Ps 86
10246

Deutscher Flugwetterdienst

Erfahrungsberichte

2. Sonderband

---==oOo==---

Herausgegeben von der

Leitung des Flugwetterdienstes ,Berlin SW 11

Prinz-Albrecht-Str. 2-3

(1932)

Erfahrungsberichte

des

Deutschen Flugwetterdienstes

Herausgegeben von der Leitung des Flugwetterdienstes Berlin SW 11

2. Sonderband

Vorträge

anläßlich

der 2. wissenschaftlichen Tagung

der

Arbeitsgemeinschaft Deutscher Flugmeteorologen

in Berlin

28. - 30. Januar 1932

Zusammengestellt

von

Dr. W. Stöbe

Erfahrungsberichte

des

Deutschen Flugwetterdienstes

Herausgegeben von der Leitung des Flugwetterdienstes Berlin SW 11

2. Sonderband

Vortrage

anläßlich

der 2. wissenschaftlichen Tagung

der

Arbeitsgemeinschaft Deutscher Flugmeteorologen

in Berlin

28. - 30. Januar 1932

Zusammengestellt

von

Dr. W. Stobe

Einführung

Dank dem Entgegenkommen des Reichsverkehrsministeriums und namentlich infolge der tatkräftigen Unterstützung durch Herrn Reg. Rat Dr. Benkendorff konnte die Arbeitsgemeinschaft Deutscher Flugmeteorologen ihren Plan, eine 2. wissenschaftliche Tagung zu veranstalten, verwirklichen. Herr Geheimrat Hergesell war wieder so liebenswürdig den Ehrenvorsitz zu übernehmen und die Herausgabe des 2. Sonderbandes zu ermöglichen.

Die Idee dieser Tagung war die, durch Behandlung meist rein wissenschaftlicher, meteorologischer Probleme von zwei Seiten aus, hier Flugwetterwarte, dort wissenschaftliches Institut, geistige Anknüpfungspunkte zu finden.

Die überaus rege Beteiligung und die fruchtbaren Diskussionen haben gezeigt, daß die Tagung ihren Zweck erfüllt hat, nicht zuletzt infolge der liebenswürdigen Teilnahme der Vertreter der meteorologischen Institute.

Die Arbeitsgemeinschaft erlaubt sich allen beteiligten Stellen ihren ergebensten Dank auszusprechen und hofft, daß es ihr möglich sein wird, auch weiterhin im Interesse der Luftfahrt und der Wissenschaft arbeiten zu können.

Fürth, den 24. Februar 1932

Dr. W. Stöbe

derzeitiger Vorsitzender

Einleitung

Inhaltsübersicht

		Seite
1. Inhaltsübersicht		I
2. Verzeichnis der Teilnehmer an der 2. wissenschaftlichen Tagung der Arbeitsgemeinschaft Deutscher Flugmeteorologen zu Berlin 1932		III
3. Eröffnungsansprache	Geh.Rat Prof.Dr. Hergesell	1
4. Die internationalen Beziehungen der Flugmeteorologie	Dr. R. Benkendorff	8
5. Der Deutsche Flugwetterdienst und das Polarjahr 1932/33	Dr. K. Keil	14
6. Die Luftkörperanschauung im Flugwetterdienst	Prof. Dr. F. Linke	17
7. Über die Zusammenhänge von Windrichtung, relativer Feuchtigkeit und Sicht mit besonderer Berücksichtigung der lokalen Einflüsse (mit 8 Tabellen und 4 Tafeln)	Dr. W. Mahrt	19
8. Der Gang der Tag- und Nachtsicht (mit 1 Tabelle und 3 Tafeln)	Dr. W. Stöbe	29
9. Sichtweite bei Tage und Tragweite bei Nacht (mit 1 Tafel)	Dipl. Ing. Foitzik	34
10. Die abnormen Nebelverhältnisse im Frühjahr 1929 im norddeutschen Küstengebiet (mit 1 Tabelle u. 1 Tafel)	Dr. H. Wörner	37
11. Die Frontalzonen im Flugwetterdienst (mit 2 Tafeln)	Dr. K. Schreiber	41
12. Über die Bedeutung der Wolkenformen für Diagnose und Prognose im Flugwetterdienst (mit 3 Tafeln)	Dr. Wiegand	51
13. Thermische Vertikalbewegungen der Luft nach Segelflugergebnissen (mit 3 Tafeln)	Dr. F. Höhndorf	59
14. Über Stauwirkungen an Gebirgen und Kaltluftmassen (mit 3 Tafeln)	Dr. H. Noth	64
15. Über die Beratung von kontinentalen Langstreckenflügen	Dr. E. Hebner	71
16. Einfluss des Windes auf den Luftverkehr unter besonderer Berücksichtigung der Weitstreckenflüge (mit 2 Tabellen und 6 Tafeln)	Dr. F. Wagner	74
17. Ozeanflugsicherung	Prof. Dr. H. Seilkopf	80
18. Aerologische Flugzeugaufstiege an der Mittel- und Südbrasilianischen Küste im Januar-Februar 1928 (mit 8 Tafeln)	Dr. P. Pummerer	88
19. Gronauflüge 1930/31 auf der Nordroute (Island-Grönland-Labrador) (mit 7 Tafeln)	Dipl.Ing. G.H. Baumann	99
20. Der Sinn der Singularitätenforschung	Geh. Rat Prof. Dr. A. Schmauß	111
21. Veranschaulichung von Luftkörpern aus der graphischen Darstellung stündlicher Werte (mit 3 Tafeln)	Dr. L. Egersdörfer	112
22. Aerologische Aufstiege und Wetterdiagnose (mit 7 Tafeln)	Dr. P. Zistler	119
23. Synoptische Aerologie im Flugwetterdienst	Dr. R. Becker	129

		Seite
24. Über die Rolle der latenten Gefrierwärme bei aerol. Betrachtungen (mit 3 Tafeln)	Dr. W. Wenzel	135
25. Strömungsvorgänge und Wolkenformen (mit 4 Tafeln)	Dr. P. Raethjen	147
26. Über ein neues Adiabatenpapier (mit 1 Tafel)	Prof.Dr. M. Robitzsch	159
27. Die aerologisch-synoptische Darstellung der großzügigen Strömungsglieder troposphärischer Zirkulation und ihre Bedeutung für die Diagnose spezieller Wetterlagen, insbesondere Vereisungsgefahr (mit 1 Tabelle und 1 Tafel)	G. Schinze	163
28. Bericht über eine Registrierfeder für Böenschreiber (mit 1 Tafel)	Dr. O. Dinkelacker	175
29. Nebelforschung	Prof. Dr. A. Wigand	177
30. Alphabetisches Inhaltsverzeichnis und Namensverzeichnis		183

Verzeichnis der Teilnehmer an der 2. wissenschaftlichen Tagung der Arbeitsgemeinschaft Deutscher Flugmeteorologen zu Berlin 1932.

Albrecht	Dr.	Meteorologisches Observatorium	Potsdam
Arenhold	Dr.	Flugwetterwarte Halle/Leipzig	Schkeuditz
Barth	Dipl.Ing.	Deutsche Luft Hansa	Berlin
Baumann	Dr.	Deutsche Verkehrsfliegerschule	Warnemünde
Becker	Dr.	Flugwetterwarte	Hamburg
Beissel	Graf von	Deutsche Luft Hansa	Berlin
Bell	Dr.	Flugwetterwarte	Stettin
Benkendorff	Dr.Reg.Rat	Zentralstelle für Flugsicherung	Berlin
Belger	stud.phil.		Berlin
Bertram		Deutsche Lufthansa	Berlin
Boley	Dr.	Flugwetterwarte	Berlin
Brasin	techn.Ob.Sekr.	Zentralstelle für Flugsicherung	Berlin
Bringmann	Dr.	Flugwetterwarte	Hannover
Bürger		Flugwetterwarte	Dresden
Carganico		Wissenschaftl. Gesellschaft für Luftfahrt	Berlin
Chun	cand.ing.	Wissenschaftliche Flugstelle	Berlin
Claus	stud.phil		Berlin
Croneiss	Direktor	Deutsche Verkehrsflug-Gesellschaft	Fürth
Crone	Meteorologe		Kopenhagen
Defant	Prof. Dr.	Institut für Meereskunde	Berlin
Dierbach	Dr.	Deutsche Luft Hansa	Berlin
Diesing	Dr.	Öffentl. Wetterdienststelle	Magdeburg
Dinkelacker	Dr.	Flugwetterwarte	Böblingen
Dominik	Präsident	der Deutschen Seewarte	Hamburg
Duckert	Dr.	Aeronautisches Observatorium	Lindenberg
Eckardt	Dr.	Flugwetterwarte	Hannover
Egersdörfer	Dr.	Flugwetterwarte	München
Ehlers		Signaldienst für Luftverkehr	Berlin
Engelmann		Flugwetterwarte Halle/Leipzig	Schkeuditz
v. Ficker	Prof. Dr.	Preuß. Meteorologisches Institut	Berlin
Foitzik	Dipl.Ing.	Observatorium	Danzig
v. Frankenburg			Berlin
v. Gablenz	Frhr.	Deutsche Lufthansa	Berlin
Galbas	Dr.	Öffentliche Wetterdienststelle	Essen
Georgii	Prof. Dr.	Institut für Flugmeteorologie der Technischen Hochschule	Darmstadt
Habermehl	Dr.	Reichswehrministerium	Berlin
Hanke	Dr.		Berlin
Hankow	Dr.	Flugwetterwarte	Essen
Hartmann	Dr.	Flugwetterwarte	Hannover
Hebner	Dr.	Flugwetterwarte	Berlin
Heck	Dr.	Askania	Berlin
Herath	Dr.Ob.Reg.Rat	Zentralstelle für Flugsicherung	Berlin
Hergesell	Geh.Rat Prof.Dr.	Leitung des Flugwetterdienstes	Berlin
Hildebrand	Dr.	Major a.D.	Goslar
Hoffmeister		Preuß Met. Institut	Berlin
Höhndorf	Dr.	Institut für Flugmeteorologie	Darmstadt

