

82185

DEUTSCHER WETTERDIENST

WETTERKUNDLICHE LEHRMITTEL

Nr. 10

Kleine Wetterkunde



Neudruck 1957

LR (101)

KLEINE WETTERKUNDE

1. Die Zusammensetzung der Luft

Träger der Wettererscheinungen ist die Luft. Die Luft ist kein chemisches Element, wie man im Altertum meinte, auch keine chemische Verbindung, sondern einfach ein Gasgemisch, und zwar setzen sich 100 Raumteile trockener Luft aus 78 Raumteilen Stickstoff, 21 Raumteilen Sauerstoff und fast 1 Raumteil Argon zusammen. Neben Argon sind auch die anderen Edelgase wie Neon und Helium vertreten, allerdings nur in Spuren. Geringfügig sind auch die Mengen an Kohlensäure (0,02 - 0,04 Volumprozent) und an Ozon; trotzdem sind diese beiden letzteren Gase besonders wichtig für den Wärmehaushalt der Atmosphäre, da sie für die Strahlung in verschiedenen Wellenbereichen undurchlässig sind. Noch vor etwa 20 Jahren nahm man an, daß in größeren Höhen (etwa oberhalb 10 km) eine Entmischung der Gase eintreten würde derart, daß der schwere Sauerstoff dort an Menge schnell abnehmen und dafür der Stickstoff prozentual noch stärker hervortreten würde. Messungen, die man bis 30 km Höhe durchführen konnte, zeigten jedoch, daß der Sauerstoffgehalt dort nur wenig abnimmt. Für noch größere Höhen machen theoretische Überlegungen eine Entmischung sehr unwahrscheinlich, so daß man praktisch bis über 80 km Höhe mit der oben angegebenen Luftzusammensetzung aus Stickstoff, Sauerstoff und Argon rechnen kann. Daß darüber hinaus ebenfalls Stickstoff und Sauerstoff die Hauptbestandteile der Luft sind, weiß man aus Nordlichtbeobachtungen.

Ganz un stetig verteilt ist in der Atmosphäre das Gas, das eigentlich das Wetter macht, der Wasserdampf. An Menge schwankt er zwischen etwa 0,2 und 4 Volumprozenten. Bei Anwesenheit von Wasserdampf spricht man von feuchter Luft. Die unregelmäßige Verteilung rührt daher, daß der Wasserdampf bei den in der Atmosphäre vorkommenden Temperaturen sowohl als unsichtbares Gas als auch in flüssiger oder gar fester Form vorkommen kann. Sein Verhalten wird uns im einzelnen noch besonders beschäftigen.

2. Das Beobachtungsnetz

Um die Gesetze des Wettergeschehens zu finden, muß man die Eigenschaften der Luft durch genaue und vergleichbare Messungen verfolgen. Dies geschieht auf der ganzen Erde durch sehr viele Wetterbeobachtungsstationen, die auf Grund internationaler Vereinbarungen nach gleichen Gesichtspunkten die Wetterbeobachtungen ausführen. Im Wetterdienst der Bundesrepublik sind etwa 400 solche Stationen vorhanden und daneben noch weitere 2600, die den Niederschlag messen und ihre - ohne Mithilfe von Instrumenten gemachten - Beobachtungen notieren.

In Schleswig, Emden, Hannover, Berlin, Stuttgart und München befinden sich außerdem noch Aerologische Stationen, die mit Hilfe von sogenannten Radiosonden die Temperatur-, Feuchtigkeits- und Windverhältnisse in den höheren Luftschichten messen. An einem mit Wasserstoff gefüllten, freifliegenden Gummiballon wird ein kombiniertes Gerät zur Bestimmung des Luftdrucks, der Temperatur und der Feuchte in die Höhe geschickt, dessen Angaben mittels eines beigegebenen kleinen Kurzwellensenders an die Station gelangen. Der Höhenwind wird ebenfalls elektrisch bestimmt, in gleicher Weise, wie man während des Krieges allmählich lernte, Flugzeuge in und über den Wolken durch eine elektrische Scheinwerfermethode zu peilen. Ein von der Station ausgestrahltes elektrisches Signal wird von einem ebenfalls an dem Ballon befestigten Reflektor zurückgeworfen, und man mißt durch eine sehr genaue Methode die Zeit bis zum Eintreffen des Echos, woraus man die jeweilige Schrägentfernung des Ballons errechnet. Seiten- und Höhenwinkel ergeben sich aus der Stellung der gerichteten Sendeantenne, so daß man darauf den jeweiligen Ort und damit die Höhenströmung, mit der der Ballon forttreibt, bestimmen kann. (Die mit dem Ballon hochgetragenen Geräte gehen nach dem Platzen des Ballons an einem Fallschirm zur Erde nieder und werden häufig wieder aufgefunden. Der Finder muß sie ungeöffnet an die Station einschicken und erhält dann eine Belohnung.) Die Veränderungen in der Atmosphä-

re werden mittels dieser Methode fortlaufend bis durchschnittlich 15 km Höhe verfolgt. Mehrfach wurden auch Höhen von mehr als 30 km erreicht. Daß man nicht noch höher kommt, liegt an der Unzulänglichkeit des für den Ballon verwendeten Gummimaterials.

3. Der Wind

Von den Beobachtungen, die die meteorologischen Stationen regelmäßig anstellen, ist die Bestimmung des Windes eine der wichtigsten. Die Windrichtung wird mit Hilfe einer freistehenden, leicht beweglichen Windfahne festgestellt. Windrichtung ist dabei diejenige, aus der der Wind kommt. Im Altertum unterschied man nur die 4 Hauptwindrichtungen. Diese und die Zwischenrichtungen wurden erst unter Karl dem Großen mit deutschen Namen belegt. Schwieriger ist die Bestimmung der Windstärke. Zu genaueren Messungen wird ein Windrad, das aus einem Schalenkreuz besteht, benutzt oder noch besser ein Staurohr, wie es beispielsweise auch im Flugzeug zur Ermittlung der Fluggeschwindigkeit dient. Im ersten Fall ist die Umdrehungsgeschwindigkeit des Windrades ein Maß für die Windgeschwindigkeit, im anderen Falle sind dies die durch die strömende Luft hervorgerufenen Druckunterschiede. An den meisten Stationen wird jedoch die Windstärke nur durch Schätzung bestimmt. Hierfür hat sich seit langem eine 1805 von dem Admiral Beaufort - ursprünglich nur für die Zwecke der Segelschiffsführung - geschaffene Windstärkeskala eingebürgert (0 = Windstille, 12 = Orkan). Eine solch grobe Stärkeskala hat insofern ihre Berechtigung, als von den Beobachtungsstationen der Wind in Bodennähe angegeben wird, der infolge der Reibung fast stets eine mehr oder minder große Böigkeit aufweist. Die von den aerologischen Stationen gemessenen Höhenwinde werden genauer, meist in Knoten, angegeben. 1 Knoten entspricht einer Geschwindigkeit von 1 Seemeile (= $1/60$ Äquatorgrad = 1,855 km) pro Stunde. Die größte bisher beobachtete Windstärke in Bodennähe dürfte fast 200 km/Std. erreicht haben. Genauere Werte lassen sich leider nicht angeben, da die Windmeßgeräte dann meist zerstört werden. In größeren Höhen (10 km) wurden schon Windgeschwindigkeiten von über 350 km/Std. gemessen.

In manchen Gegenden der Erde ist der Zusammenhang zwischen Wind und Wetter so eng, daß der betreffende Wind den Wettercharakter bereits eindeutig bestimmt. So ist im Alpenvorland der Föhn eine bekannte Erscheinung, der als warmer, trockener Wind von den Alpen her weht, oder im Rhonetal der Mistral, mit dem in großer Stärke Kaltluft aus dem Norden ins Mittelmeer abfließt. In der Adria gibt es die gefürchtete Bora, die als kalter Fallwind vom Karstgebirge kommt. Wichtig ist im Mittelmeer vor allem auch der Scirocco, der im heißen Afrika seine Entstehung hat, über dem Meer große Feuchtigkeit aufnimmt und dann über Italien und dem Balkan ergiebige Regenfälle hervorruft; so daß die mittlere Westküste der Balkanhalbinsel die niederschlagsreichste Gegend ganz Europas ist. Im Ägäischen Meer kennt man die Etesien, eine aus Nordost kommende Windströmung, die zwar wolkenarmes Wetter bringt, aber bei einiger Stärke über den kahlen und zerklüfteten Gebirgen Griechenlands eine große Böigkeit hervorruft, die beispielsweise eine Luftreise über diesem Gebiet bei einer Etesienwetterlage zu keiner Freude macht.

Während die vorgenannten Winde lokalen Charakter haben, sind die Monsun- und Passatwinde großräumige Erscheinungen. Die bekannteste und mächtigste Monsunströmung ist der Südwestmonsun im Indischen Ozean, der dort während des Sommers fast ununterbrochen herrscht und für das Wetter und die Fruchtbarkeit Indiens infolge seiner Wärme und Feuchtigkeit ausschlaggebend ist. Monsune entstehen durch den jahreszeitlichen Temperaturgegensatz zwischen den großen Land- und Wassermassen und wehen im Sommer vom kalten Meer aufs erhitzte Land, im Winter in umgekehrter Richtung. Auch in Europa gibt es, wenn auch nicht so stetig ausgebildet, monsunartige Erscheinungen. In unserem Gebiet sind die mit Nordwestwinden erfolgenden Kaltluftereinbrüche im Mai und Juni (Eisheilige, Schafskälte) Sommermonsune, der Altweibersommer mit seinen Süd- und Südostwinden gehört zu dem Wintermonsun. Die Passatwinde schließlich verdanken ihre Entstehung dem Temperaturgegensatz zwischen den äquatorialen Gebieten und den nördlichen Breiten. Sie wehen infolgedessen auch das

ganze Jahr über in gleicher Richtung und sind bei uns auf der Nordhalbkugel von etwa 30 Grad Nordbreite bis nahe Äquator Nordostwinde. Sie wehen sehr gleichmäßig und stetig mit einer mittleren Geschwindigkeit von 15 - 20 km/Std. und wurden wegen dieser Eigenschaften früher von den Segelschiffen gern aufgesucht.

4. Der Luftdruck

Die Luft zeigt, wie jedes Gas, stets einen gewissen Druck. In der Atmosphäre ist dieser Druck zeitlich und von Ort zu Ort verschieden; es gibt große Gebiete hohen Luftdruckes, denen ausgedehnte Tiefdruckgebiete gegenüberstehen, und die Strömungen der Luft, Winde, Stürme sind eine unmittelbare Folge dieser Luftdruckgegensätze, die sie auszugleichen versuchen. Auf eine genaue Messung des Luftdruckes wird deshalb bei den Wetterbeobachtungen sehr viel Wert gelegt. An den Wetterstationen erfolgen diese Messungen mit Hilfe des Quecksilberbarometers, das zuerst von dem Italiener Viviani 1643 auf Grund von Toricelli's Ideen über das Verhalten der Luft gebaut wurde. Als Zimmerbarometer hat sich mit Recht das Metallbarometer eingebürgert, das bei guter Ausführung eine hinreichend genaue und unmittelbare Ablesung des Luftdrucks gestattet. Die bei diesem Gerät in alter Gewohnheit verzeichneten Wetterangaben bei den verschiedenen Luftdrucken sind dagegen meist irreführend. Wichtigster Bestandteil des Gerätes sind eine oder mehrere Metall Dosen, die zur Vergrößerung ihrer Oberfläche aus gewelltem Neusilberblech bestehen. Sie sind nahezu luftleer und würden von dem äußeren Luftdruck fast vollständig zusammengedrückt werden, wenn nicht eine Blattfeder, die meist außerhalb, gelegentlich aber auch innerhalb der Dose angebracht ist, dies verhinderte. Bei hohem Luftdruck wird diese Feder stärker beansprucht als bei tiefem, und diese Änderung wird auf den über der Ableseskala spielenden Zeiger übertragen. Die ganze Vorrichtung kann als Federwaage aufgefaßt werden, mit Hilfe deren die Luft gewogen wird; denn der Luftdruck kommt dadurch zustande, daß die Luft Gewicht hat. Der Luftdruck ist gleich dem Gewicht der senkrechten Luftsäule, die mit 1 qcm Querschnitt über dem Beobachtungsort bis zur äußersten Grenze der Atmosphäre reicht. Wenn man beispielsweise an dem Barometer 760 mm Luftdruck abliest, so bedeutet dies, daß die Luftsäule mit 1 qcm Querschnitt über dem Beobachtungsort genau das gleiche Gewicht hat wie eine 760 mm lange Quecksilbersäule ebenfalls von 1 qcm Querschnitt. Geht man mit dem Barometer auf einen Berg, so kommt das untere Stück der Luftsäule von der Höhe des Berges nicht mehr zur Wirkung, und der Luftdruck muß infolgedessen auf dem Berg entsprechend niedriger sein. Diese Tatsache wurde schon bald nach Erfindung des Barometers durch Versuche festgestellt. Die Rechnung ergibt, daß in den unteren Höhen der Druck etwa pro 11 m Höherhebung um 1 mm Quecksilbersäule abnimmt. Unsere gebräuchlichen Höhenmesser, die bei Wanderungen oder auch im Flugzeug zur Bestimmung der Höhe Verwendung finden, sind nichts anderes als kleine, handliche Metallbarometer, die lediglich mit einer Höhenskala statt mit einer Druckskala versehen sind. Da der Luftdruck zeitlich und örtlich veränderlich ist, muß man diese Geräte allerdings vor Benutzung immer erst bei einer bekannten Höhe richtig einstellen.

