районе и знакомство его с местными условиями, которые иногда вносят существенные изменения в обычную схему погоды различных синоптических шаблонов (воздушных масс, фронтов), особенно в горных местностях.

Мы видели, что обслуживание летного состава прогнозами погоды и предупреждениями об опасных явлениях ведется на основе составления синоптических карт по радиосводкам Центрального института погоды, передаваемым 4 раза в сутки.

По условиям связи составление синоптической карты за каждый срок значительно отстает от момента наблюдения на станциях. Так, при условии приема сводок ЦИП, карта за 07 часов может быть готова около 13 часов, и, приблизительно, с таким же интервалом (около 6 часов) могут быть готовы карты за остальные основные сроки (01, 13 и 19).

Такое освещение состояния погоды через каждые шесть часов не всегда дает возможность предусмотреть надвигание опасного явления погоды и во-время предупредить об этом аэродром.

С целью обеспечения безопасности работы авиации, своевременного предупреждения аэродромов и экипажей, находящихся в воздухе, о непредвиденных изменениях погоды, организована служба информации.

Имеется так называемая централизованная система информации¹. Заключается она в основном в следующем.

Часть Союза разбита на районы. В каждом из районов имеется местное управление гражданской гидрометслужбы. Метеостанции, расположенные на территории какого-либо района, производят наблюдения через каждые 2 часа, а часть метеостанций — даже через 1 час, и результаты этих наблюдений немедленно посылают в районный центр. Таким образом, в местном управлении гидрометслужбы ежечасно собираются сведения со всего района, причем от момента наблюдения до момента сосредоточения сведений в центре

¹ Подробно система информации изложена в „Инструкции по метеорологическому обслуживанию авиации“.

проходит 20—40 минут. Каждому из этих местных управлений придана коротковолновая передаточная радиостанция, даны позывные и длина волны и в каждом часе отведено 15 минут для передачи. Следовательно, все ежеhourные информационные сведения, приблизительно, через 40 минут после производства наблюдений передаются по радио для всеобщего пользования обычным метеорологическим кодом. Кроме того, дежурный синоптик отдела прогноза и информации местного управления по окончании цифровой передачи делает или обзор состояния погоды по району или передает прогноз погоды на ближайшие два-три часа по маршрутам гражданских авиалиний.

Эта система дает возможность аэродромной аэрометеостанции иметь всегда свежие сведения о состоянии погоды в районе своего аэродрома и на довольно большом удалении от него. При необходимости можно принимать передачи соседних районов.

Кроме того, организована еще служба штормовых предупреждений, которая заключается в следующем.

Вокруг аэродрома выбирается несколько метеостанций, на которые возлагается обязанность, в случае возникновения в их районе явлений, опасных для авиации (туман, гроза, шторм, метель), немедленно извещать об этом аэродром, к которому они приписаны, любым быстрым способом связи.

Кроме постоянной информации и предупреждения, такая система дает возможность уточнять прогноз погоды, даваемый по синоптическим картам за основные сроки (01, 07, 13 и 19 часов), так как, следя по ежечасным информационным картам за перемещением фронтов, воздушных масс, за изменениями барических систем, можно гораздо точнее измерить направление и скорость их перемещения и вовремя отметить наметившиеся изменения.

В некоторых районах Союза сохраняется так называемая кольцевая система информации. Заключается она в следующем.

Вокруг аэродрома, на площади радиусом до 150 км, намечаются (по соглашению с соответствующим местным управлением гидрометслужбы) имеющиеся метеостанции так, чтобы они, по возможности, равномерно располагались по всему участку. Распоряжением своего управления выбранные метеостанции привлекаются к обслуживанию данного аэродрома. На их обязанности лежит сообщение на метеостанцию аэродрома своих наблюдений через каждые 3 часа за сроки 01, 04, 07, 10, 13, 16, 19 и 22 часа.

В тех районах, где метеостанций недостаточно, к подобной же подаче сведений привлекаются телеграфисты железнодорожных станций и агенты связи Наркомата связи. Эти информаторы дают свои сведения открытым текстом по специальной инструкции.

Кроме регулярных сообщений о погоде 8 раз в сутки, все эти информаторы несут службу штормовых предупреждений, как и в районах централизованной системы информации (см. выше).

57. МЕТЕОРОЛОГИЧЕСКОЕ ОБСЛУЖИВАНИЕ ПОЛЕТОВ И ПЕРЕЛЕТОВ

За 1—2 часа до начала полетов уточняется прогноз погоды в районе аэродрома на время предстоящих полетов. Метеостанция сообщает его дежурному по полетам вместе с последними данными о состоянии метеорологических элементов (данными о давлении, температуре, влажности, видимости, ветре, облачности и результатами шаро-пилотных наблюдений), занесенными в специальный аэрометеорологический бюллетень.

Экипажи, производящие аэродромные полеты, обычно пользуются этим аэрометбюллетенем.

Перед вылетом во внеаэродромный полет или в перелет экипаж обязан ознакомиться на метеостанции по синоптической карте с общей метеорологической обстановкой на маршруте и ее возможными изменениями, там же пилот получает так называемый информационный бюллетень, в который записываются самые последние сведения о состоянии погоды с пунктов, лежащих на маршруте, а также прогноз погоды по маршруту на время перелета.