Hucke		Deutsche Luft Hansa	Berlin
Juliusberger		Flugwetterwarte	Breslau
Keil, K.	Dr.	Leitung des Flugwetterdienstes	Berlin
Kirsten	Dr.	" " "	Berlin
Klein	Dr.	Öffentl. Wetterdienststelle	Königsberg
Kluge	Min.Amtm.	Reichsverkehrsministerium	Berlin
Knoch	Prof.Dr.	Preuß. Meteorologisches Institut	Berlin
Koch	Ob.Reg.Rat	Reichsverkehrsministerium	Berlin
Kohlhörster	Dr.	Meteorologisches Observatorium	Potsdam
König	Prof.Dr.	Preuß. Meteorologisches Institut	Berlin
Kopp	Dr.	Aeronaut. Observatorium	Lindenberg
Koppe	Prof.Dr.	Technische Hochschule	Braunschweig
Kühl	Prof. Dr.	Meteorologisches Observatorium	Potsdam
Kühnert	Dr.	Flugwetterwarte	Wien
Landmann			Berlin
Langbeck	Prof.Dr.	Preuß. Meteorologisches Institut	Berlin
Lautner	Dr.	Wetterflugstelle	München
Lay	Reg.Baum.	Öffentl. Wetterdienststelle	Königsberg
Lehmann	Major a.D.	Deutsche Verkehrsflug-Gesellschaft	Berlin
Leistner			Berlin
Lettau	Dr.	Geodätisches Institut	Potsdam
Linke	Prof.Dr.	Meteorologisches Institut	Frankfurt/M.
Littwin	Dr.	Flugwetterwarte	Danzig
Loewe	Dr.		Berlin
Lohr	Dr.Reg.Rat	Wetterflugstelle	Hamburg
v. Ludwiger	Dr.		Berlin
Mahrt	Dr.	Flugwetterwarte	Frankfurt/M.
Maron		Deutsche Luft Hansa	Berlin
Marten	Prof.Dr.	Meteorologisches Observatorium	Potsdam
Menzel		Signaldienst für Luftverkehr	Berlin
Münst	O.Reg.Rat	Reichsverkehrsministerium	Berlin
Nickel		Signaldienst für Luftverkehr	Berlin
Noth	Dr.	Flugwetterwarte	Berlin
Orthmeyer	Dr.	Flugwetterwarte	Köln
Paech	Dr.	Flugwetterwarte	Köln
Petzel	Dr.Reg.Baurat	Zentralstelle für Flugsicherung	Berlin
Pogade			Berlin
Pummerer	Dr.Reg.Rat	Flugwetterwarte	Hamburg
Raethjen	Dr.	Wetterflugstelle	Königsberg
Reichel	Dr.	Preuß. Meteorologisches Institut	Berlin
Reidat	Dr.	Wissenschaftl. Flugstelle	Berlin
Reinbold	Dr.	Flugwetterwarte	Essen
Reiner			Berlin
Robitzsch	Prof. Dr.	Aeronaut. Observatorium	Lindenberg
Rosche			Berlin
Rühl	Dr.	Flugwetterwarte	Berlin
Schinze		Öffentl. Wetterdienststelle	Breslau
Schleicher	Dr. Reg.Rat	Reichsverkehrsministerium	Berlin
Schmauss	Geh.Rat,Prof.Dr.	Bayer. Landeswetterwarte	München
Schmitt-Ott	Staatsminister,	Notgemeinschaft der deutschen Wissenschaft	Berlin
Schmidt-Reps	Dr.	Deutsche Luft Hansa	Berlin
Schminke	Dr.	Flugwetterwarte	Fürth
Scholtz		Flugwetterwarte	Breslau
Scholtz	Dr.	Meteorologisches Observatorium	Potsdam
Schreiber	Dr.	Flugwetterwarte Halle/Leipzig	Schkeuditz
Schwantes			Berlin

Schwalbe	Prof.Dr.	Preuss. Meteorol. Institut	Berlin
Schwerdtfeger	Dr.	Leitung des Flugwetterdienstes	Berlin
Scultetus	Dr.	Flugwetterwarte	Berlin
Seifert	Dr.	Flugwetterwarte	Königsberg
Seilkopf	Prof.Dr.	Deutsche Seewarte, Seeflugreferat	Hamburg
Stade	Prof. Dr.	Preuss. Meteorol. Institut	Berlin
Stöbe	Dr.	Flugwetterwarte	Fürth
Stuchtey	Prof.Dr.	Notgemeinschaft der deutschen Wissenschaft	Berlin
Süring	Geh.Rat,Prof.Dr.	Met. Observatorium	Potsdam
Thost	Dr.	Flugwetterwarte	Erfurt
Wagemann	Dr.	Preuss. Meteorol. Institut	Berlin
Wagner	Dr.	Deutsche Seewarte, Seeflugreferat	Hamburg
Wegeleben	Dr.	Öffentl. Wetterdienststelle	Hamburg
Wegener, K.	Prof. Dr.	Zentrale für Wetterflug	Berlin
Wendroth	Dr.	Deutsche Luft Hansa	Berlin
Wenk	Dr.	Flugwetterwarte	Berlin
Wenzel	Dr.	Flugwetterwarte	Berlin
Wiechmann	Dr.	Flugwetterwarte	Bremen
Wiegand	Dr.	Flugwetterwarte	Frankfurt/M.
Wigand	Prof. Dr.	Meteorol.Institut d. Universität	Hamburg
Wörner	Dr.	Flugwetterwarte	Königsberg
Zellmann		Zentrale für Wetterflug	Berlin
Zeyssig	Dipl. Ing.	Zentrale für Wetterflug	Berlin
Zistler	Dr.	Bayer. Landeswetterwarte	München

Eröffnungsansprache

von Geh. Rat Prof. Dr. Hergesell

Meine Herren !

Wie vor zwei Jahren haben wir die Freude, wiederum die Meteorologen, die am Flugwetterdienst in Deutschland beteiligt sind, hier zahlreich versammelt zu sehen. Sie haben mir die große Ehre erwiesen, mich auch in diesem Jahre zu Ihrem Ehrenvorsitzenden zu wählen. Ich weiss diese Wahl hoch zu schätzen und danke Ihnen bestens dafür.

Mein Vortrag, mit dem ich die heutige Sitzung eröffnen werde, wird sich nicht nur mit der Vergangenheit des Flugwetterdienstes, sondern auch mit seiner Zukunft, vor allem mit der Erweiterung der notwendigen wissenschaftlichen Arbeiten beschäftigen.

Sie wissen alle, was die aerologischen Beobachtungen, die uns erfreulicher Weise durch verschiedene Observatorien für den Wetterdienst geliefert werden, für die Sicherheit des Fliegens gewesen sind. Sie wissen auch ebenso gut wie ich, daß noch weitere Bestrebungen für die Ausdehnung dieser Beobachtungen im Gange sind. Es gilt vor allen Dingen die hohen und höheren Schichten der Atmosphäre alltäglich zu erforschen und zur Kenntnis des Wetterdienstes zu bringen. Darüber wird der zweite Teil meines Vortrages handeln und zwar speziell über die Ausnutzung von Registrierballonaufstiegen für die Zwecke nicht nur des Flugwetterdienstes, sondern auch des allgemeinen öffentlichen Wetterdienstes.

Meine Herren!

Der Flugwetterdienst d. h. der Dienst, den die Meteorologie für die Sicherung der Luftfahrt leisten kann, ist eng verbunden mit der Entwicklung der Aerologie in Deutschland, insbesondere mit der Entstehung und Tätigkeit des Observatoriums Lindenberg.