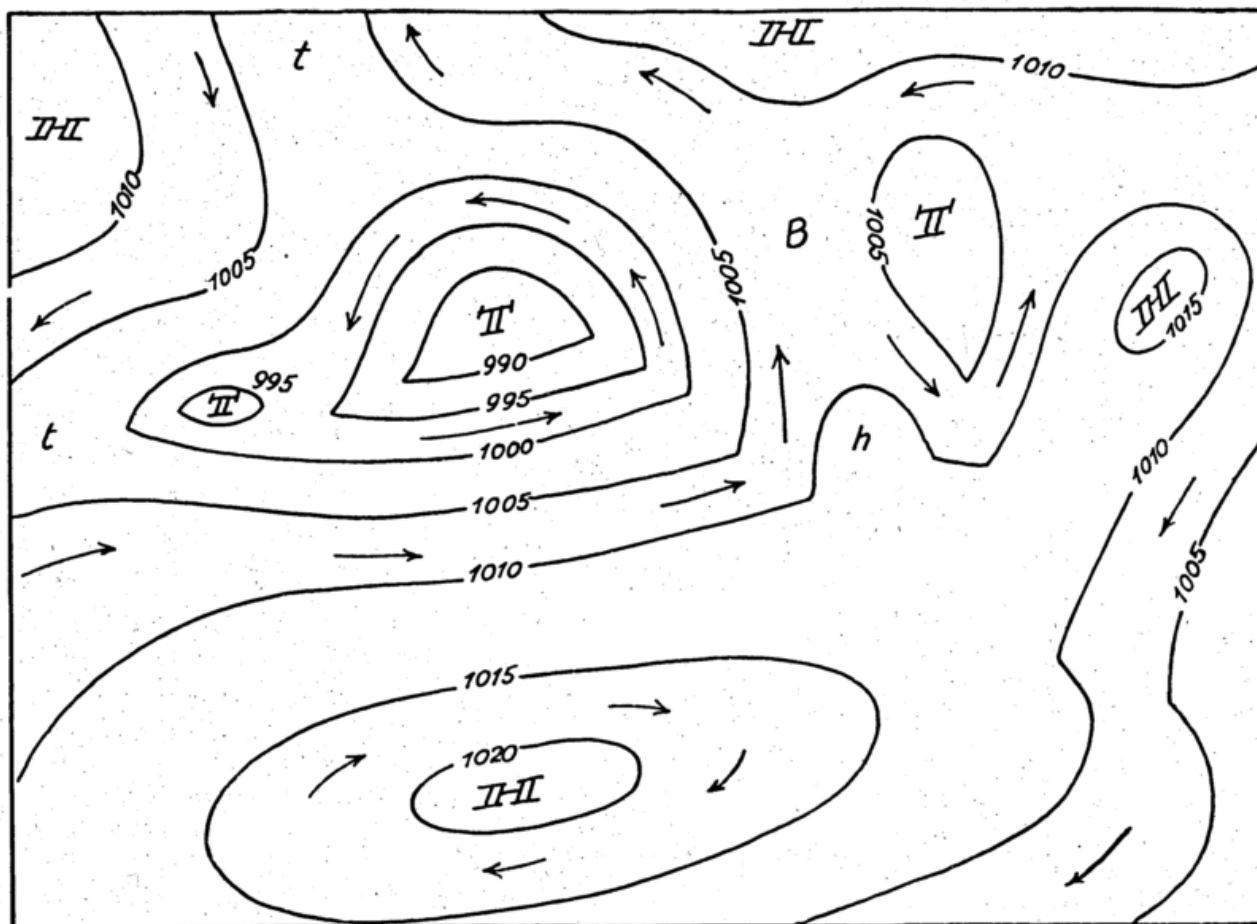
Die Einteilung unserer Barometer in mm ist unzweckmäßig, da diese Maßeinheit nur auf das Quecksilberbarometer zugeschnitten ist. Man könnte nämlich statt Quecksilber auch eine andere Flüssigkeit verwenden, beispielsweise Wasser. Im 17. Jahrhundert ist tatsächlich einmal ein Wasserbarometer gebaut worden. Entsprechend der Dichte des Quecksilbers muß allerdings das Wasserbarometer 13,6 mal so lang sein, und infolgedessen stehen der praktischen Ausführung viele technische Schwierigkeiten entgegen. Man würde dann den Druck in mm Wassersäule finden. Um bei der Druckangabe von jeder Art der Messung frei zu sein, hat man eine besondere Druckeinheit geschaffen. Diese Einheit heißt Bar; sie ist aus wissenschaftlichen Gründen um rund 2% größer als die technische Atmosphäre, d.h. der Druck, den 1 Kilogramm Gewicht auf 1 Quadratcentimeter ausübt. Der tausendste Teil des Bar heißt Millibar, abgekürzt mb. Glücklicherweise besteht ein einfaches Umrechnungsverhältnis zwischen den mb und den mm Quecksilbersäule. Man braucht nämlich nur die Millimeterangabe des Barometers mit $\frac{4}{3}$ zu multiplizieren, um die entsprechenden mb zu erhalten.

In mb werden die Luftdruckwerte mittels der Isobaren auf den Wetterkarten dargestellt. Zum Zeichnen dieser Linien gleichen Druckes kann man aber die Luftdrucke, die an den einzelnen, verschieden hoch liegenden Stationen bestimmt wurden, nicht unmittelbar verwenden, denn wir haben bereits gesehen, daß der Druck stets mit der Höhe abnimmt. Man muß also vorher alle Druckangaben auf die gleiche Seehöhe und zwar Meereshöhe = Normal Null (NN) umrechnen, um sie wirklich miteinander vergleichen zu können.

Von den auf der Erdoberfläche möglichen Luftdruck-Extremwerten geben die nachstehend aufgeführten eine Vorstellung. Das Gebiet, in dem bisher die höchsten Luftdruckwerte gemessen wurden, ist Westsibirien, und zwar wurden dort gelegentlich Luftdruckwerte von 1078 mb = 809 mm Quecksilbersäule beobachtet. Als niedrigster Luftdruck wurden einmal 917 mb = 688 mm beim Durchzug eines Wirbelsturmes an der Ostküste Vorderindiens gemessen. Als höchster Luftdruckwert in Deutschland gelten 1065 mb = 799 mm, die am 23. 1. 07 in Memel beobachtet wurden. Den Rekordwert des niedrigsten Luftdrucks in Deutschland hält Schleswig-Holstein, und zwar wurden in List auf Sylt am 6. 12. 40 nur 956 mb = 717 mm festgestellt. Der mittlere Luftdruck im Meeresniveau auf der gesamten Erde wird auf 1011 mb = 758 mm geschätzt; berücksichtigt man aber die Erhöhungen der Erdoberfläche in den Kontinenten, so kommt man zu einem mittleren Luftdruck von 987 mb = 740 mm.

5. Die Luftdruckkarte

Bedeutsamer als die absoluten Luftdruckwerte sind für das Wettergeschehen die Luftdruckgegensätze, wie sie sich bei der Darstellung der Luftdruckverteilung mittels der Linien gleichen Druckes im Meeresniveau auf den Wetterkarten zeigen. Es ist wichtig, sich über einige Begriffe, die bei der Schilderung solcher Luftdruckfelder in den Wetterberichten auftreten, klar zu sein. Zunächst ist zu beachten, daß die Luftdrucke, die zur Zeichnung einer solchen Karte dienen, alle zur gleichen Zeit gemessen wurden. Aus diesem Grunde können die Isobaren, die herkömmlicherweise von 5 zu 5 mb gezeichnet werden, sich niemals schneiden, denn das würde sonst bedeuten, daß für diesen Ort zu derselben Zeit zwei oder mehrere verschiedene Luftdruckwerte gelten. Weiterhin wird man bei der fortlaufenden Betrachtung der Wetterkarten leicht feststellen, daß offenbar gar nicht jede beliebige Isobarenform möglich ist, sondern daß sich gewisse Grundformen herauschälen lassen, die immer wieder auftreten. Die nachstehende schematische Zeichnung soll dies näher erläutern. Sie gibt - wie jede Wetterkarte - nur einen Ausschnitt aus dem Luftdruckfeld auf der gesamten Erdoberfläche, und infolgedessen zeigt sie Isobaren, die frei am Kartenrand enden. Grundsätzlich läuft jede Isobare in sich zurück; es gibt darunter aber solche, die ein einheitliches Druckgebiet umschließen, wie z. B. in unserer Zeichnung die 1015 mb- und 1020 mb-Isobaren unten ein Hoch (H). Die Isobaren 995 und 990 mb umschließen andererseits das Tief (T) in der Mitte der Zeichnung. Statt von Tief und Hoch spricht man gelegentlich auch von Zyklone (T) und Antizyklone (H). Für das Tief sind auch noch die Ausdrücke Depression, Minimum und Wirbel gebräuchlich, letzterer Ausdruck vor allem dann, wenn es sich um einen Sturmwirbel mit nahezu kreisförmigen Isobaren handelt. Das innerste Gebiet des Tiefs wird Zentrum oder Kern genannt. Beim Hoch spricht man vom Schwerpunkt des hohen Druckes. Neben diesen Hauptgrundformen gibt es im Gebiet des Hochdrucks weiterhin den Hochdruckkeil (in der Zeichnung mit h bezeichnet), den Hochdruckausläufer, der gelegentlich einen besonderen Schwerpunkt zeigt (1015 mb-Isobare rechts in der Zeichnung) und schließlich die Hochdruckbrücke (B), die zwischen zwei Tiefdruckgebieten von einem Hoch zum anderen führt. Statt Hochdruckbrücke sagt man auch Hochdruckrücken oder wegen der Eigenart der Druckverteilung in diesem Gebiet Hochdrucksattel. Ein Teiltief oder Randtief, auch sekundäres Minimum genannt, ist in der Zeichnung links das kleine Tief mit der geschlossenen Isobare 995 mb. Mit t sind die Streifen tiefen Druckes zwischen zwei Hochdruckgebieten bezeichnet, die Tiefdruckfurchen oder Tiefdruckrinnen heißen. In einem Tief zeigen die Isobaren gelegentlich eine sehr spitze Ausbuchtung (Tief rechts), die wegen der besonderen Form V-Depression genannt wird. Auch



an anderen Stellen haben die Isobaren im Tief einen unstetigen Verlauf; es treten Isobarenknicke auf, ein Zeichen dafür, daß die Strömungsverhältnisse der Luft an diesen Stellen sich sprunghaft ändern.

In der Zeichnung ist die jeweilige Richtung der Luftströmung durch Pfeile angedeutet. Man stellt dabei zwei sehr merkwürdige Dinge fest. Einmal sieht man, daß die Luft in Richtung der Isobaren strömt, und zum anderen, daß die Winde das Hochdruckgebiet rechts herum (im Uhrzeigersinn), das Tief jedoch links herum umkreisen. Nach alltäglicher Erfahrung müßte man doch eigentlich erwarten, daß Druckgegensätze auf direktem Wege ausgeglichen werden. Was hindert die Luft daran, von dem Hoch aus entsprechend dem Druckgefälle, d.h. rechtwinklig zu den Isobaren unmittelbar in das Tief abzufließen und dieses schleunigst aufzufüllen? Schuld daran ist die Erdumdrehung, der die Tiefs und Hochs ihre manchmal recht beträchtliche Lebensdauer verdanken. Bei nichtrotierender Erde würden entstehende Druckunterschiede sofort ausgeglichen werden, und es gäbe in der Atmosphäre nur echte Wirbel wie Tromben und Wasserhosen. Die Wirkung der Erdumdrehung auf die Bewegung der Luft ist nicht leicht zu verstehen. Noch am ehesten wird die Sache klar bei anfänglich reinen Süd- oder Nordwinden. Einer Luftmenge in südlichen Breiten wohnt nämlich infolge der Erdumdrehung eine größere West-Ostgeschwindigkeit inne als der Luft weiter im Norden, weil sie wegen des größeren Abstandes von der Erdachse in den 24 Stunden einer Erdumdrehung einen größeren Kreis beschreiben muß als die Luft in nördlicheren Breiten. Diese größere West-Ostgeschwindigkeit bringt sie nun bei

dem angenommenen Abfließen nach Norden mit und eilt infolgedessen einem Punkt, der anfänglich genau nördlich von ihr lag, nach Osten voraus. Je weiter sie nach Norden kommt, um so größer wird das Vorseilen, und so wird aus einem anfänglichen Südwind allmählich ein Südwest-, Westwind usw. Ein anfänglicher Nordwind bringt die Luft in südlichere Breiten, und diese Luft muß wegen der ihr innewohnenden geringeren West-Ostgeschwindigkeit zurückbleiben, aus dem Nordwind muß ein Nordost-, Ostwind usw. werden. In beiden Fällen wird also der Wind aus seiner ursprünglichen Richtung nach rechts abgelenkt. Dies gilt auch für jede andere Richtung, sofern es sich um die Nordhalbkugel handelt. Auf der Südhalbkugel wird, wie man sich entsprechend klar machen kann, der Wind nach links abgelenkt. Stellt man sich (auf der Nordhalbkugel) mit dem Wind im Rücken auf, so hat man demzufolge den tiefen Druck nicht geradenwegs voraus, sondern infolge der Rechtsablenkung der Luftströmung liegt der tiefe Druck linker Hand und der hohe Druck rechts. Daraus folgt, daß die Luft auf der Nordhalbkugel ein Hochdruckgebiet stets rechts herum, ein Tiefdruckgebiet links herum umkreisen muß. Dieses für die Wetterkunde grundlegende Gesetz wurde 1860 von Buys-Ballot gefunden und ist seitdem als barisches Windgesetz bekannt.

Es ist immer so, daß auf beiden Erdhalbkugeln das Tief im Sinne der Erdumdrehung umströmt wird, wie man am einfachsten erkennt, wenn man ein Tiefdruckgebiet am Nordpol bzw. Südpol annimmt. Drehte sich die Erde in entgegengesetztem Sinne, so würden auch die Luftdruckgebilde in umgekehrtem Sinne umströmt.