В районах, обслуживаемых централизованной системой информации, сведения о погоде с маршрута берутся аэрометстанцией из ежечасных радиопередач местных управлений гидрометслужбы. В случае невозможности принять радиосводку какого-либо районного центра, сведения от него запрашиваются и получаются по проводам.

В районах, не включенных в централизованную систему, сведения собираются аэрометстанцией путем запросов.

Для этого с пунктов, лежащих по линии перелета, заранее по телеграфу запрашиваются сведения о погоде, с таким расчетом, чтобы они пришли на аэродром по крайней мере за 30 минут до вылета.

Таковыми пунктами выбираются обычно метеостанции, имеющие хорошую связь с телеграфом. В случае отсут-

ствия в нужном пункте метеостанции, сведения о погоде дает непосредственно старший телеграфист железнодорожной станции или отделения связи.

Для более подробного освещения условий погоды по пути полета и с целью предусмотреть возможность внезапных ухудшений погоды, надвинувшихся со стороны, сведения обычно запрашиваются не только по линии перелета, но и полосой, в стороны от маршрута, и не за один, а за два или несколько сроков, с интервалами через 2 часа (в особо сложных случаях, через 1 час).

По окончании перелета экипаж, получивший бюллетень, обязан на обороте последнего написать свое заключение о правильности данного ему прогноза и, в случае неправильности последнего, отметить наблюдавшуюся в действительности погоду. В таком виде бюллетень должен быть сдан на метеостанцию пункта прилета для отсылки на метеостанцию, выдавшую бюллетень.

При дальних перелетах, когда полет продолжается без посадки несколько часов, информационные сведения, полученные перед вылетом, могут значительно устареть.

Тогда экипаж может слушать по радио ежечасные передачи соответствующего местного управления гидрометслужбы (хотя бы обзорную часть этих передач).

В районах, не входящих в централизованную систему информации, дополнительные информационные сведения о погоде экипажу в полете передаются с аэродрома по радио или, в случае крайней необходимости, посредством полотнища Попхема, о чем подробно сказано в «Наставлении по метеослужбе 1936 г.», гл. VII. Порядок метеорологического обслуживания при вынужденной посадке также подробно указан в наставлении.

58. РАЗВЕДКА ПОГОДЫ

Мы видели, что возможно более частая информация является весьма важным добавлением к синоптическим картам, позволяющим компенсировать недостаточность синоптического метода. Нет сомнения, что еще большее значение служба информации будет иметь в условиях военных действий, когда на карте будут отсутствовать сведения о погоде зарубежных стран.

Непрерывное наблюдение за изменениями погоды над своей территорией, подкрепляемое частыми (по времени и по месту) зондажами верхних слоев атмосферы (подъемы метеорографов на самолетах, радиозонды, шаро-пилотные

наблюдения), даст, конечно, возможность судить о состоянии погоды над территорией противника, но наиболее ценными в этом случае будут все-таки непосредственные наблюдения этой погоды. Следовательно, возникает необходимость, чтобы каждый полет в тыл противника сопровождался внимательным изучением состояния погоды над территорией противника и эти сведения наиболее быстро доводились до метеорологического центра, осуществляющего метеорологическое обслуживание операций.

Наиболее доступным для наблюдения в полете и наиболее важным для прогноза погоды и для работы авиации элементом является, конечно, облачность и связанные с ней явления (осадки, грозы, некоторые световые явления). При этом необходимо отметить, что при использовании данных разведки, в целях оценки обстановки погоды непосредственно перед вылетом, наибольший интерес будут представлять сведения об облаках нижнего и среднего ярусов, но для целей прогноза сведения о верхних облаках (перистые) будут иметь не меньшее (если не большее) значение. Естественно, что ценность будут иметь только наблюдения, правильно определяющие форму облаков, их количество, ярусность, высоту и мощность. Например, мало чем может помочь сообщение, что над территорией противника наблюдается сплошная или разорванная облачность, без указания формы облаков, их высоты и мощности.

Наиболее легко будет разобраться в метеорологической обстановке тому экипажу, который перед вылетом ознакомится с синоптическими картами и получит предварительные указания от метеоролога о его предположениях о состоянии погоды над территорией противника.

Отсюда возникает необходимейшее требование, чтобы каждый летчик и штурман умел ориентироваться в синоптической карте, различать особенности и свойства метеорологических явлений, особенно облачных форм, и умел вести разведку погоды как важнейшего элемента воздушной обстановки.

Весьма вероятно, что в некоторых случаях боевой практики авиации представится необходимость даже высылать специальные самолеты для разведки погоды в расположении противника.

С помощью радиосвязи эти самолеты смогут предупреждать летящие вслед за ними соединения боевой авиации о метеорологической обстановке по маршруту полета и в районе цели, обеспечивая тем наилучшее выполнение боевого задания.