Bereits im Oktober 1903 begann Geheimrat Assmann seine Tätigkeit durch regelmäßige Veröffentlichung der aerologischen Beobachtungen in Tegel im Reichsanzeiger und einigen anderen Berliner Zeitungen, damit aus diesen Resultaten die Luftfahrt - zu dieser Zeit kamen vor allem Freiballone in Betracht - Nutzen ziehen könnte. In den folgenden Jahren wurde durch die Entstehung und Ausbildung der Internationalen Kommission für wissenschaftliche Luftfahrt die Methode der Erforschung der Luftströmungen durch Pilotballone allmählich immer mehr verbreitet und entwickelt. Ich erinnere hier an die Windmessungen und Geschwindigkeitsbestimmungen durch Verwendung von Pilotballonen, bei den Fahrten des Zeppelinluftschiffes, die durch meine Bemühungen ausgeführt wurden. Im April 1907 richtete ich einen Antrag auf Reichspilotstationen für den Wetterdienst an die Reichsregierung, der besonders in militärischen Kreisen Anklang fand. Das Luftschiffer-Bataillon Berlin interessierte sich besonders wegen seiner Freiballonfahrten und der beginnenden Luftschiffahrten für diese Messungen. So wurden die Fahrten des Parseval-Luftschiffs durch Stationen in Lindenberg, Reinickendorf, Eberswalde und Bitterfeld unterstützt, wesentlich durch die Initiative von Geheimrat Assmann.

Das Observatorium hatte mittlerweile seine vorläufige Unterbringung auf dem Schiessplatz Tegel aufgegeben und war in ausgedehnten neuen Bauten in der Nähe von Beeskow, östlich vom Scharmützelsee untergebracht worden. Ich muß

hier

hier dankbar der Tätigkeit des Preussischen Staates, insbesondere des Staatsministers Dr. Schmidt-Ott gedenken, der damals im Kultusministerium als Referent die wissenschaftlichen Sachen betreute und nicht müde wurde, immer neue Gesichtspunkte für die Entwicklung des Observatoriums aufzustellen und auf diese Weise bei den Finanzbehörden beträchtliche Beträge durchzusetzen. Ich sehe ihn mit großer Freude in unserer Mitte, so daß ich auch heute meinen Dank von neuem abstatten und den Ausspruch wagen kann: ohne die Tätigkeit des damaligen Ministerialdirektors wäre das Observatorium nie geschaffen worden. In Lindenberg begann im Jahre 1905 ein äußerst intensiver aerologischer Dienst. Regelmäßige Frühaufstiege für den Wetterdienst wurden eingerichtet, die jeden Tag an die interessierten Stellen abgegeben wurden, soweit es damals die postalischen oder telegraphischen Verhältnisse zuließen. Alle Luftschiffe, die in der damaligen Zeit entstanden, so z. B. das Erbslöh'sche erhielten Messungen. Im Jahre 1909 wurde auch ein regelmäßiger aerologischer Dienst gelegentlich der "Ila" in Frankfurt/Main eingerichtet.

Im Jahre 1910 fanden die Kaiser-Manöver mit Lenk-Luftschiffen statt und es wurde zu diesem Zwecke von Lindenberg aus ein regelmäßiger Wetterdienst durch das Aeronautische Observatorium eingerichtet. Im selben Jahre verfasste Assmann eine Denkschrift über die Gefahren der Luftfahrt und der Mittel sie zu vermindern. Es wurde die Einrichtung eines Wetterdienstes für die Luftschiffahrt unter ausgiebiger Verwendung aerologischer Beobachtungen vorgeschlagen, und die Denkschrift allen beteiligten Ministerien überreicht. Im November 1910 sollte dieser Luftfahrer-Wetterdienst wie er genannt wurde, beginnen. Zu diesem Zweck erschien es notwendig, in Lindenberg eine Telegraphenhilfsstelle einzurichten, damit die dort gemachten und von auswärts telegraphierten Beobachtungen sofort an alle interessierten Stellen abgegeben werden könnten. Diese Telegraphenhilfsstelle trat im Januar 1911 in Tätigkeit. Zu dieser Zeit hatten sich zahlreiche Unglücksfälle mit Freiballonen ereignet, die durch Gewitterstörungen verursacht wurden, die einigen von Ihnen wohl noch erinnerlich ist, so daß Lindenberg an die Vorbereitung eines Gefahrenmeldedienstes mit Gewitterbeobachtungen herangehen mußte. Da die Meldung der Gewitterstörungen von den Stationen des Preußischen Meteorologischen Instituts auf Schwierigkeiten stieß, kam jetzt zum ersten Male der Gedanke, das Gefahrenmeldenetz auf die Telegraphenämter zu stützen und zwar durch Auswahl geeignet gelegener Beobachtungsstellen an diesen Ämtern.

Im März 1911 war diese Einrichtung, natürlich in rohen Anfängen, entstanden, so daß bereits eine Instruktion für die Gewittermeldestellen der Telegraphenämter verfasst werden konnte. Durch die Tätigkeit der Internationalen Kommission für wissenschaftliche Luftfahrt, an deren Spitze ich mich auch damals befand, war man zu der Überzeugung gekommen, daß deutsche Beobachtungen allein nicht genügen würden, um einen ergiebigen Wetterdienst zu erreichen. Es begannen deshalb Verhandlungen mit den anliegenden Staaten und so wurden Pilotballonbeobachtungen in Holland und in Dänemark eingerichtet, die regelmäßig ihre Beobachtungen nach Lindenberg telegraphierten. Die Vermittlung dieser internationalen Tätigkeit fand durch die eben genannte Internationale Kommission statt.

In demselben Jahre im Februar wurde zur Verbesserung der telegraphischen Übermittlung eine unmittelbare Leitung Berlin - Lindenberg vom Reichspostamt gebaut. Das Observatorium zahlte zu den Kosten die Summe von 2500 Mark. Um die allmähliche Ausdehnung des Netzes zu geben teile ich mit, daß das Pilotballonstationsnetz Ende 1911 aus 16 Stationen und zwar aus Lindenberg, Berlin, Hamburg, Magdeburg, Aachen, Dresden, Breslau, Bromberg, Reinickendorf, Bitterfeld, Elsfleth, Königsberg, Ilmenau, Weilberg, Frankfurt/M. und Straßburg bestand.

Im Jahre 1914 traten zu 21 Pilotstationen in Deutschland, die ausländischen: Utrecht, Kopenhagen, Wien, London, die auch regelmäßige Pilotaufstiege

für

für den in Lindenberg zentralisierten Luftfahrer-Wetterdienst machten, hinzu. Ende 1911 wird über die Heranziehung der Post- bezw. Telegraphenbeobachter mit dem Reichspostamt eine endgültige Abmachung geschlossen. Die Anzahl der abgegebenen Prognosen und Warnungen für den Luftfahrer-Wetterdienst betrug im

Jahre 1911 471
1912 931 und im Jahre
1914 bereits über 2000.

So war die Entwicklung des Flugwetterdienstes in den friedlichen Jahren vor dem Weltkriege stetig und allmählich vor sich gegangen. Der Krieg brachte eine stürmische Entwicklung.

Durch die Denkschriften, die von Assmann bezw. mir verfasst wurden, hatten wir bereits vor Ausbruch des Krieges darauf hingewiesen, daß im Falle eines Krieges der Bezug von ausländischen Nachrichten sehr erschwert, wenn nicht unmöglich sein würde und hatten aus diesem Grunde besonders auf die Ausdehnung der aerologischen Beobachtungen gedrungen. Diese Denkschriften führten nach Ausbruch des Weltkrieges bald dazu, den Heereswetterdienst, der in seinen Anfängen durch Dr. Kölzer eingerichtet war, weiter auszubauen, und zwar durch eine Heeres-Organisation, die sich mit den Gebieten des Weltkrieges immer weiter ausdehnte. Im Frühjahr 1915 wurde ich mobil gemacht und in das Große Hauptquartier berufen, um die Leitung des Heereswetterdienstes zu übernehmen bezw. diesen zu organisieren. Ich will hier auf Einzelheiten nicht eingehen, jedoch erwähnen, daß die Feldwetterstationen bezw. Stationen zur Sicherung des Flugdienstes bis an die äußersten Grenzen des Kriegsschauplatzes vorgeschoben wurden. Ich erinnere hierbei an die Drachenwarten, die nach dem Vorbild von Lindenberg in ausgiebiger Zahl im Feindeslande organisiert wurden. Ich erinnere weiter an die Pilotballon- bezw. Wetterstationen der verschiedenen Fliegerabteilungen, die sich bis Syrien, beinahe bis an den Suez-Kanal ausdehnten. Der Führer dieser Feldwetterstation 300 war Professor Georgii, der morgen in unserer Mitte weilen wird und zur Zeit durch seine großartige Organisation des Segelfluges überall bekannt geworden ist.

Nach dem Kriege verfielen natürlich die militärischen Organisationen bald, jedoch wurde schon im Jahre 1919 im Reichsverkehrsministerium ein Luftamt eingerichtet und ich wurde als Direktor des Observatoriums Lindenberg mit der Wahrnehmung des Flugwetterdienstes für den einzurichtenden Luftverkehr beauftragt.

In den Jahren 1920 - 22 wurde der Wiederaufbau des Gefahrenmeldenetzes und des Pilotnetzes mit den Drachenwarten Cranz und Altenwalde aufgenommen und die Einrichtung der aerologischen Sammelmeldungen über einen eigenen Sender und über Königswusterhausen eingeführt. Auch die Postobstelegramme fanden in diesem Jahre ihre Vorbereitung.