6. Die Temperatur

Neben Wind und Luftdruck ist die Temperatur ein sehr wichtiges meteorologisches Element. Bei der Temperaturbestimmung macht man von dem Umstand Gebrauch, daß sich die Körper bei steigender Temperatur ausdehnen, bei abnehmender aber zusammenziehen. Die ersten Thermometer wurden im 17. Jahrhundert gebaut. Das Standardgerät für die Temperaturbestimmung ist das Quecksilberthermometer. Die Thermometerskala ist willkürlich. Bei wissenschaftlichen Untersuchungen und in vielen Ländern durch Gesetz ist die von dem Schweden Celsius eingeführte Skala im Gebrauch. Bei dieser Skala ist der Abstand zwischen den Thermometerständen in siedendem Wasser und schmelzendem Eis (bei 760 mm Luftdruck) in 100 Teile geteilt. Die früher in Deutschland gebräuchlichste Skala war die des Franzosen Réaumur, der diesen Abstand in 80 Teile eingeteilt hatte. In den angelsächsischen Ländern ist noch heute die Fahrenheit-Skala in Benutzung. Sie trägt bei 0 Grad Celsius die Bezeichnung +32 und beim Siedepunkt die Angabe +212; der Abstand zwischen Gefrier- und Siedepunkt des Wassers ist also in 180 Teile geteilt. Zählt man von einer Fahrenheit-Temperatur 32 ab und nimmt dieses Ergebnis mit $\frac{5}{9}$ mal, so erhält man die entsprechenden Celsiusgrade. So ist beispielsweise 50 Grad Fahrenheit = 10 Grad Celsius. Fahrenheit war ein deutscher Gelehrter aus Danzig, der glaubte, daß der Nullpunkt seiner Skala (bei -18 Grad Celsius) die tiefste überhaupt erreichbare Temperatur darstelle. Beachtet man die Nationalität der vorgenannten Forscher und die Länder, in denen die von ihnen vorgeschlagenen Temperaturskalen zur Verwendung kamen, so ist das Ganze eine nette Illustration zu dem Sprichwort: Ein Prophet gilt nichts in seinem Vaterlande.

Bei der Temperaturmessung ist unter allen Umständen darauf zu achten, daß das Thermometer vor unmittelbarer Strahlung geschützt ist. Es darf also ein Thermometer zur Bestimmung der Lufttemperatur nicht im Sonnenschein angebracht werden, sondern man muß die Temperatur im Schatten bestimmen, am besten in einigem Abstand von der Nordwand eines Gebäudes oder noch besser in einer kleinen, vom Wind gut durchlüfteten Thermometerhütte. Zur genauen Temperaturbestimmung ist außerdem Voraussetzung, daß nur geprüfte Thermometer verwendet und diese außerdem dauernd unter Kontrolle gehalten werden, da sich gelegentlich Alterserscheinungen bei den Thermometern zeigen. Neben dem einfachen Quecksilberthermometer werden im Wetterdienst noch Extremthermometer verwendet. Zur Ablesung der Höchsttemperatur des Tages dient das Maximumthermometer, das nichts anderes ist als ein

großes Fieberthermometer, allerdings mit einem Meßbereich von -25 bis +50 Grad Celsius. Es wird - meist am Abend vorher - durch Herunterschlagen des Quecksilberfadens eingestellt und am anderen Abend die Höchsttemperatur der vergangenen 24 Stunden abgelesen. Die Tiefsttemperatur wird mit einem Minimumthermometer festgestellt. In der alkoholischen Flüssigkeit des waagrecht liegenden Thermometers schwimmt ein Glasstäbchen, das bei sinkender Temperatur von der Flüssigkeit zwar mit zurückgenommen wird, bei steigender Temperatur aber liegen bleibt, so daß aus der Lage dieses Stäbchens die jeweilige Tiefsttemperatur hervorgeht. Zur fortlaufenden Registrierung der Temperatur werden Thermographen verwendet, bei denen - genau wie bei den aus Metall bestehenden Zimmerthermometern - die Formänderung eines Metalls infolge Erwärmung oder Abkühlung die Temperaturanzeige übernimmt, die durch ein Hebelwerk vergrößert auf eine Uhrtrommel zur Aufzeichnung gelangt.

Die Frage nach den an der Erdoberfläche möglichen absoluten Temperaturextremen läßt sich dahin beantworten, daß in äquatorialen Gegenden unmittelbar dicht über Wüstensand Temperaturen von +70 Grad Celsius auftreten können, während die bisher beobachtete tiefste Temperatur mit -78 Grad Celsius in Ostsibirien (Kältepol) gemessen wurde. In Deutschland liegen die bisherigen absoluten Höchsttemperaturen zwischen +39 bis +40 Grad Celsius (Süd- und Mitteldeutschland), die tiefste Temperatur bei -39 Grad Celsius (Oberschlesien).

7. Die Luftfeuchtigkeit

In engstem Zusammenhang mit der Temperatur steht der Wasserdampfgehalt der Luft. Seine Bestimmung wird auch meist mit Hilfe von Thermometern vorgenommen. Man braucht dazu 2 Thermometer. Von diesen dient das eine lediglich zur Bestimmung der Lufttemperatur, das andere ist ein sogenanntes feuchtes Thermometer, dessen Quecksilberkugel mit einer einfachen Lage Mull umgeben ist, die vor der Messung befeuchtet wird. An diesem feuchten Thermometer verdunstet nun das Wasser, besonders dann, wenn man dafür Sorge trägt, daß das Thermometer gut belüftet ist. Zur Verdunstung wird aber Wärme gebraucht, die dem feuchten Thermometer und der es unmittelbar umgebenden Luft entzogen wird. Die Folge ist, daß das feuchte Thermometer im allgemeinen tiefere Werte anzeigt als das gewöhnliche, trockene Thermometer, um so tiefere, je stärker das Wasser verdunstet, d.h. je trockener die Luft selbst ist. Wenn es sich dagegen um Nebelluft handelt, kann kein Wasser an dem feuchten Thermometer verdunsten, da ja die Luft schon mit Feuchtigkeit gesättigt ist, und die beiden Thermometer, das trockene und das feuchte, zeigen dann den gleichen Stand. Aus den beiden Thermometerablesungen kann man deshalb jeweils auf die Luftfeuchtigkeit schließen. Meist wird diese als sogenannte Relative Feuchtigkeit angegeben. Das ist praktisch das in Prozenten ausgedrückte Verhältnis der in der Luft wirklich vorhandenen Wasserdampfmenge zu der bei der betreffenden Temperatur höchstmöglichen Wasserdampfmenge. Die Wassermengen in Gramm ausgedrückt, die als unsichtbarer Wasserdampf in einem Kubikmeter Luft höchstens enthalten sein können, sind bei den verschiedenen Temperaturen:

-20 Grad	-10 Grad	0 Grad	+10 Grad	+20 Grad	+30 Grad
1,04	2,3	4,9	9,4	17,2	22,8 gr. pro cbm Luft.

In der Wolkenluft, wo also die Luft nicht nur mit Wasserdampf gesättigt ist, sondern die auch noch flüssiges Wasser in Form der Wolkentröpfchen enthält, sind diese Mengen natürlich noch etwas größer. Wenn bei einer Lufttemperatur von +10 Grad die relative Feuchtigkeit 50% beträgt, so sind in einem Kubikmeter dieser Luft also $1/2$ mal $9,4 = 4,7$ Gramm Wasser als unsichtbarer Wasserdampf enthalten.

Die relative Feuchtigkeit kann entsprechend ihrer Festsetzung nur zwischen 0 und 100% schwanken. Bei uns liegt sie im Jahresmittel zwischen 80 und 85%. Auch in Extremfällen werden 10% Feuchtigkeit nur sehr selten unterschritten.

Die relative Feuchtigkeit, die nach dem oben beschriebenen Thermometerverfahren zwar sehr genau, aber doch nur mit Hilfe von Rechentafeln bestimmt werden kann, wird von dem bekannten Haarhygrometer unmittelbar angezeigt. Dieses Gerät

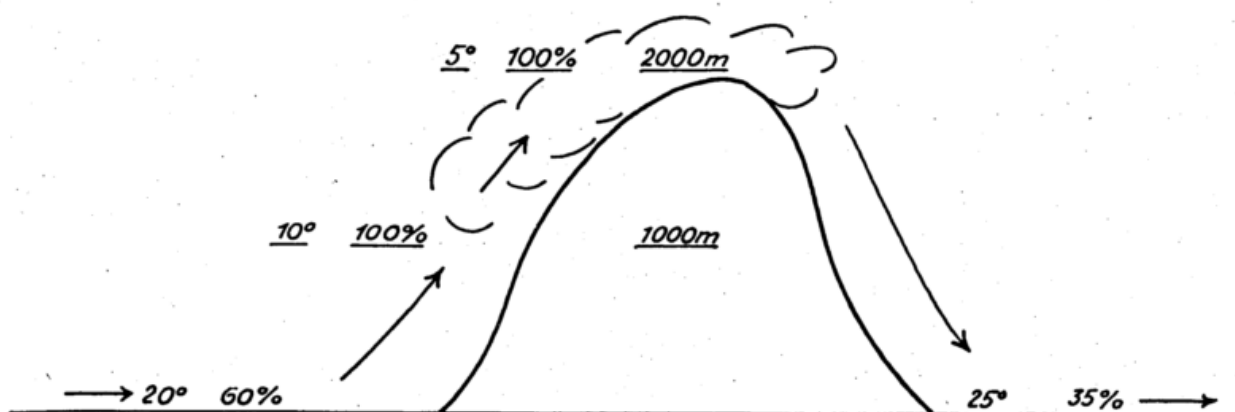
wurde 1783 zuerst konstruiert. Es besitzt als Hauptbestandteil ein entfettetes Haar, das die Eigenschaft hat, sich in feuchter Luft zu verlängern, in trockener zu verkürzen (umgekehrt wie etwa bei einem Hanfseil). Besonders gut eignen sich hierfür blonde Frauenhaare. Auch bei den Geräten, die die Feuchtigkeit fortlaufend aufschreiben, werden Haare als Feuchtigkeitsgeber verwendet, ebenso bei den Radiosonden, die zur Erforschung der hohen Atmosphärenschichten dienen. Ein Haarhygrometer, bei dem das Haar unter freiem Luftzutritt steht und das öfters etwa mit der Thermometermethode kontrolliert wird, liefert eine recht genaue Angabe der gerade herrschenden Luftfeuchtigkeit.

Die relative Feuchtigkeit zeigt einen täglichen Gang, da mittags infolge der Temperaturzunahme die relative Feuchtigkeit geringer ist als abends und morgens. Zeigt das Haarhygrometer eine von diesem Gange abweichende Feuchtigkeitsänderung an, wie wir selbst sie bei unserer weitgehenden Unempfindlichkeit gegen solche Änderungen vielleicht gar nicht wahrnehmen, so kann dies auf eine Wetteränderung hindeuten. Hierdurch hat das Haarhygrometer einen gewissen Ruf als Wetterprophet erworben. Es wird erzählt, daß ein Schäfer allein durch das Anfühlen der Rückenwolle seiner Schafe gelegentlich recht zutreffende Wettervorhersagen gemacht hat. In diesem Zusammenhang ist auch interessant, daß vielleicht die erste Luftfeuchtigkeitsbestimmung überhaupt (15. Jahrhundert) dadurch ausgeführt wurde, daß ein trockener Wolleballen, dessen Gewicht vorher bestimmt worden war, der feuchten Luft ausgesetzt und dann wieder gewogen wurde, woraus sich die Luftfeuchtigkeit errechnen ließ. Auch andere organische Substanzen sind feuchtigkeitsempfindlich. Bei dem bekannten Wetterhäuschen sorgt beispielsweise die Feuchtigkeitseinwirkung auf eine gedrehte Darmseite, daß bei hoher Feuchtigkeit der Luft das Regenmännchen, bei trockener Luft das Frauen aus dem Häuschen heraustritt. Auch hier handelt es sich nur um die Anzeige bereits vorhandener Feuchtigkeitsverhältnisse. Ein Wetterprophet ist auch dieses Wetterhäuschen nicht, vor allem dann nicht, wenn es - wie man gelegentlich sieht - in der guten Stube an der Wand hängt.

8. Der Föhn

In vorstehendem haben wir gesehen, in welcher Weise die Feuchtigkeit mit der Lufttemperatur zusammenhängt. Die beiden anderen meteorologischen Elemente, Luftdruck und Wind, fanden wir bereits früher durch das Barische Windgesetz miteinander verbunden. Nunmehr wollen wir den Zusammenhang zwischen Luftdruck und Temperatur näher betrachten und dann das Zusammenspiel aller vier Elemente an Hand eines Beispiels erörtern. Preßt man Luft zusammen, bringt sie also unter einen höheren Druck, so erwärmt sie sich. Diese Erwärmung kann man beispielsweise beim Arbeiten mit einer Fahrradluftpumpe deutlich fühlen. Wenn sich umgekehrt die Luft entspannt, also unter niedrigeren Druck kommt, kühlt sie sich entsprechend ab. Da der Luftdruck, wie schon früher erörtert, mit der Höhe stets abnimmt, muß eine Luftmenge, die aus irgendwelchen Gründen ihre Höhenlage ändert, auch ihre Temperatur ändern, und zwar muß die Luft beim Aufsteigen eine Abkühlung, beim Absinken eine Erwärmung erfahren. Wenn auch die Luftdruckabnahme von Fall zu Fall verschieden ist, so kann man die Erwärmung, die absteigende Luft bei 100 m Höhenänderung erfährt, praktisch mit 1 Grad Celsius annehmen. Umgekehrt kühlt sich aufsteigende Luft um 1 Grad pro 100 m Höherhebung ab. Sobald infolge dieser Abkühlung die relative Feuchtigkeit 100% erreicht, werden die Temperaturänderungen wesentlich anders. Dies wird jedoch zweckmäßig gleich an Hand des folgenden schematischen Beispiels erörtert. Dieses Beispiel zeigt zugleich die hauptsächlichsten Vorgänge des Wettergeschehens und ist neben dem Barischen Windgesetz grundlegend für ihr Verständnis.