ПРИЛОЖЕНИЯ

Таблица 1

Приведение барометра к температуре 0°

Темпера- тура ±	680	690	700	710	720	730	740	750	760	770	780	790	Темпе- ратура ±
5,0	0,6	0,6	0,6	0,6	0,6	0,6	0,6	0,6	0,6	0,6	0,6	0,6	5,0
5,5	0,6	0,6	0,6	0,6	0,7	0,7	0,7	0,7	0,7	0,7	0,7	0,7	5,5
6,0	0,7	0,7	0,7	0,7	0,7	0,7	0,7	0,7	0,7	0,8	0,8	0,8	6,0
6,5	0,7	0,7	0,7	0,8	0,8	0,8	0,8	0,8	0,8	0,8	0,8	0,8	6,5
7,0	0,8	0,8	0,8	0,8	0,8	0,8	0,8	0,9	0,9	0,9	0,9	0,9	7,0
7,5	0,8	0,8	0,9	0,9	0,9	0,9	0,9	0,9	0,9	0,9	1,0	1,0	7,5
8,0	0,9	0,9	0,9	0,9	0,9	1,0	1,0	1,0	1,0	1,0	1,0	1,0	8,0
8,5	0,9	1,0	1,0	1,0	1,0	1,0	1,0	1,0	1,1	1,1	1,1	1,1	8,5
9,0	1,0	1,0	1,0	1,0	1,1	1,1	1,1	1,1	1,1	1,1	1,1	1,2	9,0
9,5	1,1	1,1	1,1	1,1	1,1	1,1	1,1	1,2	1,2	1,2	1,2	1,2	9,5
10,0	1,1	1,1	1,1	1,2	1,2	1,2	1,2	1,2	1,2	1,3	1,3	1,3	10,0
10,5	1,2	1,2	1,2	1,2	1,2	1,2	1,3	1,3	1,3	1,3	1,3	1,4	10,5
11,0	1,2	1,2	1,3	1,3	1,3	1,3	1,3	1,3	1,4	1,4	1,4	1,4	11,0
11,5	1,3	1,3	1,3	1,3	1,4	1,4	1,4	1,4	1,4	1,4	1,5	1,5	11,5
12,0	1,3	1,4	1,4	1,4	1,4	1,4	1,4	1,5	1,5	1,5	1,5	1,5	12,0
12,5	1,4	1,4	1,4	1,4	1,5	1,5	1,5	1,5	1,5	1,6	1,6	1,6	12,5
13,0	1,4	1,5	1,5	1,5	1,5	1,5	1,6	1,6	1,6	1,6	1,7	1,7	13,0
13,5	1,5	1,5	1,5	1,6	1,6	1,6	1,6	1,7	1,7	1,7	1,7	1,7	13,5
14,0	1,6	1,6	1,6	1,6	1,6	1,7	1,7	1,7	1,7	1,8	1,8	1,8	14,0
14,5	1,6	1,6	1,7	1,7	1,7	1,7	1,7	1,8	1,8	1,8	1,8	1,9	14,5
15,0	1,7	1,7	1,7	1,7	1,8	1,8	1,8	1,8	1,9	1,9	1,9	1,9	15,0
15,5	1,7	1,7	1,8	1,8	1,8	1,8	1,9	1,9	1,9	1,9	2,0	2,0	15,5
16,0	1,8	1,8	1,8	1,9	1,9	1,9	1,9	2,0	2,0	2,0	2,0	2,1	16,0
16,5	1,8	1,9	1,9	1,9	1,9	2,0	2,0	2,0	2,0	2,1	2,1	2,1	16,5
17,0	1,9	1,9	1,9	2,0	2,0	2,0	2,0	2,1	2,1	2,1	2,2	2,2	17,0
17,5	1,9	2,0	2,0	2,0	2,1	2,1	2,1	2,1	2,2	2,2	2,2	2,3	17,5