1922 begann ich mit der Sicherung der Flugstrecken durch Streckenmeldestellen und die Einführung einer dezentralisierten Beratung durch Wetterwarten an Starthäfen, denen von Lindenberg das aerologische Material zuging, soweit dies damals möglich war.

Die nächstfolgenden Jahre sind durch weiteren Aufbau des Höhenwetterdienstes und durch Einrichtung einer größeren Zahl von Flugwetterwarten angefüllt.

Im Jahre 1925 war die Einrichtung der Zentrale des deutschen Höhenwetterdienstes, wie sie damals genannt wurde, in Lindenberg vollendet. Als Funkstellen wurden Post- und Polizeifunkstellen herangezogen. Schon in diesem Jahre werden Wetterzettel für die Übermittlung der Wetternachrichten an die Flugzeugführer eingeführt. Es beginnt die Ausbildung eines eigenen synoptischen Beobachtungsnetzes neben den Streckenmeldungen und damit eine Verfeinerung des Wetterdienstes. Durch die Einrichtung eines eigenen synoptischen Netzes wurden vor allen Dingen die Streckenmeldungen gesichert und zwar kamen stündliche Streckenmeldungen zustande. Dies war nur durch die Tätigkeit der freiwilligen Beobachter an den Telegraphen- bezw. Poststellen möglich, deren

Wirken

Wirken nicht dankbar genug anerkannt werden kann. Auch heute noch beruht unser ganzes Sicherungssystem zum großen Teil auf diesen Beobachtern.

Ich erwähne noch die Einführung der Auskunftsgespräche, die es der Flugwetterwarten ermöglichten, vielfache Erkundigungen einzuziehen. Im Jahre 1926 beginnt der Aufbau der Flughafenfunkstellen. Im selben Jahre schliesst sich Österreich an den deutschen Flugwetterdienst an.

1927 werden Flugkabel eingerichtet und beginnt die Beratung von Flugzeugen in der Luft. Das Reich richtet eine eigene Zentralstelle für Flugsicherung ein, an deren Spitze Oberregierungsrat Dr. Herath trat. Die Leitung des Höhenwetterdienstes blieb jedoch bis 1928 in Lindenberg. Um eine weitere Zentralisierung herbeizuführen wurde sie im Sommer dieses Jahres nach Berlin verlegt. Als Leiter des Höhenwetterdienstes verlegte ich durch Verfügung des Kultusministeriums im Einverständnis mit dem Reichsverkehrsministerium meinen Wohnsitz von Lindenberg nach Berlin. Schließlich erfolgte eine Umänderung des Namens "Höhenwetterdienst" in "Flugwetterdienst". Schon diese Verlegung der Zentrale des Flugwetterdienstes nach Berlin deutet darauf hin, daß Bestrebungen im Gange waren, den Flugwetterdienst noch mehr zu zentralisieren. Auch diese sind heute noch nicht beendet und ich muß es mir versagen auf die endgültige Lösung hier hinzudeuten. Auf jeden Fall wird eine Leitung des Flugwetterdienstes in Berlin bestehen bleiben müssen. An den Veränderungen, die kommen werden, werde ich nicht mehr beteiligt sein, da ich vom 1. April dieses Jahres ab wegen meines Alters die Leitung des Observatoriums und damit auch die Leitung des Flugwetterdienstes niederlege.

Wenn ich im Vorhergehenden eine kurze Darstellung der Entwicklung der Bestrebungen gegeben habe, die Sicherung unserer so schwer gefesselten Luftfahrt zu gewährleisten und ich gewissermaßen hierdurch Abschied von Ihnen genommen habe, so werden Sie mir doch vergönnen, auch einen Blick in die Zukunft zu tun. Auch der Flugwetterdienst darf nicht stehen bleiben, er muß sich weiter entwickeln. Ich will hier nicht von den Umänderungen in der Organisation sprechen, ich will hauptsächlich auf die wissenschaftliche Tätigkeit und auf die daraus folgenden praktischen Bestrebungen für den Wetterdienst hinauskommen.

In Ihrer vorigen Versammlung habe ich ja darauf hingewiesen, wie notwendig es ist, daß auch die Flugmeteorologen ihre wissenschaftliche Fortbildung nicht aus dem Auge verlieren und daß wir alle dem Reichsverkehrsministerium besonders dankbar sein müssen, daß gerade dieses Ministerium Ihnen Gelegenheit gibt, in regelmäßigen Versammlungen sich wissenschaftlich zu vervollkommnen. Darauf möchte ich heute nicht weiter eingehen, da es Ihnen ja alles bekannt ist. Hervorheben möchte ich aber heute doch die verdienstreiche Tätigkeit des Regierungsrats Dr. Benkendorff, die sich durch die geschickte Organisierung von Kursen und Versammlungen gezeigt hat. Ich möchte aber darauf zu sprechen kommen, wie wir unser Beobachtungssystem noch vervollkommen können. Die Bodenorganisation ruht auf einer guten und sicheren Grundlage. Auch die Aerologischen Messungen sind durch die Einrichtung der Wetterflugstellen sehr gefördert worden, so daß wir zur Zeit, außer den Beobachtungen der Drachenwarten in Lindenberg und am Bodensee, die regelmäßigen Höhenaufstiege von Flugzeugen an 5 Stellen zur Verfügung haben. Aber gerade in neuster Zeit sind Wünsche hervorgetreten, die aerologischen Verhältnisse nicht nur bis zu den jetzt regelmäßig erreichbaren Höhen von etwa 5000 m festzulegen, sondern möglichst hoch zu kommen und vor allen Dingen die Bedingungen der Stratosphäre zu erforschen.

Die Strömungen in der Stratosphäre und Substratosphäre sind auch für den Wetterdienst von ganz besonderer Bedeutung geworden. Die Kälteeinbrüche, die wir ja regelmäßig durch unsere Beobachtungsaufstiege in den unteren Schichten festlegen können, wiederholen sich, wenn auch in ganz anderer Weise, an der unteren Grenze der Stratosphäre. Sie sind auch auf die Gestaltung unseres Wetters von ganz bedeutendem Einfluß. Als erster hat hier wohl Geheimrat Prof. Dr. Schmauß darauf hingewiesen.

Ich

Ich möchte hier einige Bemerkungen über die Stratosphäre selbst machen. Sie wissen ja, daß in fast allen Ländern auf die Bedeutung der Stratosphäre für Flugzeuge hingewiesen wird. Der Flug in der Stratosphäre soll danach ganz besondere Vorteile bieten. Die Windströmungen wären von großer Regelmäßigkeit, Wolkenbildungen sind kaum zu erwarten. Ich möchte diesen Schilderungen einen kleinen Dämpfer aufsetzen. Wir haben nach Visierungen von Registrierballonen auch in der Stratosphäre nicht selten große Windgeschwindigkeiten zu erwarten. Auch die Richtung ist durchaus nicht konstant, sondern beständig wechselnd. Die Wolkenbildung wird allerdings etwas abnehmen, worauf ja schon der geringe Wasserdampfgehalt in diesen Höhen hinweist, aber ganz ausgeschlossen sind sie auch nicht. Ich erinnere hier an die Störmerschen Beobachtungen von Perlmutterwolken in etwa 27 - 30 km Höhe. Trotzdem bleibt die Stratosphäre selber ein sehr günstiges Fluggebiet und zwar wegen der stark verminderten Luftdichte. Allerdings erfordert derselbe Umstand die Konstruktion von besonderen Motoren für die Höhen, eine Schwierigkeit, die aber heute schon überwunden zu sein scheint. Ein weiteres Gefahrenmoment entsteht durch den Umstand, daß das Heruntergehen aus den großen Höhen zur Landung und damit das Durchstoßen von Schlechtwetter-Gebieten wohl nicht zu vermeiden ist. Aber dieser Umstand wird ja wohl in Zukunft durch die Ausbildung des Blindfliegens und anderer Sicherheitsmaßregeln ausgeschaltet werden.

Auf die Wichtigkeit von Wetter- und Windbeobachtungen in der Stratosphäre habe ich hingewiesen. Sie geschehen jetzt schon regelmäßig durch Aufstiege von Registrierballonen. Aber ein Umstand stört bis jetzt bei der Verwendung dieser Beobachtungen im Wetterdienst. Die selbstaufschreibenden Instrumente der Registrierballone müssen wiedergefunden werden. Das dauert erfahrungsgemäß immer einige Tage, wenn nicht Wochen und Monate. Aber der Wetterdienst kann von solchen Ballonaufstiegen nur Gebrauch machen, wenn er dieselben sofort erhält.

Da die Internationale Kommission für die Erforschung der freien Atmosphäre für die Ausführung eines neuen Polarjahres in den Jahren 1932/33 beschlossen hat, die Verhältnisse der Stratosphäre auch in den arktischen Regionen zu studieren, trat man an verschiedenen Stellen an die Konstruktion von Instrumenten heran, die,durch Registrierballone emporgesandt, durch automatische Funkmeldungen den Beobachtern an der Erdoberfläche die Zustandsverhältnisse der Atmosphäre sofort melden. Solche "Radiosonden" wurden sowohl in Deutschland als in Russland und Frankreich und wohl auch noch in anderen Ländern konstruiert und arbeiten zum Teil heute bereits einwurfsfrei.