Wir nehmen einmal an, die Luftdruckverteilung zeige hohen Luftdruck im Süden, tiefen Druck im Norden, so daß dem Barischen Windgesetz entsprechend auf unserer Nordhalbkugel in dem betrachteten Gebiet Westwind herrschen muß (Windrichtung in der Zeichnung von links nach rechts). Die von uns bestimmte Lufttemperatur in der Nähe der Erdoberfläche sei +20 Grad, die relative Feuchtigkeit ungefähr 60%. Quer



zur Windrichtung verlaufe ein 2000 m hoher Gebirgszug, den die Luft überströmen muß. Bei dem erzwungenen Aufsteigen kommt die Luft unter niedrigeren Druck und weist wegen der Temperaturabnahme von 1 Grad pro 100 m in 1000 m Höhe nur noch +10 Grad auf. Inzwischen hat sich infolge dieser Temperaturerniedrigung die relative Feuchtigkeit erhöht. Sie beträgt in dem hier durchgerechneten Falle dann etwa 100%. Bei dem Weitersteigen der Luft wird immer mehr Wasserdampf in flüssiges Wasser überführt, und bei diesem Vorgang wird Wärme frei, wie umgekehrt ja zur Verdampfung des Wassers Wärme erforderlich ist. Diese freiwerdende Wärme verhindert ein rasches Weitersinken der Temperatur. Durchschnittlich kann man bei gesättigt-feuchter Luft nur noch mit einer Temperaturabnahme von $1/2$ Grad pro 100 m Höhen-erhebung rechnen. Die Luft kommt dementsprechend als gesättigt-feuchte Luft mit 5 Grad auf dem Gipfel des Berges an. Da die Luft bei 5 Grad nicht so viel Wasser enthalten kann wie bei 10 Grad, ist inzwischen auf dieser Luvseite des Gebirges eine entsprechende Wassermenge als Niederschlag ausgefallen. Bei dem nun folgenden Sinken der Luft auf der Leeseite wird die Luft schnell wieder ungesättigt, so daß wir für die Gesamthöhenänderung von 2000 m beim Abstieg wieder mit 1 Grad Temperaturabnahme pro 100 m Höhe rechnen müssen. Die Luft kommt deshalb mit 25 Grad am Fuß des Gebirges auf der Leeseite an, um 5 Grad wärmer, als sie ursprünglich gewesen ist. Gleichzeitig ist Wasser als Niederschlag ausgefallen und die Luft infolgedessen relativ wesentlich trockener. Die vorstehend geschilderte Erscheinung ist unter dem Namen "Föhn" bekannt.

9. Die Temperaturabnahme mit der Höhe

Im allgemeinen nimmt, wie wir bereits erfahren haben, die Lufttemperatur mit der Höhe ab. Von wesentlicher Bedeutung für das gesamte Himmelsbild ist aber oft die Stärke der Temperaturabnahme nach oben. Nehmen wir einmal an, diese läge zwischen $1/2$ und 1 Grad pro 100 m Höhenzuwachs. Aufsteigende ungesättigte Luft (relative Feuchtigkeit unter 100%), die sich um 1 pro 100 m abkühlt, wird also in höheren Schichten mit einer Temperatur ankommen, die unter der Temperatur der umgebenden Luft liegt, denn in der ruhenden Luft nimmt die Temperatur ja weniger als 1° pro 100 m ab. Die aufgestiegene Luft ist also kälter und damit schwerer als die Luft ihrer Umgebung, und die Folge ist, daß sie wieder herabsinkt, und zwar bis zu ihrer Ausgangslage. Sänke sie weiter, so wäre sie wärmer, also leichter als die Luft ihrer Umgebung und müßte wieder aufsteigen. Die angenommene Temperaturabnahme der ruhenden Luft von $1/2 - 1^\circ$ pro 100 m setzt also Senkrechtbewegungen ungesättigter Luft einen Widerstand entgegen.

Anders werden die Verhältnisse, wenn wir in derselben ruhenden Luft jetzt aufsteigende gesättigte Luft (relative Feuchtigkeit 100%) betrachten. Diese kühlt sich beim Aufsteigen nur um $1/2^\circ$ pro 100 m ab, ist also nach dem Aufsteigen wärmer und

damit leichter als die Luft der neuen Umgebung - und sie steigt weiter auf. Bei der angenommenen Temperaturabnahme der ruhenden Luft von $1/2 - 1^{\circ}$ pro 100 m werden also Senkrechtbewegungen gesättigter Luft begünstigt.

Ein kleiner Anstoß genügt - ein solcher ist in der ruhelosen Atmosphäre stets vorhanden -, und ein Luftquantum steigt selbständig nach oben. In Anlehnung an den normalen Sprachgebrauch spricht man von "labil"; im umgekehrten Falle, wo ein Luftquantum von selbst wieder in seine Ausgangslage zurückkehrt, von "stabil". Wir können also aussprechen: In bezug auf ungesättigte Luft ist eine Temperaturabnahme von $1/2 - 1^{\circ}$ pro 100 m als stabile Schichtung, in bezug auf gesättigte Luft als labile Schichtung zu betrachten. Weiter können wir folgern: Eine Temperaturabnahme von weniger als $1/2^{\circ}$ pro 100 m bedeutet sowohl für ungesättigte als auch gesättigte Luft stabile Schichtung, eine solche von mehr als 1° pro 100 m - die aber in der Atmosphäre über größere Höhererstreckungen und längere Zeitdauer nicht vorkommt - bedeutet sowohl für ungesättigte als auch gesättigte Luft labile Schichtung.

Dem Himmelsbild sieht man meist an, ob die Schichtung stabil oder labil ist. Bei stabiler Schichtung, bei der die Senkrechtbewegungen der Luft also behindert werden, sind die Wolken hauptsächlich in der waagerechten Richtung ausgeprägt, oft überdeckt eine einförmige, konturlose Wolkendecke den Himmel, etwaiger Regen fällt anhaltend gleichförmig. Bei labiler Schichtung allerdings zeigen die Wolken einen hochaufgetürmten Aufbau, oft an Blumenkohl oder mächtige Gebirge erinnernd. Zwischen ihnen ist der blaue Himmel sichtbar als Ausdruck der Tatsache, daß die in den aufgetürmten Wolken aufsteigende Luft in der Umgebung wieder herabsinkt. Etwaiger Regen fällt in Form von Schauern, bisweilen treten Gewitter auf als Ausdruck stärkster Labilität.

Labile und stabile Schichtung können rasch wechseln. Labilisierung tritt nach dem Gesagten ein, wenn entweder in den höheren Schichten Kaltluft herangeführt wird oder in den unteren Schichten Warmluft - oder natürlich, wenn beides der Fall ist. Bekannt ist, daß Schauer am häufigsten nachmittags auftreten, wenn durch die Sonnenstrahlung der Boden und damit die unteren Luftschichten stark erwärmt werden. Stabilisierung tritt naturgemäß in den entgegengesetzten Fällen ein. Die Beachtung dieser beiden fundamentalen Begriffe macht die tägliche Beobachtung der Himmelsbilder zu einer reizvollen und lehrreichen Beschäftigung.

10. Das Wetter im Hoch

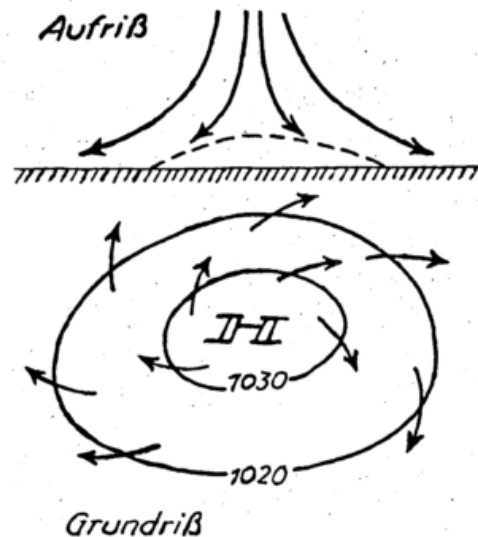
Die Wettervorgänge, wie sie sich bei dem Strömen der Luft über ein Gebirge einstellen, finden wir unabhängig von solchen festen Strömungshindernissen auch in der freien Atmosphäre. Mit Hilfe der bei dem Föhnbeispiel erörterten Gesetzmäßigkeiten in dem Verhalten der Lufttemperatur und Luftfeuchtigkeit können wir uns Rechenschaft geben über die gegensätzlichen Wetterverhältnisse eines Hochdruckgebietes und eines Tiefdruckgebietes.

Wir hatten schon früher bemerkt, daß die Luft nicht unmittelbar vom Hoch zum Tief strömt, sondern - infolge der ablenkenden Kraft der Erdumdrehung - in Richtung der Isobaren. In den unteren Luftschichten (etwa bis 500 - 1000 m Höhe), wo infolge der mannigfachen Reibungseinflüsse vom Erdboden her die Luft in ihrer Geschwindigkeit gebremst wird, ist natürlich auch diese ablenkende Kraft der Erdumdrehung geringer, so daß in dieser Reibungsschicht der Wind, der sogenannte Bodenwind, nicht bis in die Isobarenrichtung abgelenkt wird, sondern einen merklichen Winkel zu dieser Richtung bildet. In dem nachstehenden Grundriß sind in dem Hoch die Richtungen der Bodenwinde durch Pfeile angedeutet. Man sieht, daß die Bodenwinde die Luft aus den unteren Schichten des Hochs allseitig wegführen. Für diese abfließende Luft muß nun Ersatz geschaffen werden, und dieser Nachschub kann ersichtlich nur aus den höheren Luftschichten kommen. In der Aufrißzeichnung ist diese Vertikalbewegung der Luft durch die von oben nach unten führenden Strömungspfeile zum Ausdruck gebracht. Absinkende Luftbewegung führt aber, wie wir wissen, zu einer Temperatursteigerung und einer starken Abnahme der relativen Feuchtigkeit, d.h. zur Wolkenauflösung. Damit ist erklärt, warum in einem Hoch wolkenloses, warmes Wetter herrschen muß.

Die Wetterlage scheint allerdings dem manchmal zu widersprechen. Trotz hohen Druckes haben wir gelegentlich neblig-bedecktes Wetter bei verhältnismäßig niedrigen Temperaturen. Den Schlüssel für das Verständnis dieses merkwürdigen Befundes liefern uns die aerologischen Messungen. Am 6.3.48 lagen beispielsweise solche - besonders extreme - Verhältnisse vor:

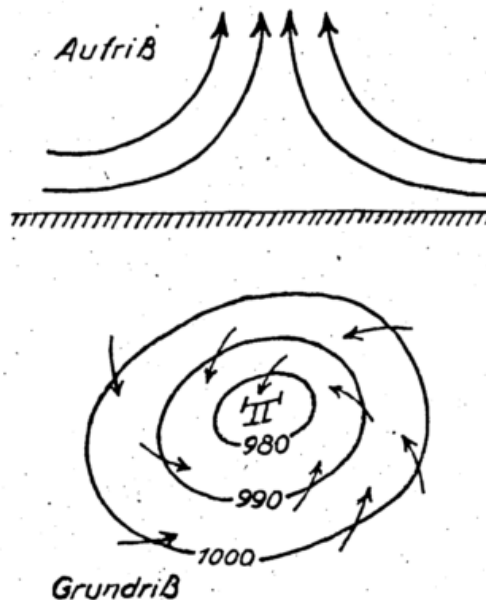
Höhe:	Boden	200 m	500 m	800 m	2300 m	2600 m	3200 m	5300 m
Temperatur:	-3	-4	+11	+13	+5	+5	+1	-18 Grad
Feuchtigkeit:	92%	85%	60%	43%	30%	30%	30%	26%

Man sieht, daß das kalte, nebelfeuchte Wetter auf die untere 200 m dicke Luftschicht beschränkt ist. Darüber haben wir bei rasch abnehmender Feuchte einen kräftigen Temperaturanstieg mit der Höhe, der in 800 m +13 Grad erreicht. Da die Temperatur sonst mit der Höhe abnimmt, bezeichnet man eine solche Höhentemperaturverteilung als Temperaturumkehr oder Inversion. Eine kleine Inversion befindet sich noch bei 2600 m Höhe; von da an nimmt aber die Temperatur zunächst langsam, dann schneller ab. Die Abnahme erreicht schließlich den Wert von 0,9 Grad pro 100 m. Das wolkenlose, trockene und warme Hochdruckwetter hat sich also in diesem Falle nicht bis zum Erdboden durchgesetzt, sondern befindet sich erst oberhalb 200 m. Diese Erscheinung ist in der kalten Jahreszeit öfters zu beobachten. Sie hat im Gebirge zu der Regel geführt: Steigt man im Winter um einen Stock, kann man ausziehen einen Rock. Die windschwache Bodenkaltluftschicht verdankt der im Winterhalbjahr recht wirksamen Ausstrahlung ihre Entstehung und führt, sobald die Bodenluft von sich aus schon feucht ist, zu verbreiteten Nebeln und Hochnebeln, die tagsüber im Gegensatz zum Sommer von der Sonne nicht aufgelöst werden können. In der Aufrißzeichnung soll die gestrichelte Linie die Obergrenze einer solchen, möglichen Kaltluftschicht bedeuten. Die absteigende Luftbewegung im Hoch ist dann erst oberhalb dieser Linie wirksam, während die Bodenkaltluft wie eine dünne Haut ohne Bewegung am Erdboden klebt.



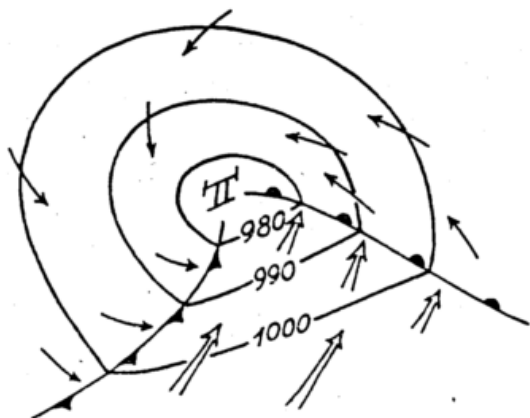
11. Das Wetter im Tief

Die Bodenreibung, die beim Hochdruckgebiet das Abströmen der Luft aus den unteren Schichten des Hochs verursacht, ist natürlich auch bei der Strömung um ein Tief wirksam. Auch hier dreht der Wind der unteren Schichten nicht ganz in die Isobarenrichtung, sondern bildet mit dieser jeweils einen Winkel, so wie das der nebenstehende Grundriß zeigt. Nach dem Inneren des Tiefs erfolgt ersichtlich ein Zusammenströmen der Luft, was zwangsläufig zum Aufsteigen der Luft in die Höhe über diesen inneren Teilen des Tiefs führen muß. Das Aufsteigen der Luft (siehe Aufriß) bringt aber bekanntlich infolge der dabei einsetzen-



den Abkühlung der Luft Wolkenbildung und schließlich Niederschlag mit sich. Aus dieser Betrachtung wird deutlich, daß das Tief grundsätzlich der Träger von schlechtem Wetter sein muß. Man spricht demgemäß auch oft von Tiefdruckwetter.