Темпера- тура ±	680	690	700	710	720	730	740	750	760	770	780	790	Темпе- ратура ±
18,0	2,0	2,0	2,1	2,1	2,1	2,1	2,2	2,2	2,2	2,3	2,3	2,3	18,0
18,5	2,0	2,1	2,1	2,1	2,2	2,2	2,2	2,3	2,3	2,3	2,3	2,4	18,5
19,0	2,1	2,1	2,2	2,2	2,2	2,3	2,3	2,3	2,4	2,4	2,4	2,4	19,0
19,5	2,2	2,2	2,2	2,3	2,3	2,3	2,3	2,4	2,4	2,4	2,5	2,5	19,5
20,0	2,2	2,2	2,3	2,3	2,3	2,4	2,4	2,4	2,5	2,5	2,5	2,6	20,0
20,5	2,3	2,3	2,3	2,4	2,4	2,4	2,5	2,5	2,5	2,6	2,6	2,6	20,5
21,0	2,3	2,4	2,4	2,4	2,5	2,5	2,5	2,6	2,6	2,6	2,7	2,7	21,0
21,5	2,4	2,4	2,4	2,5	2,5	2,6	2,6	2,6	2,7	2,7	2,7	2,8	21,5
22,0	2,4	2,5	2,5	2,5	2,6	2,6	2,6	2,7	2,7	2,8	2,8	2,8	22,0
22,5	2,5	2,5	2,6	2,6	2,6	2,7	2,7	2,7	2,8	2,8	2,9	2,9	22,5
23,0	2,5	2,6	2,6	2,7	2,7	2,7	2,8	2,8	2,8	2,9	2,9	3,0	23,0
23,5	2,6	2,6	2,6	2,7	2,8	2,8	2,8	2,9	2,9	2,9	3,0	3,0	23,5
24,0	2,7	2,7	2,7	2,8	2,8	2,8	2,8	2,9	3,0	3,0	3,0	3,1	24,0
24,5	2,7	2,8	2,8	2,8	2,9	2,9	2,9	3,0	3,0	3,1	3,1	3,1	24,5
25,0	2,8	2,8	2,8	2,9	2,9	3,0	3,0	3,0	3,1	3,1	3,2	3,2	25,0
25,5	2,8	2,9	2,9	2,9	3,0	3,0	3,1	3,1	3,2	3,2	3,2	3,2	25,5
26,0	2,9	2,9	3,0	3,0	3,0	3,1	3,1	3,2	3,2	3,3	3,3	3,3	26,0
26,5	2,9	3,0	3,0	3,1	3,1	3,1	3,2	3,2	3,3	3,3	3,4	3,4	26,5
27,0	3,0	3,0	3,1	3,1	3,2	3,2	3,2	3,3	3,3	3,4	3,4	3,5	27,0
27,5	3,0	3,1	3,1	3,2	3,2	3,3	3,3	3,4	3,4	3,4	3,5	3,5	27,5
28,0	3,1	3,1	3,2	3,3	3,3	3,4	3,4	3,4	3,5	3,5	3,6	3,6	28,0
28,5	3,2	3,2	3,2	3,3	3,3	3,4	3,4	3,5	3,5	3,6	3,6	3,7	28,5
29,0	3,2	3,3	3,3	3,3	3,4	3,5	3,5	3,5	3,6	3,6	3,7	3,7	29,0
29,5	3,3	3,3	3,4	3,4	3,5	3,5	3,5	3,6	3,6	3,7	3,7	3,8	29,5
30,0	3,3	3,4	3,4	3,5	3,5	3,6	3,6	3,7	3,7	3,8	3,8	3,9	30,0

Таблица 2

Приведение барометра в мм к нормальной тяжести. Поправки на широту

Широта в град.														Широта в град.	
вычи- тать	прид.	680	690	700	710	720	730	740	750	760	770	780	790	вычи- тать	прид.
0	90	1,76	1,79	1,81	1,84	1,86	1,89	1,92	1,94	1,97	1,99	2,02	2,05	0	90
1	89	76	79	81	84	86	89	92	94	97	99	02	04	1	89
2	88	76	78	81	83	86	89	91	94	96	99	02	04	2	88
3	87	75	78	80	83	85	88	91	93	96	99	01	03	3	87
4	86	74	77	80	82	85	87	90	92	95	97	00	03	4	86
5	85	1,73	1,76	1,79	1,81	1,84	1,86	1,89	1,91	1,94	1,96	1,99	2,02	5	85
6	84	72	75	77	80	82	85	87	90	93	95	98	00	6	84
7	83	71	73	76	78	81	83	86	88	91	94	96	1,99	7	83
8	82	69	72	74	77	79	82	84	87	89	92	94	97	8	82
9	81	67	70	72	75	77	80	82	85	87	90	92	95	9	81
10	80	1,65	1,68	1,70	1,73	1,75	1,78	1,80	1,83	1,85	1,87	1,90	1,92	10	80
11	79	63	66	68	70	73	75	78	80	83	85	87	90	11	79
12	78	61	63	66	68	70	73	75	77	80	82	85	87	12	78
13	77	58	61	63	65	68	70	72	75	77	79	82	84	13	77
14	76	56	58	60	62	65	67	69	72	74	76	78	81	14	76
15	75	1,53	1,55	1,57	1,59	1,61	1,64	1,66	1,68	1,70	1,73	1,75	1,77	15	75
16	74	49	52	54	56	58	60	62	65	67	69	71	74	16	74
17	73	46	48	50	52	55	57	59	61	63	65	67	70	17	73
18	72	42	45	47	49	51	53	55	57	59	61	63	66	18	72
19	71	39	41	43	45	47	49	51	53	55	57	59	61	19	71
20	70	1,35	1,37	1,39	1,41	1,43	1,45	1,47	1,49	1,51	1,53	1,55	1,57	20	70
21	69	31	33	35	37	39	41	42	44	46	48	50	52	21	69
22	68	27	29	30	32	34	36	38	40	42	43	45	47	22	68
23	67	22	24	26	28	30	31	33	35	37	39	40	42	23	67
24	66	18	20	21	23	25	27	28	30	32	33	35	37	24	66