Wir in Deutschland, besonders in Lindenberg, waren schon lange bemüht, solche Instrumente zu schaffen. Nachdem jetzt die Gesellschaft Telefunken die Konstruktion und den Vertrieb der in Lindenberg durchkonstruierten Radiosonde übernommen hat, sind wir seit längerer Zeit in den Stand gesetzt, auch an deutschen Stationen Registrierballon-Aufstiege mit solchen Instrumenten auszuführen, die sofort die aerologischen Messungen heruntersenden. Die Beobachter an der Erdoberfläche können die Zustandskurven der Atmosphäre bis zu den von den Registrierballonen erreichten Höhen sofort entwerfen. *) Die Ergebnisse können noch vor Landung des Registrierballons, nachdem er in der größten Höhe geplatzt ist, von unseren Flughafenfunkstellen verbreitet werden, so daß alle Flugwetterwarten und Wetterdienststellen in der Lage gesetzt werden, die Wetterverhältnisse bis zu Höhenschichten von 15 km und mehr bei ihren Wetterprognosen zu verwerten. Wenn die Registrierballon-Aufstiege nicht in der Arktis, wo ein Wiederauffinden der Instrumente fast unmöglich ist, sondern in

---

*) Die erste Radiosonde auf 15 km wurde in Lindenberg am 22. 5. 1930 gemacht, die erste Bekanntgabe im Flugwetterfunkspruch erfolgte bei der Sondo vom 29. 5. 1931, die ebenfalls 15 km Höhe erreichte.

in zivilisierten Gegenden ausgeführt werden, ist ein Verlust der emporgesandten Radiosonden garnicht oder kaum zu befürchten. Es ist Ihnen ja bekannt, daß das Wiederauffinden der Lindenberger Registrierballonballone beispielsweise in mehr als 95 % von Fällen geschieht. Während also die Benutzung der Radiosonden im Polarjahr verhältnismäßig teuer wird, reduziert sich der Kostenbetrag für eine Station in bewohnten Gegenden ganz bedeutend. Ich schlage deshalb vor, Registrierballone mit Radiosonden auch bei uns hochzulassen und zwar zunächst an einer Stelle. Diese Station soll als Versuchs- bezw. als Demonstrationsstation dienen. Da die Wetterflugstelle Tempelhof seit einiger Zeit wegen Geldmangel eingegangen ist, könnte eine solche Versuchsstation am besten in Tempelhof eingerichtet werden, um hier die Lücke, die schon jetzt unangenehme Erfahrungen gebracht hat, zu schließen. Man kann mit einem Bestand von etwa 5 Instrumenten rechnen, um einen häufigen Aufstieg mit Registrierballonen zu ermöglichen. Ich möchte anregen, zunächst 2 Aufstiege in einer Woche zu machen, so daß für das Jahr ungefähr 100 Aufstiege in Aussicht zu nehmen sind. Der Kostenanschlag für einen solchen Betrieb ist dann folgender:

Die Anschaffung von 5 Radiosonden nach dem System Lindenberg (Duckert) und nach dem Kostenanschlag von Telefunken erfordert etwa	RM 1 500,--
Ein Empfänger kostet RM 600,--, doch möchte ich raten, gleich 2 Empfänger in Aussicht zu nehmen, um Empfangsstörungen zu vermeiden. Hierfür ist ein Betrag von	" 1 200,--
notwendig. Die instrumentellen Kosten betragen also für eine solche Station	RM 2 700,--
Bei einem jährlichen Betrieb von 100 Aufstiegen und einem Kostenpreis von etwa RM 50,- für einen Ballon sind weitere notwendig.	5 000,--
Wasserstoff, Belohnung und kleine Nebenkosten bei den Aufstiegen werden etwa	RM 1 500,--
erfordern, so daß wir im Ganzen mit einer runden Summe von	RM 10 000,--

rechnen müssen, wenn eine solche Station zum ersten Male eingerichtet werden soll.

Wenn ich vorgeschlagen habe, durchschnittlich 2 Aufstiege je Woche zu machen, so ist das so gemeint, daß natürlich diese Aufstiege beliebig verschoben und zusammengelegt werden können. Die Auswahl würde dann je nach der Wetterlage geschehen. Personalkosten rechne ich bei diesem Voranschlag nicht, wenn, wie schon erwähnt, die Beobachtungs- und Auflaßstelle Tempelhof werden wird. Hier kommt man vielleicht mit dem vorhandenen Personal aus, wenn keine weiteren Reduzierungen eintreten. Auch ist zu hoffen, daß durch Gewährung eines Stipendiums vielleicht die Notgemeinschaft uns in die Lage setzen würde, die Verarbeitung und das Herausfunken der Resultate besonders schnell zur Ausführung zu bringen.

Wie schon erwähnt, gibt der Radiosonde-Ballon die Zustandskurven der Luft mit allen Einzelheiten schon während des Aufstiegs. Auf diese Weise werden die Beobachtungen der atmosphärischen Zustände bis weit in die Stratosphäre ermittelt und, was für den Wetterdienst die Hauptsache ist, sie werden allen Interessenten sofort bekanntgegeben, vielleicht schon früher als die der Aufstiege der Wetterflugstellen und die Meldungen von Lindenberg. Es ist hier noch hervorzuheben, daß nicht nur die höchsten Schichten der Atmosphäre, die erreicht werden, erforscht werden, sondern auch die unteren Schichten wohl annähernd mit derselben Genauigkeit wie durch Flugzeugaufstiege. Dass die Berichte der Wetterdienststellen und Flugwetterwarten auf diese Weise eine sehr wichtige Erweiterung erfahren, brauche ich nicht noch einmal zu betonen. Ich

möchte

möchte aber noch hervorheben, dass eine Einrichtung von anderen Registrierballon-Stationen schon aus Ersparnisgründen ins Auge gefasst werden kann, da die Aufstiege mit Radiosonde-Ballonen wesentlich billiger als die Aufstiege von Wetterflugzeugen sind. Um bei meinen verehrten Kollegen bei den Wetterflugstellen nicht zu grosse Besorgnisse wegen des Verschwindens der Wetterflugstellen zu erwecken, möchte ich hier hervorheben, dass eine Radiosonde-Station doch nicht völlig eine Wetterflugstelle ersetzen kann. Das Vorhandensein eines besonderen meteorologisch und aerologisch ausgebildeten Beobachters in den Flugzeugen wird diesen Einrichtungen immer einen besonderen Wert verleihen. Meldungen über die Art und Verteilung der Wolken, über Vertikalströmungen usw. werden nur auf diese Weise gemacht werden können. Auch die Windverteilung mit der Höhe wird durch die Radiosonde nur dann bestimmt, wenn der Registrierballon von unten aus visiert werden kann. Das ist bei wolkigem Wetter kaum möglich oder sehr schwierig. Unsere Radiosonden gestatten noch nicht Peilungen der elektromagnetischen Wellen des Senders. Doch muss ich mitteilen, dass auch hier schon eingehende Studien gemacht worden sind. Ich möchte hierbei den Namen des Leiters der Zentralstelle für Flugsicherung, Dr. Herath, erwähnen, der schon seit geraumer Zeit mit dem Problem beschäftigt ist und sich heute in unserer Mitte befindet.

Dies ist mein Vorschlag für die Zukunft. Hoffentlich kann er bald verwirklicht werden. Er ist nicht nur für den Flugwetterdienst von Vorteil, sondern für den gesamten Wetterdienst. Wenn unser Beispiel dann wirkt und auch die Nachbarvölker nach sich zieht, werden wir eine Übersicht über die Verhältnisse in der Atmosphäre bis zu den höchsten Schichten leicht und schnell erhalten. Ich schliesse mit dem Wunsche, dass wir diesen Fortschritt der aerologischen Beobachtungen bald erleben werden und hoffe, dass der Mangel, der durch das Eingehen der Wetterflugstelle in Tempelhof entstanden ist, durch die Einrichtung der Radiosonden-Station in Tempelhof aufgehoben werden wird.

Ihnen aber, meine Herren, wünsche ich eine erfolgreiche Tagung der Arbeitsgemeinschaft der Flugmeteorologen. Möge diese Einrichtung noch lange bestehen bleiben und sich jährlich wiederholen!

Die Internationalen Beziehungen der Flugmeteorologie

Dr. Rudolf Benkendorff, Regierungsrat

Die "Betriebsordnung für den internationalen Flugwetterdienst" ist Ende letzten Jahres in den Nachrichten für Luftfahrer veröffentlicht und liegt heute schon in einem Sonderheft vor. In ihren Artikeln sind die Betriebsformen des Flugwetterdienstes, ist seine Arbeitsmethode niedergelegt, anfangend bei der Wetterbeobachtung für den Luftverkehr, ihrer drahtlosen Verbreitung. Die Art der Verarbeitung des Materials ist geregelt und auch für die Vermittlung der Ergebnisse, der Vorhersagen an den Flugzeugführer am Boden wie in der Luft, durch Funktelegraphie sind einheitliche Richtlinien gefunden worden.