Bei der Darstellung der Hochdruckwetterverhältnisse sahen wir bereits, daß gelegentlich wesentliche Abänderungen von dem grundsätzlichen Schema vorkommen können. Bei dem Tief ist das noch in weit stärkerem Ausmaß der Fall. Nach dem Schema müßte sich das Schlechtwetter auf die inneren Teile des Tiefs beschränken; in Wirklichkeit findet man aber darüber hinaus meist mehrere Streifen schlechten Wetters, die sich von Zentrum des Tiefs radial nach außen hinziehen. Das hängt damit zusammen, daß die einem Tief zuströmende Luft nicht einheitlich ist. Sie setzt sich aus Luftmassen zusammen, die sehr verschiedenen Ursprungs sind und die deshalb sehr verschiedene Eigenschaften, insbesondere verschiedene Wärmeinhalte aufweisen. Wir wollen einmal den einfachsten Fall annehmen, daß es sich dabei um zwei wesentlich voneinander verschiedene Luftmassen handelt - warme Luft aus südlichen Breiten und aus dem Norden strömende kältere Luft. In der nebenstehenden schematischen Wetterkarte sind die Südwestwinde als Windpfeile in der Warmluft doppelt, die Windpfeile in der Kaltluft einfach gezeichnet. Es ergibt sich ein zungenförmiges Hineinragen der Warmluft in das Tief, wobei die beiden Begrenzungslinien der Zunge von wesentlich verschiedenem Charakter sind. Bei der rechten Begrenzungslinie (—•••••) dringt die Warmluft ersichtlich gegen die Kaltluft vor; deshalb wird diese Linie als Warmfront bezeichnet. Auf der linken Begrenzungslinie ist in bezug auf diese Linie (—∇∇∇∇) die Kaltluft im Vordringen; entsprechend heißt diese Begrenzung Kaltfront. Wenn aber zwei verschiedene Luftmassen gegeneinander geführt werden, wie das offensichtlich



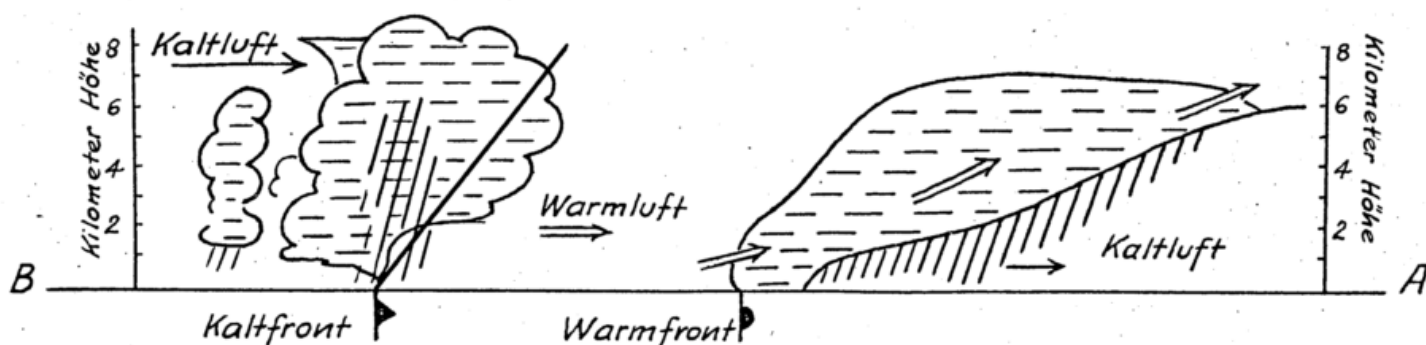
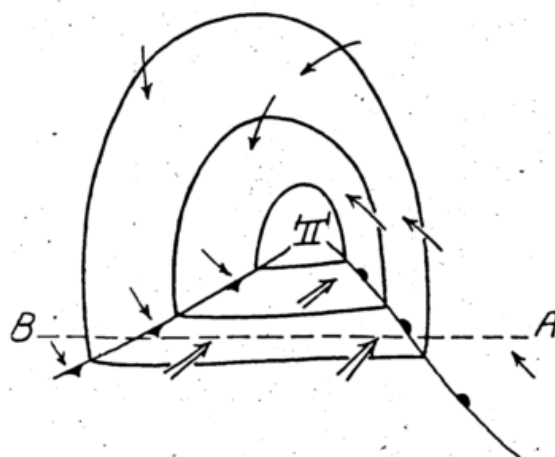
in den beiden genannten Fronten erfolgt, so muß eine davon, und zwar die leichtere, in die Höhe ausweichen bzw. dorthin gedrängt werden. Bei gleichem Druck ist aber bekanntlich die wärmere Luft leichter als die kältere. Die warme Luft muß also aufsteigen. Es ist dies nicht ein einfaches senkrecht Aufsteigen, sondern - wie die aerologischen Untersuchungen gezeigt haben - gleitet die Warmluft an der Kaltluft hinauf, so daß die obere Begrenzung der Kaltluft mit der Erdoberfläche einen im allgemeinen flachen Keil bildet (Steigung durchschnittlich 1 : 100). Wie spitz dieser Keil im Einzelfall wird, hängt insbesondere von den Strömungsverhältnissen der beiden Luftmassen ab.

in den beiden genannten Fronten erfolgt, so muß eine davon, und zwar die leichtere, in die Höhe ausweichen bzw. dorthin gedrängt werden. Bei gleichem Druck ist aber bekanntlich die wärmere Luft leichter als die kältere. Die warme Luft muß also aufsteigen. Es ist dies nicht ein einfaches senkrecht Aufsteigen, sondern - wie die aerologischen Untersuchungen gezeigt haben - gleitet die Warmluft an der Kaltluft hinauf, so daß die obere Begrenzung der Kaltluft mit der Erdoberfläche einen im allgemeinen flachen Keil bildet (Steigung durchschnittlich 1 : 100). Wie spitz dieser Keil im Einzelfall wird, hängt insbesondere von den Strömungsverhältnissen der beiden Luftmassen ab.

12. Der Aufbau der Wetterfronten


Denkt man sich längs der Linien A-B in der nachstehenden Wetterkarte einen Vertikalschnitt ausgeführt, so sieht dieser Aufriß entsprechend den aerologischen Beobachtungen etwa so aus, wie die nachstehende Figur schematisch zeigt. Die Obergrenze der auf der Ostseite des Tiefs befindlichen Kaltluft hat eine Neigung von etwa 1 : 100 nach Westen, fällt also nach Westen zu viel langsamer ab, als die der besseren Deutlichkeit halber sehr stark überhöhte Zeichnung erkennen läßt. An dieser Kaltluftobergrenze schiebt sich die Warmluft in die Höhe, da sie eine größere Geschwindigkeit nach Osten besitzt als die Kaltluft, die keine - oder - wie in der Zeichnung angenommen - nur eine geringe - West-Ostgeschwindigkeit aufweist. (Beachte die verschiedene Länge der Pfeile; in der Warmluft sind diese doppelt, in der Kaltluft einfach gezeichnet.) Bei dem Aufgleiten der Warmluft tritt - wie wir wissen - Abkühlung und damit Wolkenbildung und schließlich Niederschlag ein. Insgesamt weist die Luft dabei eine stabile Schichtung auf. In der Zeichnung sind die Räume, die mit

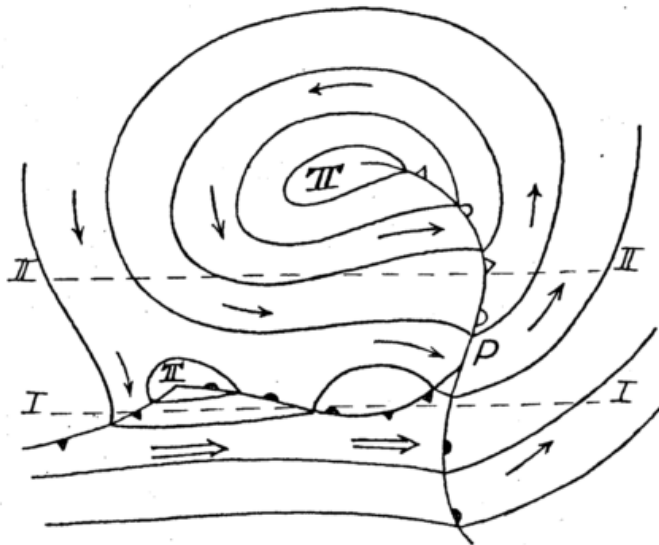
Wolken erfüllt sind, waagrecht schraffiert, der Niederschlag ist durch senkrechte Schraffur gekennzeichnet. Schreiten wir von A in Richtung nach B fort, so ergibt sich folgendes für das Aufgleiten einer Warmluft typische Bild: Zunächst beobachten wir in großer Höhe feine, weiße Federwolken, die aber an Menge schnell zunehmen und die sich schließlich zu einem weißen Schleier verdichten, durch den die Sonne - gelegentlich mit einem farbigen Ring umgeben - noch durchscheint. Diese Wolken-schicht wird aber bald von einer dichteren und dunkleren geschlossenen



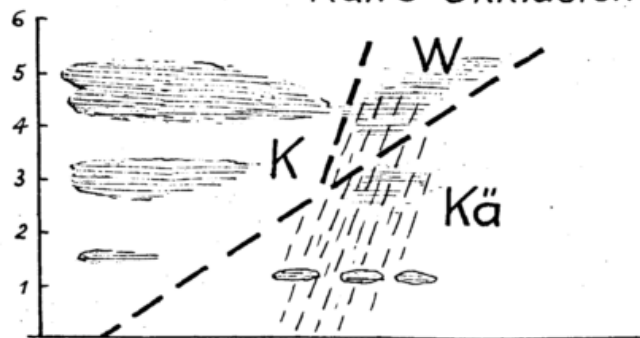
Schichtwolke abgelöst, unter der in zunehmendem Maß auch noch tiefere Wolkenbänke zu sehen sind. Diese letzteren rühren bereits von Niederschlag her, der aus der hohen Schichtwolke stammt, vor Erreichen des Bodens aber noch verdampfte. Bei der weiteren Annäherung der Warmfront wird die Wolken-schicht immer dichter und niedriger, und es fällt schließlich verbreitet Niederschlag, der sogenannte Landregen. Haben wir die eigentliche Warmfront erreicht, d.h. tritt am Boden selbst Erwärmung ein, so geht der Landregen gelegentlich in feines Nieseln über, besonders dann, wenn in der Front die Wolken am Boden aufliegen, also Nebel beobachtet wird. Hat sich die Warmluft ganz durchgesetzt, so ist nur geringe Bewölkung vorhanden, tagsüber leichte Haufenwolkenbildung. Diese verschwindet aber, sobald in hohen und mittelhohen Schichten die sogenannten Schäfchenwolken auftreten, die das Herannahen der Kaltluft anzeigen. Wegen der größeren Windgeschwindigkeit kommt über einem festen Ort die Kaltluft in der Höhe früher an als am Boden; dies bedeutet nach dem unter Abschnitt 9 Gesagten Labilisierung, und zwar längs der gesamten Frontlinie. Das Aufsteigen der Luft im Frontbereich wird begünstigt durch ein Zusammenströmen der Luft in den unteren Schichten, wie er durch den bereits besprochenen Knick in den Isobaren zum Ausdruck kommt. Wird im Kaltluftbereich die Schichtung besonders stark labil, kommt es zu den bekannten Kaltfrontgewittern, zu Graupel- und Hagel-schauern. Hinter der Front, also im Bereiche der Kaltluft, tritt meist Aufheiterung ein.

Der vorstehend besprochene Vertikalschnitt gehört zu einem Tief mit einem verhältnismäßig breiten Warmluftsektor. Die Tiefdruckgebiete, die bei uns wetterwirksam werden, haben aber meist das Aussehen und den Aufbau, wie er nachstehend skizziert ist. Wiederum sind in der Kaltluft die Strömungspfeile einfach, in der Warmluft doppelt gezeichnet. Ein Vertikalschnitt I-I führt in diesem Fall gleich durch 2 Warmluftsektoren, und zwar den des Haupttiefs und denjenigen des Randtiefs links. Während der Warmluftsektor des Randtiefs noch verhältnismäßig breit ist, zeigt der des Haupttiefs eine starke Einengung. Ein Vertikalschnitt II-II läßt den Warmluftsektor

des Haupttiefs am Boden überhaupt nicht mehr erkennen. Das Verdrängen der Warmluft vom Boden ist offenbar verursacht durch die schneller von Westen hinter ihr nachdringende Kaltluft. Den Vorgang des Abhebens der Warmluft vom Erdboden bezeichnet man mit dem Fremdwort "Okklusion". Entsprechend entsteht in der Wetterkarte, wenn die Kaltfront die Warmfront eingeholt hat, die Okklusionsfront. Sie wird mit dem Symbol  bezeichnet. In der Okklusionsfront haben sich die Wolken- und Niederschlagssysteme der beiden ursprünglich getrennten Kalt- und Warmfront zusammengeschlossen. Da aber neben der Warmluft zwei - unter Umständen recht verschiedene - Kaltluftmassen dabei beteiligt sind, muß man strenggenommen zwei Fälle unterscheiden. Diese sind in den Aufrißzeichnungen schematisch dargestellt. Die Warmluft ist dort mit W, die Kaltluft mit K und die jeweils kälteste Luft mit Kä



Kalte Okklusion



Warme Okklusion

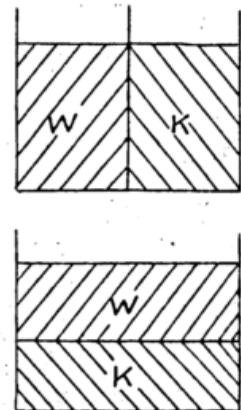
bezeichnet. Bei der kalten Okklusion ist die einbrechende Kaltluft die kälteste und ruft dementsprechend auch einen merklichen Temperaturrückgang am Boden hervor; außerdem verraten die Bewölkungs- und Niederschlagsverhältnisse dieser Front einen stärkeren Schauercharakter (labil) als dieses bei der warmen Okklusion der Fall ist, wo im ganzen genommen das Aufgleiten und damit die Schichtbewölkung und gleichmäßiger Niederschlag überwiegen (stabil). (Auf unseren veröffentlichten Wetterkarten werden diese beiden Okklusionsarten nicht unterschieden.) Das Anheben der Warmluft im Bereich einer Okklusion vollzieht sich ziemlich rasch. Drei getrennte Luftmassen kann man daher nur im Anfangsstadium der Okklusion nachweisen: Bereits nach 1 bis 2 Tagen ist die Warmluft in Höhen emporgehoben, wo sie wetterwirksam ist, und außerdem wird sie dort bald völlig verwirbelt, so daß man sie gar nicht mehr nachweisen kann. Eine Okklusion wandelt sich daher meist bald in eine Kaltfront um. Die Bezeichnung als Okklusionsfront behält man in der Wetterkarte aber oft bei, um die Entstehungsgeschichte der Front zu berücksichtigen.