Широта в град.														Широта в град.	
вычи- тать	прид.	680	690	700	710	720	730	740	750	760	770	780	790	вычи- тать	прид.
25	65	1,13	1,15	1,17	1,18	1,20	1,22	1,23	1,25	1,27	1,28	1,30	1,32	25	65
26	64	08	10	12	13	15	16	18	20	21	23	24	26	26	64
27	63	04	05	07	08	10	11	13	14	16	17	19	20	27	63
28	62	0,98	1,00	01	03	04	06	07	09	10	12	13	14	28	62
29	61	93	0,95	0,96	0,97	0,99	1,00	02	03	04	06	07	08	29	61
30	60	0,88	0,89	0,91	0,92	0,93	0,95	0,96	0,97	0,98	1,00	1,01	1,02	30	60
31	59	83	84	85	86	88	89	90	91	92	0,94	0,95	0,96	31	59
32	58	77	78	79	81	82	83	84	85	86	87	89	90	32	58
33	57	72	73	74	75	76	77	78	79	80	81	82	83	33	57
34	56	66	67	68	69	70	71	72	73	74	75	76	77	34	56
35	55	0,60	0,61	0,62	0,63	0,64	0,65	0,66	0,66	0,67	0,68	0,69	0,70	35	55
36	54	54	55	56	57	58	58	59	60	61	62	62	63	36	54
37	53	49	49	50	51	51	52	53	54	54	55	56	56	37	53
38	52	43	43	44	44	45	46	46	47	48	48	49	50	38	52
39	51	37	37	38	38	39	39	40	40	41	41	42	43	39	51
40	50	0,31	0,31	0,31	0,32	0,32	0,33	0,33	0,34	0,34	0,35	0,35	0,36	40	50
41	49	25	25	25	26	26	26	27	27	27	28	28	28	41	49
42	48	18	19	19	19	19	20	20	20	21	21	21	21	42	48
43	47	12	12	13	13	13	13	13	14	14	14	14	14	43	47
44	46	06	06	06	06	07	07	07	07	07	07	07	07	44	46
45	45	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	45	45

Таблица 3

Таблица максимальной упругости паров воды над льдом при температурах ниже 0° (А) в мм

T	0	1	2	3	4	5	6	7	8	9
—20	0,77	0,76	0,76	0,75	0,74	0,74	0,73	0,72	0,72	0,71
—19	0,85	0,84	0,83	0,83	0,82	0,81	0,80	0,80	0,79	0,78
—18	0,94	0,93	0,92	0,91	0,90	0,89	0,88	0,88	0,87	0,86
—17	1,03	1,02	1,01	1,00	0,99	0,98	0,97	0,96	0,95	0,94
—16	1,13	1,12	1,11	1,10	1,09	1,08	1,07	1,06	1,05	1,04
—15	1,24	1,23	1,22	1,20	1,19	1,18	1,17	1,16	1,15	1,14
—14	1,36	1,34	1,33	1,32	1,31	1,30	1,28	1,27	1,26	1,25
—13	1,49	1,47	1,46	1,45	1,43	1,42	1,41	1,39	1,38	1,37
—12	1,63	1,61	1,60	1,58	1,57	1,56	1,54	1,53	1,51	1,50
—11	1,78	1,76	1,75	1,73	1,72	1,70	1,69	1,67	1,66	1,64
—10	1,95	1,93	1,91	1,89	1,88	1,86	1,84	1,83	1,81	1,80
—9	2,12	2,11	2,09	2,07	2,05	2,03	2,02	2,00	1,98	1,96
—8	2,32	2,30	2,28	2,26	2,24	2,22	2,20	2,18	2,16	2,14
—7	2,53	2,51	2,49	2,47	2,45	2,42	2,40	2,38	2,36	2,34
—6	2,76	2,74	2,71	2,69	2,67	2,64	2,62	2,60	2,58	2,55
—5	3,01	2,98	2,96	2,93	2,91	2,88	2,86	2,83	2,81	2,78
—4	3,28	3,25	3,22	3,19	3,17	3,14	3,11	3,09	3,06	3,03
—3	3,57	3,54	3,51	3,48	3,45	3,42	3,39	3,36	3,33	3,30
—2	3,88	3,85	3,82	3,78	3,75	3,72	3,69	3,66	3,63	3,60
—1	4,22	4,18	4,15	4,11	4,08	4,04	4,01	3,98	3,94	3,91
—0	4,58	4,54	4,50	4,47	4,43	4,40	4,36	4,32	4,29	4,25

Таблица 4

Таблица максимальной упругости паров воды в воздухе при температурах ниже 0° над переохлажденной водой (А) в мм при отсутствии льда при той же температуре