Die Besonderheit und Einzigartigkeit dieser Betriebsordnung ist m.E. darin zu sehen, dass wohl zum ersten Mal in der Angewandten Meteorologie zwischen einer grösseren Anzahl europäischer Staaten tief in die Einzelheiten des Betriebes der nationalen Dienste einschneidende Bestimmungen getroffen worden sind, man kann sagen, die Gesamtheit des Betriebes international einheitlich geregelt worden ist. Es wird manchem scheinen, dass so straffe, ins Einzelne gehende Bestimmungen der Abwicklung und Entwicklung der nationalen Betriebsformen nicht genügend Raum lasse, dass die Grenze für die Bewegungsfreiheit innerhalb des staatlichen Dienstes zu eng gezogen ist. Vergleicht man aber den Flugwetterdienst mit den anderen Zweigen der Angewandten Meteorologie, dem Wirtschaftswetterdienst und dem Seewetterdienst, so muss man zugestehen, dass der Flugwetterdienst eigentlich nur nach international angeglichenen Betriebsformen arbeiten kann. Das Flugzeug, das schnellste Verkehrsmittel überfliegt in wenigen Stunden viele Staaten und wir haben in Deutschland kaum eine Flugwetterwarte, die nur deutsche Flugzeugführer zu beraten hat, und weiter,die nicht Flugzeugführer zu beraten hat, die wenige Stunden vorher von einer fremdstaatlichen Flugwetterwarte eine Beratung erhalten haben. Fast alle Flugzeuge sind heute mit Funktelegraphie ausgerüstet und fast alle Flugmeteorologen haben heute an den Landesgrenzen die Funkberatung von Flugzeugführern zu übernehmen, die noch wenige Minuten früher von einen ausländischen Kollegen versehen worden ist.

Dies alles zwang schon zur zwischenstaatlichen Angleichung. Erleichtert wurde sie dadurch, dass die Flugwetterdienste nur einem Verkehrszweig zu dienen hatten, dem Luftverkehr, nur einem Berufszweig, dem Flugzeugführer. Weiter ist die Beziehung, die Verbindung zwischen dem Flugwetterdienst und dem Luftverkehr eine weitaus engere, als sie zwischen Wirtschaftswetterdienst, dem Seewetterdienst und ihren Interessenten ist und sein kann, was seine Ursache in erster Linie in der stärkeren Abhängigkeit der Flugdurchführung vom Wetter hat.

Der Zeitpunkt des Erscheinens der Betriebsordnung für den internationalen Flugwetterdienst ist nun meines Erachtens geeignet, über ihre Vorgeschichte zu berichten. Diese Vorgeschichte ist insofern von allgemeinem Interesse, weil erstens die Verhandlungen der internationalen Luftfahrt-Konferenzen, die zu ihrer Ausarbeitung geführt haben, weniger bekannt geworden sind, und zweitens sie gleichzeitig eine Übersicht über die Entwicklung des Flugwetterdienstes in den verschiedenen am Luftverkehr beteiligten europäischen Staaten gibt. An dieser Vorgeschichte ist zunächst bemerkenswert, dass die zwischenstaatlichen Regelungen auf dem Gebiete der Flugmeteorologie nicht von den internationalen Konferenzen der Meteorologen ausgegangen und gepflegt worden sind, sondern von den Kreisen, die sich die Pflege und Regelung der die internationale Luftfahrt betreffenden Fragen angenommen hatten. Diese Kreise griffen auch sofort alle die Sicherung der Luftfahrt betreffenden Fragen auf und suchten Lösungen für die Erzielung grösstmöglichster

Sicherheit

Sicherheit und Regelmäßigkeit, durch Regelung und Angleichung der Betriebsvorgänge im Luftverkehr, aber auch gleichzeitig durch Schaffung und Förderung eines Funk- und Wetterdienstes für die Luftfahrt. Die schon in den Anfängen vorhandene Erkenntnis, daß die Sicherungsmaßnahmen für dieses neue Verkehrsmittel ohne Schädigung oder Beeinträchtigung ihrer Gesamtwirkung schwer getrennt voneinander zu organisieren waren, legte die Initiative und den Schwerpunkt auf die Seite Luftfahrtfachkreise.

Daher zunächst einige Worte über die Internationale Organisation der Luftfahrt in Europa, die zum Verständnis der heutigen zwischenstaatlichen Zusammenhänge zweckmäßig sind.

Unmittelbar nach Kriegsende, als das Flugzeug zum ersten Mal als Mittel regelmäßigen Verkehrs eingesetzt wurde, im Oktober 1919, schlossen 14 Staaten Europas - Deutschland war nicht beteiligt - das sogenannte"Pariser Abkommen zur Regelung des Luftverkehrs". Zu dem Zeitpunkt des Inkrafttretens, der Ratifikation dieses Abkommens durch einen Teil der Regierungen im Juli 1922, wurde von den Abkommensstaaten ein Verwaltungsorgan, die Commission Internationale de Navigation Aérienne, die unter dem Namen "Cina" allgemein bekannt ist, gegründet mit dem Sitz in Paris, in der die einzelnen Staaten je nach ihrer Größe über eine entsprechende Anzahl von Stimmen verfügten, Ihr wurde auch als Aufgabe zugewiesen:
"alle Nachrichten auf dem Gebiete des Funkwesens, des Wetterwesens usw., die die Luftfahrt berühren, zu sammeln und zwischen den Vertragsstaaten auszutauschen". 14 Staaten waren damals Mitglieder der Cina, eine Zahl, die sich 1928 schon auf 26 erhöht hatte. Deutschland ist auch heute noch nicht Mitglied der "Cina".

Aus ihr heraus bildete sich eine Unter-Kommission für Meteorologie. Unter der Führung von Oberst Gold vom Meteorological Office London und unter Beteiligung der Meteorologen eines Teiles der anderen Vertragsstaaten wurden sofort die Grundsätze eines Wetterdienstes zur Sicherung der Verkehrsluftfahrt ausgearbeitet und in einem Anhang G zum Luftverkehrsabkommen niedergelegt.

Dieser Anhang G ist im allgemeinen in Deutschland wenig bekannt geworden. Er beansprucht aber doch ein erhebliches Interesse, da er durch lange Jahre hindurch, formell auch noch heute, für die Cina-Staaten als Richtlinie gedient hat und dient.

Kurz einiges über seinen Inhalt:
Als notwendig werden bezeichnet: die Sammlung klimatologischer Beobachtungen von Flughäfen und Orten an der Flugstrecke, Ausarbeitung synoptischer Karten zu den Terminen des international synoptischen Dienstes, stündlicher, zu Teil halbstündlicher Austausch von Wettermeldungen an und in der Nähe von Flugstrecken nach einem besonderen 2-Gruppenschlüssel, der ja auch in Deutschland früher Anwendung gefunden hat und daher nicht näher erwähnt zu werden braucht und ferner Berichte über heftige und schnelle Wettererscheinungen, welche die Sicherheit der Luftfahrt bedrohen. Die Bekanntgabe der Wettermeldungen an den Flugzeugführer soll erfolgen durch Aushang einer synoptischen Karte, durch regelmäßige Darstellung des Wetterzustandes an den Flugstrecken auf Grund der halbstündlichen und stündlichen Meldungen auf besonderen schematischen Karten, durch Aushang der Wettermeldungen in tabellarischer Form und durch Aushang der Streckenvorhersage im Klartext. Es hatte sich bald herausgestellt, daß die vielstaatige Cina für Verhandlungen über den Betrieb und die Sicherung von Luftfahrtstrecken zu schwerfällig war. Erstens blieb der regelmäßige Luftverkehr doch nur auf wenige Staaten beschränkt und zweitens erwies sich bei der schnellen technischen Entwicklung des Luftverkehrs und seiner Hilfsmittel die Erlangung einer 3/4 Stimmenmehrheit bei Änderung der Bestimmungen als hemmend. So war es gegeben, daß die Vertreter der Staaten, die an dem mittel- und westeuropäischen Luftverkehr vorwiegend beteiligt waren, sich zu Sonderkonferenzen, den internationalen Luftfahrtkonferenzen, im Jahre 1922 zuerst, zusammenfanden.

Im

Im Gegensatz zur Cina sind dies Konferenzen, deren Beschlüsse nicht der Ratifikation unterliegen, daher keine bindende Kraft haben, sondern nur als Empfehlungen anzusehen sind.

Anfänglich waren an ihnen die Staaten England, Frankreich, Belgien und Holland beteiligt. Deutschland wurde im Jahre 1927 aufgefordert, an diesen Besprechungen teilzunehmen, da man eingesehen hatte, dass befriedigende Lösungen der Betriebsfragen nicht gefunden werden konnten, solange nicht Deutschland, inmitten Europas liegend, an ihnen beteiligt war. Schweiz, Tschechoslovakei und das Saargebiet schlossen sich an und heute sind auch Österreich und Dänemark beteiligt. In 3 Kommissionen wird gearbeitet:

1.) Kommission für Betrieb
2.) " " Funktelegraphie
3.) " " Meteorologie

Die Konferenzen fanden bisher halbjährlich, ab 1931 jedoch nur einmal im Jahre statt. Dies schon ein Zeichen dafür, dass in der Entwicklung der Betriebsfragen des Luftverkehrs eine gewisse Beruhigung eingetreten ist, gewisse Normen gefunden worden sind.