Die Wetterwirksamkeit der Fronten ist im Einzelfall sehr unterschiedlich. Es kommt beispielsweise häufig vor, daß Fronten gar keinen oder nur stellenweise Niederschlag liefern, während bei anderer Gelegenheit Starkregen beobachtet werden,

die an demselben Ort binnen 24 Stunden eine Ergiebigkeit von gleich mehreren durchschnittlichen Monatsniederschlägen aufweisen. Diese unterschiedliche Niederschlags-tätigkeit in den Fronten hängt nicht nur von den Temperatur- und Feuchtigkeitsgegen-sätzen der in der Front zusammengeführten Luftmassen ab. Es ist klar, daß eine langsam ziehende oder gar festliegende Front an einem bestimmten Ort eine größere Niederschlagsmenge liefern kann als eine schnell bewegte Front. Für die letztere gilt die bekannte Regel, daß der Wind den Regen vertreibt. Aber auch die Jahreszei-ten sind für die Ausbildung der Fronten von großer Bedeutung. Im Sommer sind bei-spielsweise die Kaltfronten bei uns viel stärker wirksam als die Warmfronten, da dann die Einstrahlung über dem Festland einen scharfen Temperaturgegensatz gegen-über der über dem Wasser sich nur langsam erwärmenden Westluft hervorruft. Aus-serdem bewirkt die sommerliche Bodenerwärmung eine stärkere Labilität. Umgekehrt bewirkt im Winter die größere Ausstrahlung über dem Kontinent, daß die milde, von Westen herankommende Meeresluft eine stark ausgeprägte Warmfront gegenüber der festländischen Kaltluft bildet. Die jahreszeitlichen Temperaturgegensätze zwischen Festland und Meer führen gelegentlich sogar zu scheinbaren Widersprüchen zwischen Wetterkarte und Wettervorhersage. Im Sommer kann nämlich die Warmfront eines atlantischen Tiefs beim Übertritt auf das Festland in den untersten Schichten, in den-nen sich unser Leben abspielt, eine Abkühlung bringen, wenn nämlich vor dem Bewöl-kungsaufzug der Warmfront - also in der davor liegenden Kaltluft - infolge starker Sonneneinstrahlung in diesen untersten Schichten eine Überhitzung eingetreten war. Ebenso häufig ist im Winter der Fall zu beobachten, daß der Warmluftsektor eines Tiefs über dem Festland infolge starker Ausstrahlung in den untersten Schichten nicht zur Geltung kommt und daß erst die nachfolgende Kaltfront infolge der Windzunahme die alte Kaltluft wegräumt, was natürlich - wenigstens zunächst - mit einer Er-wärmung verbunden sein kann.

13. Zur Entstehung des Tiefs

Wir sehen auf den Wetterkarten, daß die Hochdruckgebiete im allgemeinen eine größere Beharrung an Ort und Stelle zeigen als die meist schneller beweglichen Tiefs. Außerdem beobachten wir, daß in südlichen Breiten - oft in der Nähe der Azoren - ein Hoch vorhanden ist und daneben hoher Druck über Grönland oder über dem nörd-lichen Eismeer. Da in den Hochdruckgebieten wolkenarmes Wetter herrscht, also sowohl Sonneneinstrahlung wie andererseits aber auch die nächtliche Ausstrahlung recht wirksam werden, wird infolge der Bestrahlungsverhältnisse der Erdkugel im südlichen Hoch fortdauernd Warmluft erzeugt, während die Luft in dem nördlichen Hoch wesentlich kälter bleiben muß. Dieser Temperaturunterschied ist jedenfalls in den unteren 10 km Höhe wirksam. Da Kaltluft unter gleichem Druck schwerer ist als Warmluft, haben wir die ähnlichen Verhältnisse vorliegen, wie in dem folgenden Ver-such: In einem - in der Mitte durch eine Trennwand geteilten - Gefäß denken wir uns etwa rechts eine schwere Flüssigkeit K und daneben links eine leichtere Flüssig-keit W (etwa Wasser und Öl). Entfernen wir nun die senkrechte Trennwand, so kann dieser Zustand offensichtlich nicht bestehen bleiben; es muß sich binnen kurzem die leichte Flüssigkeit über die schwere geschichtet haben, so wie das die zweite Figur zum Ausdruck bringt. Entsprechend kann auch das Nebeneinander des warmen Hochs und des kalten Hochs im allgemeinen kein Gleichge-wichtszustand sein. Es muß eine Bewegung der Luftmassen gegeneinander einsetzen, derart, daß im Endzustand die Warmluft über die Kaltluft geschichtet ist - und diese Über-einanderschichtung erfolgt (wegen der Wirksamkeit der ablenkenden Kraft der Erdrotation) in dem zwischen den beiden Hochs gelegenen Tiefdruckgebiet, in Sonderheit längs der Fronten dieses Tiefs, wo die Warmluft jeweils in die Höhe geschafft wird. Die Tiefdrucktätigkeit muß solange anhalten, wie Temperaturunterschiede in horizontaler Richtung vorhan-den sind; erst nach Ausgleichung dieser Temperaturgegensät-ze ist die Aufgabe des Tiefs beendet, und es verfällt der Auf-füllung.



Welche Wettererscheinungen erleben wir beim Vorüberzug
eines Tiefdruckgebietes?

(Wetterlage vom 11. - 13. November 1947)

In der "Kleinen Wetterkunde" sind die Erscheinungen und physikalischen Zusammenhänge des Wetters in ihren Grundzügen erörtert und systematisch dargestellt worden. Nun sollen diese allgemeinen Erkenntnisse an dem Beispiel eines wirklichen Wetterablaufs beschrieben und lebendig gemacht werden. Dazu ist die Wetterentwicklung vom 11. bis 13. November 1947 gewählt worden, in welchen Tagen ein Sturmtief vom Atlantik her hart nördlich von Schleswig-Holstein vorüberzog. Wir wollen an unsere Untersuchungen möglichst vielseitig herangehen und für jeden Tag die Wetterkarte von 07 Uhr MEZ, den Himmelsanblick, die Registrierungen in der Klimahütte und die aerologischen Aufstiege zur Beschreibung heranziehen.

11. November 1947

Die Wetterkarte (siehe Anlg. 1) zeigt ein Hoch über Südwesteuropa, ein Tief über Westrußland und ein weiteres nordwestlich Irland. Mitteleuropa ist von der kühlen West- bis Nordwestströmung auf der Rückseite des westrussischen Tiefs überflutet; die Bodentemperaturen betragen 5-7 Grad. Vielfach kommt es in dieser Kaltluft zu Schauern (Symbol: ∇) als Ausdruck labiler Schichtung. Auf der Südseite des vor Irland erschienenen Tiefs dringt aber eine warme feuchte Südwestströmung ("maritime Warmluft" aus dem Azorenraum) gegen Mitteleuropa heran, mit Temperaturen von etwa 14 Grad. Diese wärmere (leichtere!) Luft gleitet an der vorgelagerten kälteren Luft auf. Dadurch entsteht vor der Warmfront "W" ein Regengebiet (in der Karte schraffiert), welches mit der Warmluftströmung ostwärts vordringt.

Diese Schlechtwetterentwicklung wird auch angekündigt durch den Himmelsanblick: das Wolkenbild und seine Veränderungen. Am Morgen des 11. November beobachten wir über Schleswig-Holstein aufgebrochene Bewölkung, vorwiegend starke Quellwolkenformen, aus denen stellenweise Schauer fallen. Aber schon am Vormittag ziehen Cirruswolken - die hohen, weißen, aus Eiskristallen bestehenden Federwolken - auf, verschleiern allmählich das Himmelsblau und verdichten sich zu einer grauen, mittelhohen Schichtwolke, aus der anfangs unregelmäßig, schließlich anhaltender Regen fällt.

Betrachten wir nun den Gang unserer Registrierinstrumente (siehe Anlg. 4): Seit dem Morgen beginnt der Luftdruck zu fallen, bei starker Höhenströmung und dichtem Cirrus-Aufzug ein untrügliches Schlechtwetterzeichen! Die Niederschlagsregistrierung läßt eine Reihe von Schauern erkennen, dazwischen niederschlagsfreie Zeiten (Treppenkurve); vom Nachmittag ab aber zeigt die Niederschlagskurve anhaltenden Regen wechselnder Stärke an. Die Temperaturregistrierung weist in den Mittagsstunden einen vorübergehenden Anstieg von 7 auf 9 Grad auf. Das ist aber nicht etwa schon die Warmfront, sondern eine tageszeitliche Erscheinung; denn in den Schauerpausen dringt ja noch schwacher gedämpfter Sonnenschein durch den hohen Wolkenaufzug. Für diesen tageszeitlichen Temperaturgang ist es auch charakteristisch, daß gleichzeitig die relative Feuchte die umgekehrte Schwankung ausführt.

Die Wetterveränderung, auf die uns Wetterkarte, Luftdruckgang und Himmelsanblick hinweisen, kündigt auch der Radiosondenaufstieg an: Im Vergleich zwischen dem 10. November 23 Uhr und dem 11. November 11 Uhr ist bis 4100 m Höhe die Temperatur wenig geändert, darüber jedoch Erwärmung um 8-12 Grad eingetreten. Wir können also dem Aufstieg entnehmen, daß die schräg geneigte Warmluftfläche in Hunsrück in etwa 4100 m Höhe liegt (in unserem Vertikalschnitt auf Anlg. 1 um 07 Uhr entsprechend höher, nämlich bei 4500 m Höhe, gezeichnet). Die relative Feuchte ist in der Höhe gegenüber dem Vortag gestiegen, teils weil die anströmende Warmluft einen

höheren Feuchtegehalt hat, zum anderen Teil aber auch als eine Folge des Aufgleitens der Warmluft. In der "Kleinen Wetterkunde" wurde ausgeführt, daß sich Luft, welche aufsteigt, also unter tieferen Druck kommt, abkühlt und somit dem Taupunkt nähert, daß also mit anderen Worten ihre relative Feuchte steigt, bis schließlich bei 100% relativer Feuchte Wolkenbildung und Niederschlag eintritt.

12. November 1947

Das gestern nordwestlich von Irland gelegene Tief ist bis heute zur mittleren Nordsee gezogen. Aus den starken Temperaturoegensätzen hat es Energie gewonnen und sich von 995 auf 985 Millibar vertieft. Die Warmfront erreicht eben die Westküste von Schleswig-Holstein. Die Kaltfront ist bis zur westlichen Nordsee vorgedrungen und wird die Warmfront bald einholen. Diese Tatsache, daß die Kaltfront sich schneller bewegt als die Warmfront, sich dieser nähert und schließlich zur "Okklusion" führt, ist ja der normale Vorgang in der Lebensgeschichte einer Zyklone. In unserem Beispiel folgen also Warm- und Kaltfront aufeinander, wie wir auch an unseren Registrierungen feststellen werden.

Bei geschlossener, dunkler, vertikal hochreichender Regenbewölkung hat der am Vortag begonnene Regen mit wechselnder Stärke angehalten bis zum Durchgang der Warmfront gegen 10.00 Uhr: Der Wind dreht jetzt von Süd auf Südwest, der starke Regen geht in leichten Sprühregen über, die Temperatur steigt von 6,5 Grad rasch bis über 11 Grad an und erreicht das Maximum gegen 12 Uhr mit 12,5 Grad. Zu gleicher Zeit (10 Uhr) hört der starke Druckfall auf (siehe Anlg. 4). Zu einer Auflockerung der Bewölkung kommt es aber in der Warmluft nicht, da die Kaltfront K 1 rasch nachfolgt. Sie zieht um 12 Uhr durch mit kräftigem Regenschauer und Temperaturrückgang von 12,5 auf 10,5 Grad. Auch nach Durchzug dieser Kaltfront zeigt der Himmel nur ganz vereinzelte Wolkenlücken, da noch weitere Kaltluftstufen folgen, so vor allem gegen 20 Uhr (K 2); der hiermit verbundene Temperaturrückgang von 10,5 auf 7,5 Grad erfolgt aber nicht sprunghaft; dies ist mit ein Grund, weshalb K 2 ohne Niederschlag durchzieht. Mit dieser zweiten Kaltluftstufe setzt endgültiger Druckanstieg ein.

Der Aufstieg von Husum findet noch in der Warmluft statt, aber unmittelbar vor dem Einbruch der Kaltfront K 1. Die Erwärmung von etwa 6 Grad gegenüber dem Vortag ist hauptsächlich unterhalb 4100 m eingetreten. Die relative Feuchte beträgt fast durchweg 100%, woraus man auf eine geschlossene, hochreichende Bewölkung schließen kann: die Wolkenmasse am Vorderrand der ankommenden K 1. Bemerkenswert ist der Höhenwind: Während in unteren Schichten noch Südwestwind herrscht, wird in der Höhe eine starke Westnordwestströmung gemessen.