T	0	1	2	3	4	5	6	7	8	9
—15	1,43	1,42	1,41	1,39	1,38	1,37	1,36	1,35	1,34	1,33
—14	1,55	1,54	1,52	1,51	1,50	1,49	1,48	1,46	1,45	1,44
—13	1,68	1,67	1,66	1,64	1,63	1,62	1,60	1,59	1,58	1,56
—12	1,83	1,81	1,80	1,78	1,77	1,75	1,74	1,73	1,71	1,70
—11	1,98	1,96	1,95	1,93	1,92	1,90	1,89	1,87	1,86	1,84
—10	2,14	2,13	2,11	2,09	2,08	2,06	2,04	2,03	2,01	2,00
—9	2,32	2,30	2,28	2,27	2,25	2,23	2,21	2,20	2,18	2,16
—8	2,51	2,49	2,47	2,45	2,43	2,41	2,39	2,38	2,36	2,34
—7	2,71	2,69	2,67	2,65	2,63	2,61	2,59	2,57	2,55	2,53
—6	2,93	2,91	2,88	2,86	2,84	2,82	2,80	2,78	2,75	2,73
—5	3,16	3,13	3,11	3,09	3,06	3,04	3,02	2,99	2,97	2,95
—4	3,40	3,38	3,35	3,33	3,30	3,28	3,25	3,23	3,21	3,18
—3	3,67	3,64	3,62	3,59	3,56	3,53	3,51	3,48	3,46	3,43
—2	3,95	3,92	3,89	3,84	3,84	3,81	3,78	3,75	3,72	3,70
—1	4,26	4,22	4,19	4,16	4,13	4,10	4,07	4,04	4,01	3,98
—0	4,58	4,55	4,51	4,48	4,45	4,41	4,38	4,35	4,32	4,29

Таблица 5

Таблица максимальной упругости паров воды в воздухе при температурах выше 0° (А) в мм

T	0	1	2	3	4	5	6	7	8	9
+0°	4,58	4,61	4,65	4,68	4,72	4,75	4,78	4,82	4,86	4,89
1	4,93	4,96	5,00	5,03	5,07	5,11	5,14	5,18	5,22	5,26
2	5,29	5,33	5,37	5,41	5,45	5,49	5,52	5,56	5,60	5,64
3	5,68	5,72	5,77	5,81	5,85	5,89	5,93	5,97	6,02	6,06
4	6,10	6,14	6,19	6,23	6,27	6,32	6,36	6,41	6,45	6,50
5	6,54	6,59	6,64	6,68	6,73	6,78	6,82	6,87	6,92	6,96
6	7,01	7,06	7,11	7,16	7,21	7,26	7,31	7,36	7,41	7,46
7	7,51	7,56	7,62	7,67	7,72	7,78	7,83	7,88	7,94	7,99
8	8,04	8,10	8,16	8,21	8,27	8,32	8,38	8,44	8,49	8,55
9	8,61	8,67	8,73	8,79	8,84	8,90	8,96	9,02	9,09	9,15
10	9,21	9,27	9,33	9,40	9,46	9,52	9,58	9,65	9,71	9,78
11	9,84	9,91	9,98	10,04	10,11	10,18	10,24	10,31	10,38	10,45
12	10,52	10,59	10,66	10,73	10,80	10,87	10,94	11,01	11,08	1,1
13	11,23	11,30	11,38	11,45	11,53	11,60	11,68	11,76	11,83	1,9.1
14	11,99	12,06	12,14	12,22	12,30	12,38	12,46	12,54	12,62	12,71
15	12,79	12,87	12,95	13,04	13,12	13,20	13,29	13,38	13,46	13,55
16	13,63	13,72	13,81	13,90	13,99	14,08	14,17	14,26	14,35	14,44
17	14,53	14,62	14,72	14,81	14,90	15,00	15,09	15,19	15,28	15,38
18	15,48	15,58	15,67	15,77	15,87	15,97	16,07	16,17	16,27	16,37
19	16,48	16,58	16,68	16,79	16,89	17,00	17,10	17,21	17,32	17,43
20	17,54	17,64	17,75	17,86	17,97	18,00	18,20	18,31	18,42	18,54
21	18,65	18,76	18,88	19,00	19,11	19,23	19,35	19,47	19,59	19,71
22	19,83	19,95	20,07	20,19	20,32	20,44	20,56	20,69	20,82	20,94
23	21,07	21,20	21,32	21,45	21,58	21,71	21,84	21,98	22,11	22,24
24	22,38	22,51	22,65	22,78	22,92	23,06	23,20	23,34	23,48	23,62
25	23,76	23,90	24,04	24,18	24,33	24,47	24,62	24,76	24,91	25,06
26	25,21	25,36	25,51	25,66	25,81	25,96	26,12	26,27	26,43	26,58
27	26,74	26,90	27,06	27,21	27,37	27,54	27,70	27,86	28,02	28,18
28	28,35	28,51	28,68	28,85	29,02	29,18	29,35	29,52	29,70	29,87
29	30,04	30,22	30,39	30,57	30,74	30,92	31,10	31,28	31,46	31,64
30	31,82	32,01	32,19	32,38	32,56	32,75	32,93	33,12	33,31	33,50

[illegible]