Die Durchsetzung der gefundenen Normen in den angrenzenden nicht an den Konferenzen teilnehmenden Staaten überlässt man Einzelstaaten der Konferenzen, um den Apparat nicht unnütz gross und schwerfällig zu machen. So verhandelt Frankreich mit Spanien und Italien gesondert auf sogenannten Mittelmeekonferenzen und Deutschland mit den nordischen Staaten. Sonderbesprechungen Deutschlands, Österreichs und der Tschechoslovakei mit den Ländern des Südostens und Ostens wurden bereits erforderlich. Im übrigen hat die pénétration pacifique auf dem Schriftwege die Durchdringung dieser Staaten mit den auf den Konferenzen gefundenen Betriebsgrundsätzen schon gute Erfolge gezeitigt. Das Bedürfnis, sich bewährte Betriebsgrundsätze zu eigen zu machen, stellt sich bei bisher nicht konferenzbeteiligten Ländern naturgemäss mit Zunahme des Luftverkehrs ein.

Es ist zweckmässig sich die Lage zu vergegenwärtigen in der sich Deutschland befand als es zum ersten Mal, im Jahre 1927 an einer internationalen Luftfahrtkonferenz teilnahm.

Der deutsche Flugwetterdienst hatte bereits feste Gestaltung: Flugwetterwarten und Flugmeteorologen auf den Flughäfen, persönliche Beratung des Flugzeugführers durch den Flugmeteorologen, synoptische Karten 8a, 2p, 7p, Wettermeldungen von Orten an den Flugstrecken in Anlehnung an die Startzeiten, Gefahrenmeldungen im Klartext. Von seiten der Flugzeugführer und der Deutschen Luft Hansa starkes Eintreten für die schematischen Karten der Cina, die zweifellos einen Wetterzustand an der Flugstrecke äusserst sinnfällig und leicht fasslich darstellten und denen gegenüber der Meteorologe, sofern überhaupt einer auf dem Flughafen war, stark in den Hintergrund trat.

Als Linie des Verhaltens ergab sich für mich auf den ersten Konferenzen zunächst:
Prüfen der ausländischen Einstellung zum deutschen Wettersicherungssystem und Prüfung des Cina-Systems. Einen Standpunkt habe ich aber von vornherein eindeutig vertreten, nicht nur dem Ausland gegenüber, sondern auch den deutschen Kreisen, die uns das Wettersicherungssystem der Cina als erstrebenswertes Ziel vorhielten, nämlich den, dass das deutsche System der persönlichen Beratung des Flugzeugführers durch den Flugmeteorologen besser, wirksamer, gehaltvoller ist, überhaupt nur in Frage kommen kann, wenn man überhaupt eine meteorologische Beratung der Flüge und diese nicht halb durchführen will. Leicht ist mir das, oft auch in Deutschland, nicht gemacht worden.

Die Cina-Tafeln geben einen Wetterzustand, der günstigstensfalls 1/2 bis 1 Stunde alt ist, der mit jeder weiteren Flugminute mehr und mehr veraltet, überholt ist. Das Ziel mußte doch aber sein, dem Flugzeugführer eine Vorhersage zu geben, die genau für seine Bedürfnisse zugeschnitten war. Mehr noch konnte man ihm geben, mußte man: ein möglichst lebendiges Bild der herrschenden

Wetterlage,

Wetterlage, das allein ihm richtiges Verstehen der Vorhersage und die zutreffende Deutung und Eingliederung der angetroffenen Wetterbedingungen in die Gesamtwetterlage ermöglichte. Nur unter diesen Voraussetzungen konnte man erwarten, daß er die in Bezug auf die Wetterlage zu treffenden Entschlüsse während des Fluges richtig vornimmt. Dieses Ziel konnte aber nur erreicht werden, wenn die Wetterberatung dem Flugzeugführer persönlich durch den Meteorologen an Hand des Karten- und Beobachtungsmaterials vermittelt wurde.

Auf den Konferenzen wurde nun die erste Annäherung erzielt, als der Gedanke, das Schwergewicht auf die synoptischen Meldungen zu legen, mehr und mehr Platz griff und zur allmählichen Schaffung und Verdichtung des synoptischen Netzes zu den Zwischenstunden 5, 11, 17 Uhr führte. Auch im Auslande war man sich schon 1928/29 darüber klar, daß der Abbau des Systems stündlicher Meldungen nach kleinem Schlüssel, gemäß Cina, zugunsten der dreistündlichen synoptischen Meldungen der gegebene Weg war. Damit schon erkannte man aber die von mir stets betonte Notwendigkeit an, das Schwergewicht auf die persönliche Beratung durch den Meteorologen zu legen. Unter Berücksichtigung der finanziellen Gesichtspunkte wurde, im Auslande wie bei uns, die Umstellung mehr und mehr vorgenommen und die Verhandlungen auf den Konferenzen des Jahres 1929/30 waren eigentlich nur noch Aussprachen über das Tempo, in dem man zum Ziele kommen wollte. So sehr ich für die synoptische Arbeitsweise eingetreten bin, so sehr habe ich allerdings auch vor überstürzten Maßnahmen gewarnt. Sie durfte erst eingeführt werden, wenn in allen Staaten genügend Stationen meldeten und die Praxis des Luftverkehrs in allen Staaten auf die neue Arbeitsweise vorbereitet war. Konservative Einstellungen findet man aber nicht nur beim Seemann. Als die Konferenz in Zürich 1930 den Beschluß faßte, die synoptische Arbeitsweise in ihrer strengsten Form, also synoptische Meldungen alle 3 Stunden und zu den Zwischenstunden nur Meldungen von Flughäfen und Gefahrenmeldungen war die Hauptarbeit geleistet, eine einheitliche Arbeitsmethode und Beratungsmethode gefunden und beschlossen.

Der Beschluß der Luftfahrtkonferenz vom Jahre 1930, der die Anwesenheit eines Meteorologen auf dem Flughafen als notwendig bezeichnete, war nur noch als Formsache zu werten.

In gleicher Einmütigkeit wurden auch alle anderen Fragen behandelt und einheitlich geregelt, so verschieden auch manchmal die Ansichten und eingewurzelten Betriebsformen waren.

Ich kann hier nur die wichtigsten herausgreifen.

Die Verbreitung der Luftfahrtwettermeldungen bereitete früher funktechnisch nicht unerhebliche Schwierigkeiten. Luftfahrtwellenlängen waren international nicht festgesetzt und so mußte jeweils zu Beginn der Sommer- und Winterflugsaison in einen schwierigen Kampf um Wellenlängen und Sendezeiten ein einigermaßen erträgliches Sendeprogramm festgesetzt werden, dessen Umfang dem damaligen Meldesystem entsprechend nicht unerheblich von der Zahl der geflogenen Strecken abhängig, also stetem Wechsel unterworfen war. Als die Weltfunkkonferenz Washington jedoch 3 Wellenlängen allein für den Luftfahrtwetterdienst reservierte - Capt. Büreau vom Office National Météorologique Paris war an diesem Erfolg maßgebend beteiligt - war eine klare Regelung möglich. Das heutige regionale Sendesystem wurde von mir s. Zt. den Staaten auf der 26. Luftfahrtkonferenz in Berlin 1928 vorgeschlagen und angenommen und hat auf absehbare Zeit alle Unruhe auf dem Gebiete der Verbreitung der Flugwetternachrichten beseitigt, stabile Verhältnisse geschaffen. Selbst das Hinzutreten neuer Staaten macht eine Änderung des bestehenden Systems nicht erforderlich.

Einige Besorgnis entstand, als die Verhandlungen des internationalen Meteorologischen Komitees in Kopenhagen bevorstanden, da bekannt war, daß die Änderung des synoptischen Schlüssels beabsichtigt war. Inhalt und Anordnung des Flugwetterschlüssels hatten sich aber bewährt, und es mußte das Bestreben

vorhanden

vorhanden sein, den Flugwetterschlüssel mit dem synoptischen Wetterschlüssel zu verschmelzen, um eine möglichst einfache Handhabung zu ermöglichen. Es wurde auf der vorangehenden Internationalen Luftfahrt-Konferenz beschlossen, in Kopenhagen für die Verschmelzung beider Schlüssel unter Einsetzung der Flugwettergruppen als erste des neuen Schlüssels einzutreten. Leicht war dieser Schlüsselkrieg s. Zt. in Kopenhagen nicht und ich glaube, die Flugwetterdienstvertreter der verschiedenen Länder haben Herrn Oberst Gold, dem Vorsitzenden der Kommission für Wetterberichterstattung damals viel Kummer bereitet. Aber dank ihrem Eintreten ist es gelungen, die glückliche Verschmelzung zu erreichen.