13. November 1947

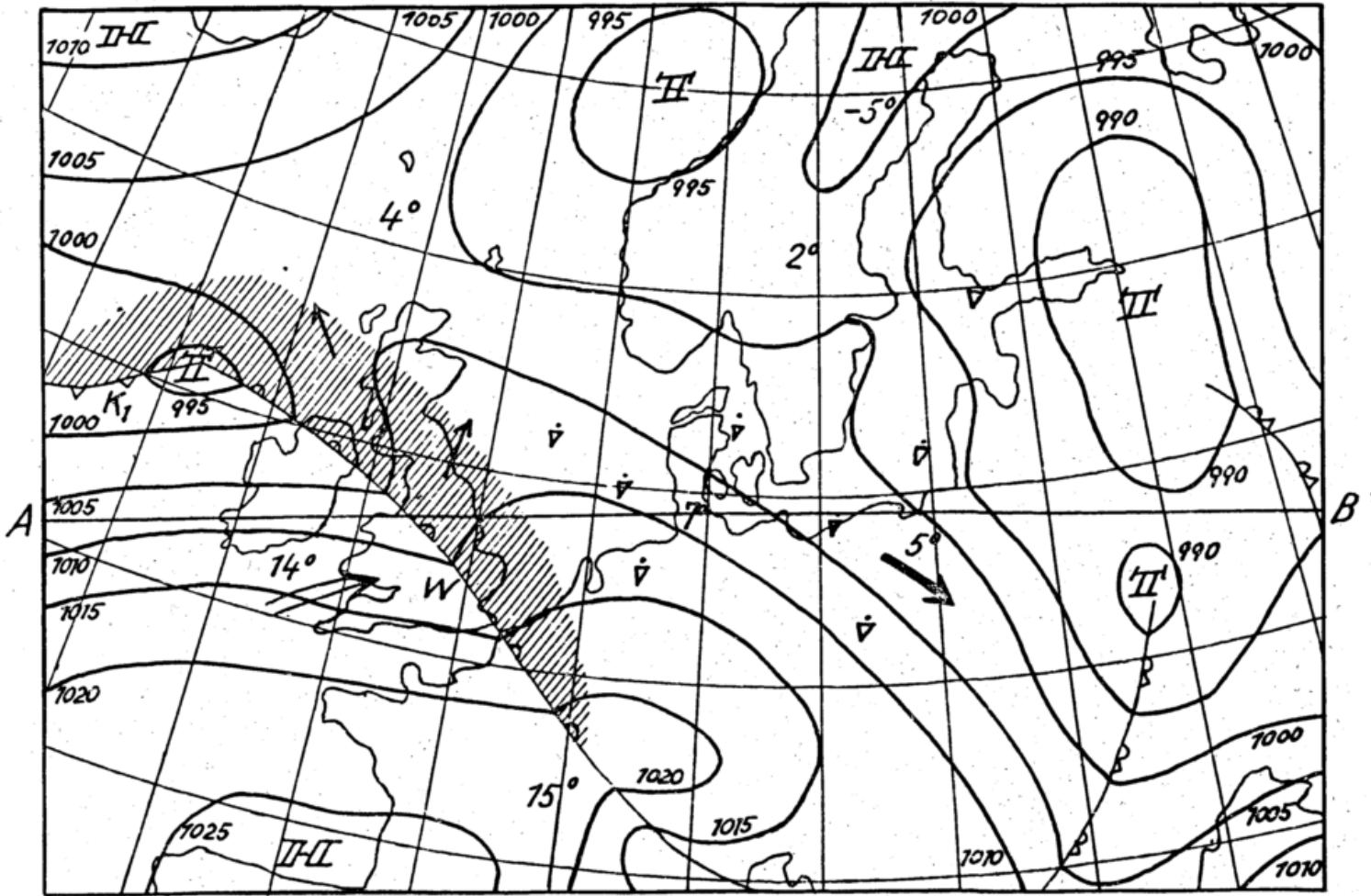
Auf der Wetterkarte des 13. November liegt das Nordseetief des Vortages bereits über der südöstlichen Ostsee und Lettland mit nunmehr 980 mb. Der Warmsektor ist nur noch sehr schmal, im innersten Teil der Zyklone bereits "okkludiert". Die Temperatur der Warmluft in Bodennähe ist seit dem 12. von 14 auf 9 Grad, die Temperatur der K 1 - Luft von 12 auf 10 Grad zurückgegangen. Als Ursache dieses Temperaturrückganges ist die im Winterhalbjahr abkühlende Wirkung des Landes anzusehen. An der Kaltfront K 1 hat sich über Frankreich eine Randstörung gebildet. Sie liegt aber so weit südlich, daß sie bei ihrer Ostbewegung das Wetter Nordwestdeutschlands nicht mehr beeinflussen wird. Dieses ist inzwischen völlig von Kaltluft überflutet; auch die K 2 - Front ist schon bis Mitteldeutschland vorgedrungen. Das norddeutsche Küstengebiet wird in den Morgenstunden von einer Schauerzone überquert, wie sie innerhalb hochreichender Kaltluft sich leicht über den noch warmen Seegebieten und ihren Küsten ausbilden.

Dem Charakter der hochreichenden Kaltluft entspricht der Himmelsanblick: Es überwiegt kräftige Quellbewölkung, aus der einzelne Schauer fallen, zum Teil als Graupel infolge der sehr tiefen Temperaturen in der Höhe (in 5000 m -30 Grad!). Zwischen den Schauerwolken ist reiner blauer Himmel sichtbar, die Sicht ist außer-

halb der Schauer außergewöhnlich gut, charakteristisch für frische Polarluft, welche frei von Staub und Blütenpollen ist. Die Schleswiger Registrierungen zeigen kleinere Unregelmäßigkeiten, wie sie innerhalb der Kaltluft bei "Rückseitenwetter" auftreten. Der Druck steigt im ganzen, zeigt aber viele kleine Zacken und Unregelmäßigkeiten, besonders während der Schauer in den Morgenstunden. Die Temperatur hat einen tageseitlichen Gang, ähnlich wie am 11. November.

Der Radiosondenaufstieg von Husum vermittelt uns einen Eindruck von einer starken Abkühlung seit dem Vortag. Wie es häufig beim Durchgang starker Zyklonen der Fall ist, nimmt die zeitliche Abkühlung mit der Höhe bedeutend zu und beträgt in unserem Beispiel in 6000 m 15 Grad!

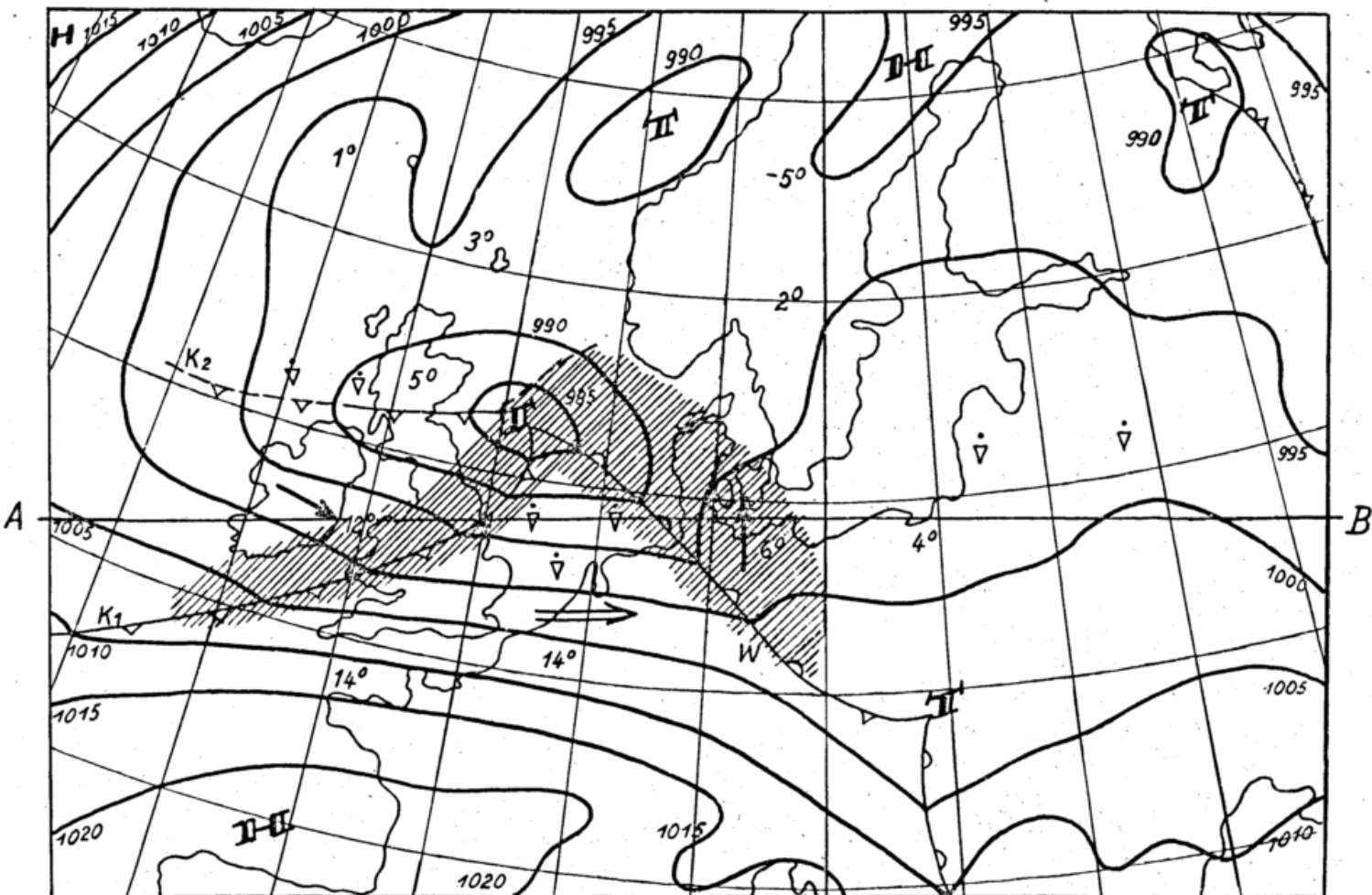
Wetterkarte vom 11. Nov. 1947. 07h MEZ.



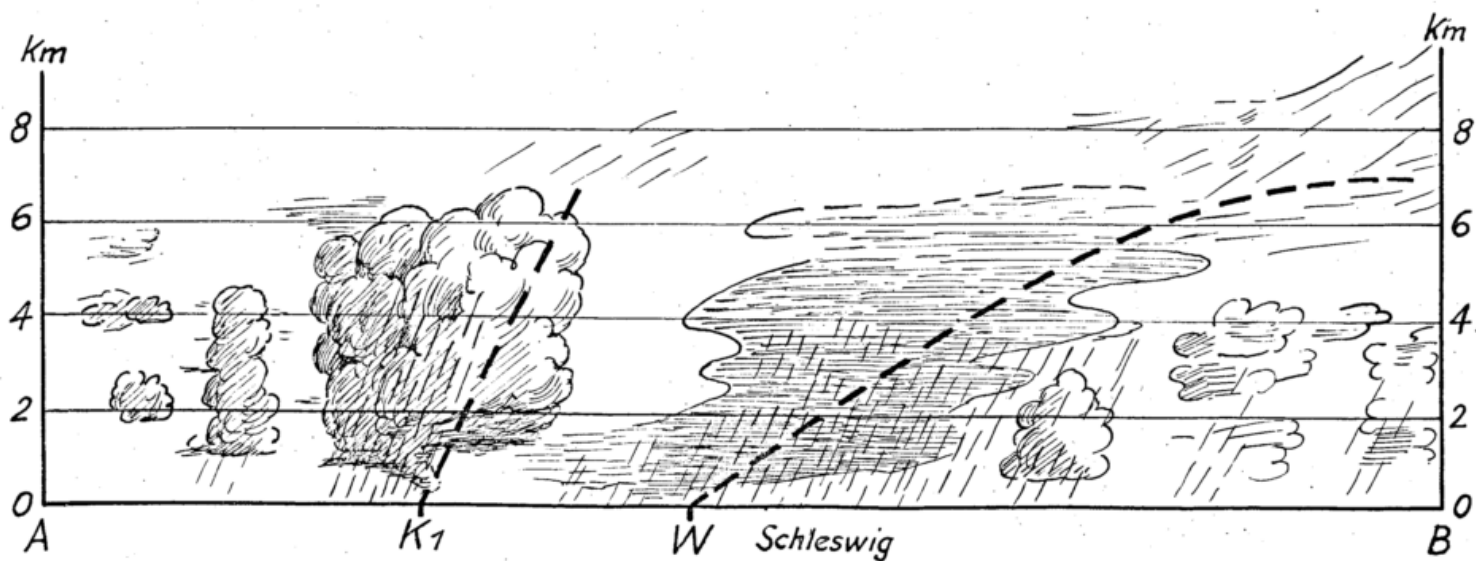
Wolkenansicht im Vertikalbild über der Schnittlinie A-B