Продолжение

Разность между сухим и смачиваемым термометрами																						
Сухой термометр	0°		1°		2°		3°		4°		5°		6°		7°		8°		9°		10°	
	мм	%	мм	%	мм	%	мм	%	мм	%	мм	%	мм	%	мм	%	мм	%	мм	%	мм	%
5,0	6,5	100	5,6	86	4,7	72	3,8	58	2,9	45	2,1	32	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
6,0	7,0	100	6,0	86	5,1	73	4,2	60	3,3	47	2,4	35	1,6	23	—	—	—	—	—	—	—	—
7,0	7,5	100	6,5	87	5,5	74	4,6	61	3,7	49	2,8	37	1,9	26	1,1	14	—	—	—	—	—	—
8,0	8,0	100	7,0	87	6,0	75	5,0	63	4,1	51	3,2	40	2,3	29	1,4	18	—	—	—	—	—	—
9,0	8,6	100	7,5	88	6,5	76	5,5	64	4,5	53	3,6	42	2,7	31	1,8	21	—	—	—	—	—	—
10,0	9,2	100	8,1	88	7,0	76	6,0	65	5,0	54	4,0	44	3,1	34	2,2	24	1,3	14	—	—	—	—
11,0	9,8	100	8,7	88	7,6	77	6,5	66	5,5	56	4,5	46	3,5	36	2,6	26	1,7	17	—	—	—	—
12,0	10,5	100	9,3	89	8,2	78	7,1	68	6,0	57	5,0	48	4,0	38	3,0	29	2,1	20	—	—	—	—
13,0	11,2	100	10,0	89	8,6	79	7,7	69	6,6	59	5,5	49	4,5	40	3,5	31	2,5	23	1,6	14	—	—
14,0	12,0	100	10,7	90	9,5	79	8,3	70	7,2	60	6,1	51	5,0	42	4,0	33	3,0	25	2,0	17	—	—
15,0	12,8	100	11,5	90	10,2	80	9,0	71	7,8	61	6,7	52	5,6	44	4,5	36	3,5	27	2,5	20	1,5	12
16,0	13,6	100	12,3	90	11,0	81	9,7	71	8,5	63	7,3	54	6,2	46	5,1	37	4,0	30	3,0	22	2,0	15
17,0	14,5	100	13,1	90	11,8	81	10,5	72	9,2	64	8,0	55	6,8	47	5,7	39	4,6	32	3,5	24	2,5	17
18,0	15,5	100	14,0	91	12,6	82	11,3	73	10,0	65	8,7	56	7,5	49	6,3	41	5,2	34	4,1	27	3,0	20
19,0	16,5	100	15,0	91	13,5	82	12,1	74	10,8	66	9,5	58	8,2	50	7,0	43	5,8	36	4,7	29	3,6	22
20,0	17,5	100	16,0	91	14,3	83	13,0	74	11,6	66	10,3	59	9,0	51	7,7	44	6,5	37	5,3	30	4,2	24

Таблица 7

Барометрическая ступень при разных условиях

$T \backslash P$	720	730	740	750	760	770	780
30	12,43	12,25	12,10	11,94	11,78	11,63	11,48
28	12,35	12,17	12,01	11,85	11,70	11,55	11,40
26	12,26	12,08	11,93	11,77	11,61	11,46	11,31
24	12,17	11,99	11,84	11,68	11,53	11,38	11,23
22	12,08	11,90	11,75	11,60	11,44	11,29	11,14
20	11,99	11,82	11,67	11,51	11,36	11,21	11,06
18	11,90	11,73	11,58	11,43	11,27	11,12	10,97
16	11,81	11,64	11,49	11,34	11,19	11,04	10,89
14	11,72	11,55	11,41	11,25	11,11	10,96	10,82
12	11,63	11,47	11,32	11,17	11,02	10,88	10,74
10	11,55	11,38	11,23	11,08	10,93	10,80	10,66
8	11,46	11,29	11,15	11,00	10,85	10,80	10,57
6	11,37	11,20	11,06	10,91	10,77	10,71	10,49
4	11,28	11,12	10,97	10,83	10,69	10,63	10,41
2	11,19	11,03	10,89	10,74	10,60	10,55	10,32
0	11,10	10,94	10,80	10,66	10,52	10,46	10,24
— 2	11,01	10,85	10,71	10,58	10,44	10,38	10,16
— 4	10,92	10,76	10,63	10,49	10,35	10,30	10,07
— 6	10,83	10,68	10,54	10,41	10,28	10,21	9,96
— 8	10,74	10,59	10,45	10,32	10,20	10,13	9,91
— 10	10,65	10,50	10,37	10,24	10,11	10,05	9,82
— 12	10,57	10,41	10,28	10,15	10,03	9,96	9,74
— 14	10,48	10,33	10,19	10,07	9,94	9,88	9,66
— 16	10,39	10,24	10,11	9,98	9,86	9,72	9,59
— 18	10,30	10,15	10,02	9,89	9,78	9,64	9,51
— 20	10,21	10,06	9,93	9,81	9,69	9,65	9,42

Таблица 8

Таблица для перевода миллиметров в миллибары

Единицы мм Сотни и десятки мм	Десятые мм									
	0	1	2	3	4	5	6	7	8	9
660	879,9	881,2	882,6	883,8	885,2	886,6	887,9	889,2	890,6	891,9
670	893,2	894,6	895,9	897,2	898,6	899,9	901,2	902,6	903,9	905,2
680	906,6	907,9	909,2	910,6	911,9	913,2	914,6	915,9	917,2	918,6
690	919,9	921,2	922,6	923,9	925,2	926,6	927,9	929,2	930,6	931,9
700	933,2	934,6	935,9	937,2	938,6	939,9	941,2	942,6	943,9	945,2
710	946,6	947,9	949,2	950,6	951,9	953,2	954,6	955,9	957,2	958,6
720	959,9	961,2	962,6	963,9	965,2	966,6	967,9	969,2	970,6	971,9
730	973,2	974,6	975,9	977,2	978,5	979,9	981,2	982,6	983,9	985,2
740	986,6	987,9	989,2	990,6	991,9	993,2	994,6	995,9	997,2	998,6
750	999,9	1001,2	1002,6	1003,9	1005,2	1006,6	1007,9	1009,2	1010,6	1011,9
760	1013,2	1014,6	1015,9	1017,2	1018,6	1019,9	1021,2	1022,6	1023,9	1025,2
770	1026,6	1027,9	1029,2	1030,6	1031,9	1033,2	1034,6	1035,9	1037,2	1038,6
780	1039,9	1041,2	1042,6	1043,9	1045,2	1046,6	1047,9	1049,2	1050,6	1051,9
790	1053,2	1054,6	1055,9	1057,2	1058,9	1059,9	1061,2	1062,6	1063,9	1065,2
800	1066,6	1067,9	1069,2	1070,5	1071,9	1073,2	1074,6	1075,9	1077,2	1078,6

Определение расстояния облаков по высоте и угловому размещению над горизонтом

[illegible]

Глава I. АТМОСФЕРА

Смп.

1. Погода как важнейший элемент обстановки в полетной работе	3
2. Что такое атмосфера	6
3. Методы исследования атмосферы	9

Глава II. МЕТЕОРОЛОГИЧЕСКИЕ ЭЛЕМЕНТЫ

4. Погода как комплекс метеорологических элементов	18
5. Распространение теплоты	19
6. Приход и расход тепла в атмосфере	20
7. Тепловое состояние нижних слоев атмосферы	24
8. Температура воздуха	26
9. Термометры	27
10. Изменения температуры в данной местности	30
11. Атмосферное давление	32
12. Влажность	37
13. Ветер	42
14. Типы структуры ветра	48
15. Слой завихрения по соседству с землей	50
16. Облака	54
17. Осадки	70
18. Наблюдения за видимостью	72

Глава III. ОРГАНИЗАЦИЯ МЕТЕОРОЛОГИЧЕСКОЙ СЛУЖБЫ

19. Сеть метеорологических станций	74
20. Служба погоды	76
21. Обслуживание авиации	78

Глава IV. СИНОПТИЧЕСКАЯ КАРТА

22. Код для передачи сведений о погоде	80
23. Способы нанесения сведений о погоде на карту	85
24. Основы анализа синоптической карты	85

Глава V. ГОРИЗОНТАЛЬНЫЕ ДВИЖЕНИЯ ВОЗДУХА

25. Возникновение воздушных течений	87
26. Отклоняющее действие вращения земли	91
27. Элементы общей циркуляции атмосферы	94
28. Изобары	99
29. Барометрический градиент	100
30. Барические системы	102
31. Перемещение барических систем	106

Глава VI. ВЕРТИКАЛЬНЫЕ ПЕРЕМЕЩЕНИЯ ВОЗДУХА

32. Изменения состояния воздуха при вертикальных перемещениях	109
33. Фён	110
34. Возникновение вертикальных перемещений воздуха	112
35. Задерживающие слои	119

Глава VII. ВОЗДУШНЫЕ МАССЫ

36. Формирование воздушной массы	123
37. Классификация воздушных масс с точки зрения подстилающей поверхности за последние часы	125
38. Классификация воздушных масс по географическому происхождению	130
39. Консервативные признаки воздушных масс	138

Глава VIII. ФРОНТЫ

40. Переходная зона	142
41. Теплый фронт ($T\phi$)	145
42. Холодный фронт ($X\phi$)	148
43. Возникновение циклонов	153
44. Окклюзия циклона	160
45. Регенерация циклона	167
46. Связь фронтов с барическими системами	168

Глава IX. Анализ карты и прогноз погоды

47. Обработка синоптической карты	170
48. Принципы краткосрочных прогнозов погоды	172
49. Использование аэрологических наблюдений	177
50. Прогноз погоды	181
51. Местные признаки	184

Глава X. ОСОБЫЕ ЯВЛЕНИЯ ПОГОДЫ

52. Грозы и шквалы	188
53. Смерчи и торнадо	210
54. Указания на случай полета в грозу	215
55. Обледенение	217

Глава XI. ИНФОРМАЦИИ

56. Служба информации как средство уточнения прогноза погоды	220
57. Метеорологическое обслуживание полетов и перелетов	223
58. Разведка погоды	224
Приложения	226

Редактор *Е. Ф. Бурче*Техред *В. Федоров*

Сдано в производство 23/VIII 1938 г. Подписано к печати 19/I 1939 г.
 Бумага 61×89¹/₁₆ д. л. Печ. л. 16,5. Знаков в печ. л. 40 000. Уч. л. 16,5
 Уполн. Главлита РСФСР Г—551 Зак. изд-ва 87. Тираж 20000
 Цена книги 2 р. 95 к. Переплет 70 к. Заказ тип. 3785

Типография изд-ва „Крестьянская газета“, Москва, Сушевская, 21