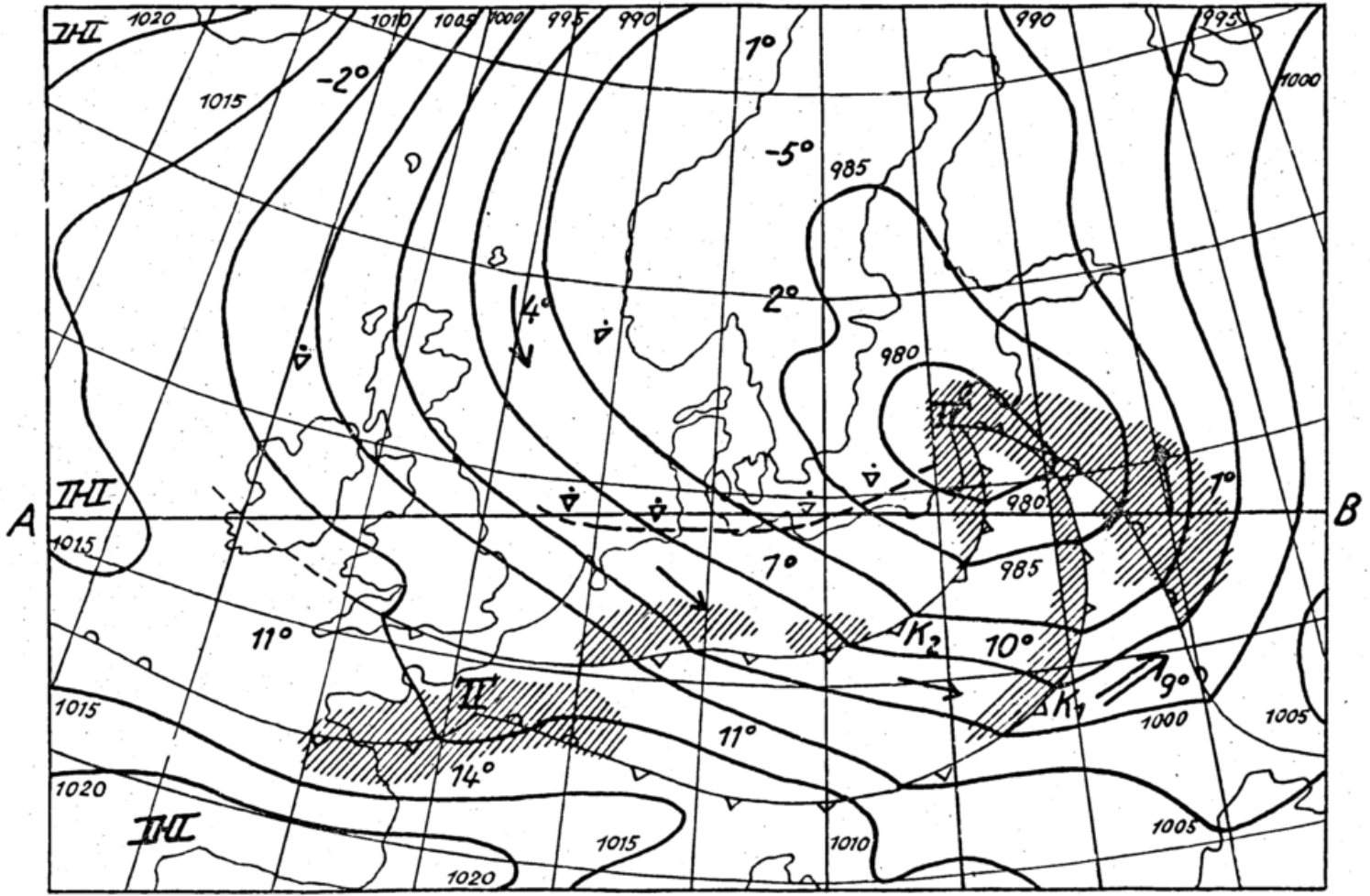
Wetterkarte vom 12. Nov. 1947 07^h MEZ



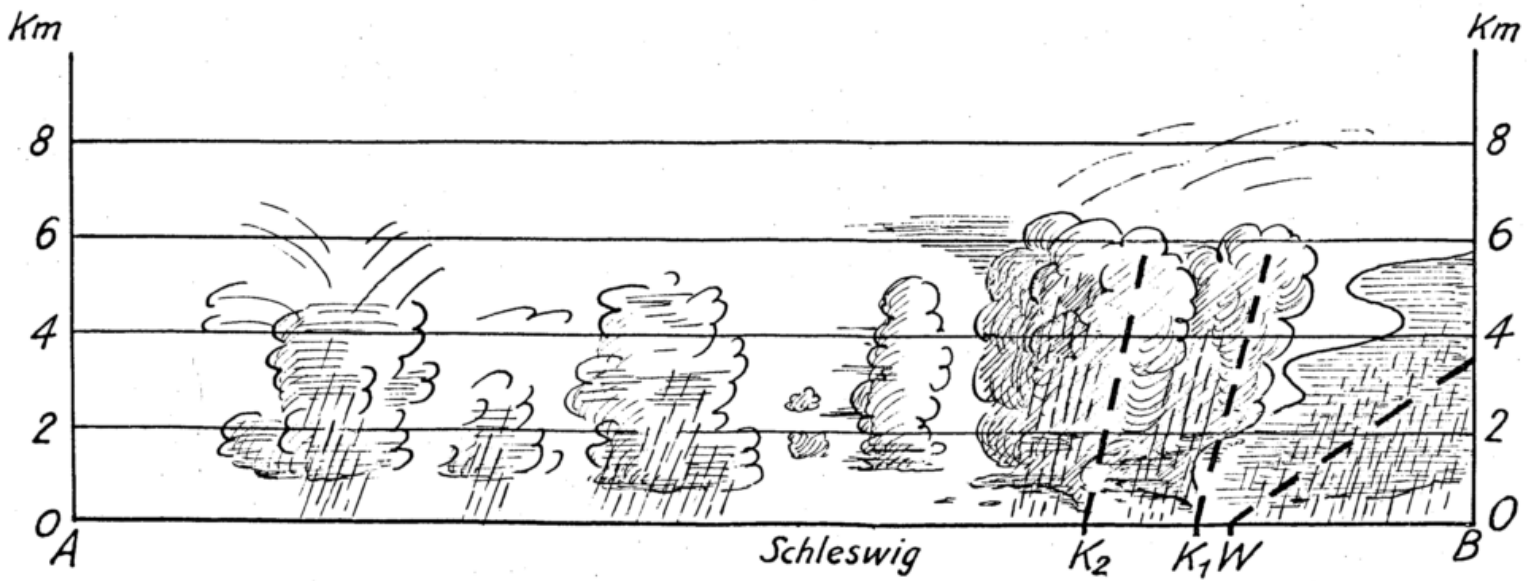
Wolkenansicht im Vertikalbild über der Schnittlinie A-B



Wetterkarte vom 13. Nov. 1947. 07h MEZ.

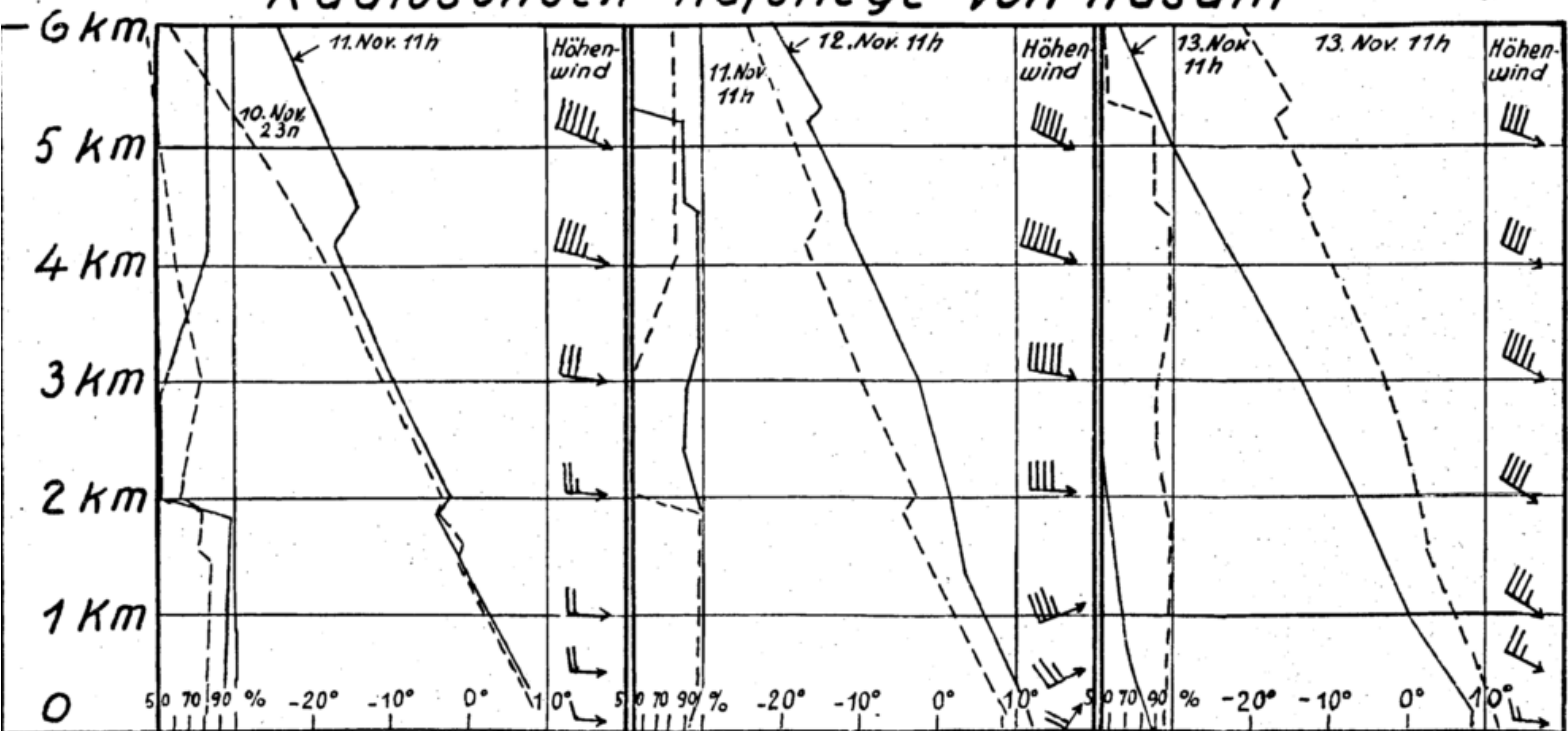


Wolkenansicht im Vertikalbild über der Schnittlinie A-B

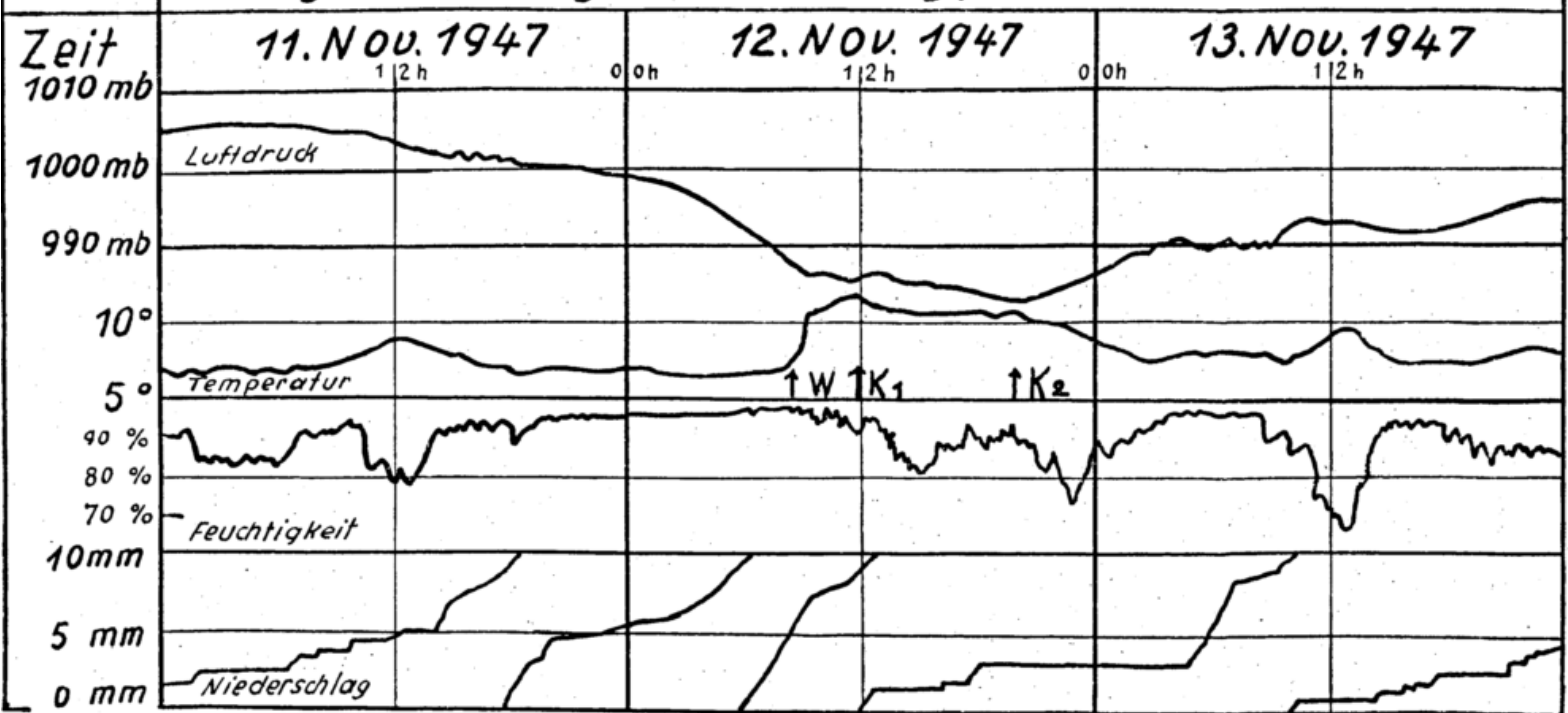


Radiosonden - Aufstiege von Husum

Anlage 4



Registrierungen Schleswig, Klimastation



Erläuterung:

In der oberen Hälfte der Abbildung sind die Radiosondaufstiege von Husum eingetragen, für jeden Tag eine Darstellung und zwar Temperatur und relative Feuchte in Abhängigkeit von der Höhe (Höhenangabe in Kilometern an der Seite, Temperaturskala in Celsius-Graden, und relative Feuchte in Prozenten am unteren Rand abzulesen). Um die Änderung zum Vortag zu verdeutlichen, ist der Aufstieg des Vortags jeweils gestrichelt daneben gezeichnet. Außerdem ist für die Höhen: 0, 500, 1000, 2000 Meter u.s.w. der Höhenwind angegeben in Form von Windfähnchen. Dabei bedeutet z. B. West 70 km pro Stunde oder Westnordwest 50 km pro Stunde.

In der unteren Hälfte der Abbildung sind Registrierungen der Klimastation Schleswig wiedergegeben: Luftdruck in Millibar, Temperatur in Celsius-Graden, relative Feuchte in Prozenten, Niederschlag in Millimetern. Beim Niederschlagsschreiber ist zu beachten, daß nach je 10 mm Niederschlagshöhe das Auffanggefäß automatisch abhebelt. Die an die Temperaturregistrierungen geschriebenen Buchstaben bedeuten: W = Warmfront, K1 = erste Kaltfront, K2 = zweite Kaltfront.