Ein sehr heiß umstrittener Verhandlungspunkt waren die Gefahrenmeldungen. Das Ausland, vielfach gestützt auf eine umfangreiche Organisation militärischen Wetterdienstes, hatte ein an sich ausgezeichnetes System von Gefahrenmeldungen aufgezogen,das im Anhang G der Cina festgelegt war. Die Fälle, in denen Gefahrenmeldungen, Wetterverschlechterungs- und Wetterbesserungsmeldungen abgegeben werden sollten, waren zeitlich und hinsichtlich der Stärke der einzelnen Wetterereignisse zahlenmäßig ganz genau festgelegt. Höhen niedriger Wolken sollen gemeldet werden; wenn sie niedriger werden als 200 m, 100 m und 50 m, weiter Nebel, wenn die Sicht unter 200 m, aber auch unter 100 m sinkt. Scharf bestimmte Meldungen sind vorgesehen für Gewitter, Schneefall, Sturm und entsprechend die Wetterbesserungsmeldungen. Für die Meldung jeder Gefahr waren besondere Schlüssel ausgearbeitet.

Solche Meldungen können natürlich nur von Beobachtern abgegeben werden, die ständig das Wetter beobachten. Von unseren freiwilligen Beobachtern, Postbeamten usw. konnte man im allgemeinen so etwas nicht verlangen.

Ich habe deshalb lange versucht, ein einfacheres Gefahrenmeldesystem zu erzielen. Es ist mir dies nicht gelungen, da ich anerkennen mußte, daß das Cina-System sachlich besser ist und dem deutschen Flugwetterdienst, auch wenn es von ausländischen Stationen angewendet wird, wertvolle Anhaltspunkte für die Beurteilung der Wetterlage bieten kann. Anerkannt aber hat man meinen Vorbehalt, es bei den deutschen Stationen, mit Ausnahme der Flugwetterwarten, bei der einfachen Klartextmeldung zu belassen.

Gegenstand eingendster Verhandlungen war auch die Frage der Übermittlung der Wettermeldungen an Flugzeuge durch Funktelegraphie. Das Ausland trat mit festgeschlossener Front für die verschlüsselte Abgabe der Meldungen ein, unter Empfehlung teils des 2 Gruppenschlüssels, teils besonderer Schlüsselformen. Unsere Erfahrungen, die Mahnungen der Flugmeteorologen und der Deutschen Luft Hansa haben mich darin bestärkt, der reinen Verzifferung ablehnend gegenüber zu stehen. Daß eine Klartextübermittlung der Sprachschwierigkeiten wegen nicht in Frage kam, darüber waren auch wir in Deutschland uns klar. Trotzdem hat es 2 Konferenzen erfordert, das heute durch die Betriebsordnung eingeführte Kompromißverfahren, Abgabe der Stärke der Witterungsereignisse in Zahlen, aber in einer, ein für alle Mal festgesetzten Reihenfolge durchzusetzen. Ich glaube sagen zu dürfen, daß mit dieser Regelung eine zweckmäßige Lösung, die auch von Bestand sein wird, gefunden worden ist.

Die früher im Auslande übliche Verwendung von ausgelegten Bodensignalen zur Anzeige des Wetters an einem Ort ist fallen gelassen worden, da die Funkübermittlung dies überflüssig machte. Sehr groß war im Auslande die Begeisterung für diese Signale nicht.

Über die Verhandlungen betr. die allgemeine Einführung einer Höhenmesserkorrektur ist nicht viel zu sagen. Über ihre Notwendigkeit und ihre Form herrschte durchweg Einverständnis. Auch die Einführung der Q-Gruppen QFD und QFE, zur Abgabe der Höhenmesserkorrektur und des herrschenden Luftdruckes an einem Flughafen, dem Zielflughafen zur Sicherung von Flug und Landung bereitete keine Schwierigkeiten. Auf der 32. Internationalen Luftfahrt-Konferenz, Frühjahr 1931, war allerdings trotz der von mir erhobenen Bedenken, beschlossen worden, die Luftdruckangaben in Millibar und Zehnteln zu machen.

Auf

Auf deutschen Vorschlag ist dann aber, nach nur kurzer Debatte auf der 33. Internationalen Luftfahrtkonferenz, Herbst 1931, Paris, angenommen worden, daß der Luftdruck in diesen Fällen in Millibar oder in Millimetern gegeben werden kann und daß auf die Abgabe in Zehnteln verzichtet wird, da solche Genauigkeit praktisch nutzlos ist. Wie außerordentlich wichtig die Einführung dieser Q-Gruppen war, hat schon der Sommer- und Herbstluftverkehr, noch mehr aber der bisherige Winterluftverkehr gezeigt.

Sehr viele Schwierigkeiten hat mir auf den Konferenzen stets die deutsche Art der Verschlüsselung der Höhenwindmessungen und der Messungen von Temperatur und Feuchtigkeit in der Höhe bereitet. Über die Vor- und Nachteile der einen oder anderen Art der Verschlüsselung ist ja in Kreisen der Flugmeteorologen häufig genug gesprochen. Es wurde bei diesen Gelegenheiten nie verkannt, daß die deutsche Verschlüsselungsart große sachliche Vorteile bietet, es wurde aber auch stets auf die Schwierigkeiten hingewiesen, die die Verschiedenheiten der Schlüssel in der notwendig schnellen Verarbeitung im Flugwetterdienst zur Folge haben und daß eine Vereinheitlichung dieser Schlüssel nach Möglichkeit(nach Möglichkeit)zu erstreben ist. Ich glaube, wir vom Flugwetterdienst wären dankbar, wenn die Direktoren- Konferenz sich mal mit dieser Frage befassen würde. Die Mitglieder der Meteorologie-Kommission der Internationalen Luftfahrt- Konferenz habe ich stets auf den Weg an die Kommission für synoptische Wetterberichterstattung verwiesen.

Man darf aber nicht vergessen, daß die ernstesten Schwierigkeiten, die bei der Übermittlung der Höhenwindmessungen an Flugzeuge durch die Verschiedenheiten der Schlüssel früher entstanden, dadurch beseitigt sind, daß jetzt einheitlich die Übermittlung an Flugzeuge in Graden und Kilometern pro Stunde vorgenommen wird. Die Unbequemlichkeit der Umsetzung in Grade besteht aber für die deutschen Flugwetterwarten im Gegensatz zu den des Auslandes noch fort.

Will man das Ergebnis der Konferenzen für den Flugwetterdienst zusammenfassen, so kann man sagen, daß in der Betriebsordnung abschliessend eine den Bedürfnissen für längere Zeit gerecht werdende und befriedigende zwischenstaatliche Regelung der Arbeits- und Betriebsmethoden des Flugwetterdienstes gefunden worden ist. Den Bestrebungen, in ihr zu sehr ins Einzelne zu gehen, sie zu umfangreich zu gestalten, bin ich entschieden entgegen getreten. So wie sie jetzt gefasst ist, regelt sie zwischenstaatlich, was unbedingt erforderlich ist, lässt aber den einzelnen Diensten die notwendige Bewegungsfreiheit. Die deutschen Ausführungsbestimmungen, für deren Ausarbeitung ich der Leitung des Flugwetterdienstes und einem Teil der Flugmeteorologen meinen besten Dank ausspreche zeigen dies zur Genüge.

Ich schliesse mit einem Wunsche, der Ihnen auch die menschliche Seite der Verhandlungen der internationalen Luftfahrtkonferenzen zeigen soll. Es ist dies der Wunsch, daß alle Verhandlungen in Deutschland, auch auf dem Gebiete der Meteorologie mit der gleichen sachlichen Deutlichkeit und Entschiedenheit, aber auch mit dem gleichen restlosen Bestreben, unbedingt zu einem klaren, zweckmässigen und praktischen Ziel zu gelangen, geführt werden, wie ich dies stets ohne Ausnahme auf den internationalen Luftfahrtkonferenzen gefunden habe.

Der deutsche Flugwetterdienst und das Polarjahr 1932/1933

Dr. Karl Keil

Ich glaube als bekannt voraussetzen zu können, dass die Meteorologen aller Länder unseres Erdballes im Herbst 1932 übereingekommen sind, in den Jahren 1932/33 zum Andenken an das erste internationale Polarjahr 1882 ein neues Polarjahr zu organisieren, das, den Fortschritten der Meteorologie im Verlauf dieser 50 Jahre entsprechend, allerdings nicht auf die Nordpolarkalotte unseres Planeten beschränkt sein, sondern in allen Teilen der Erde zu erhöhter Beobachtungstätigkeit anregen soll. Die Bezeichnung als Polarjahr ist also im gesissen Sinne irreführend, es soll ein Beobachtungsjahr werden, in dem überall erhöhte Tätigkeit einsetzt, in dem auch in den polaren und in bisher nur wenig meteorologisch bearbeiteten Gebieten, z.B. der Tropen, besondere Anstrengungen gemacht werden sollen, um nach einheitlichen Richtlinien Beobachtungen zu gewinnen, die der Forschung und der Praxis zugute kommen. Schon bei den ersten Besprechungen ist z.B. besonders hervorgehoben worden, von welcher Bedeutung die Beobachtungen für den Luftverkehr von Kontinent zu Kontinent sein werden.

Das Polarjahr 1932/33 wird am 1. August 1932 beginnen und am 31. August 1933 schliessen. Die Beteiligung der meisten Staaten ist schon heute gesichert. In einer Zeit, die wirtschaftlich so ernst ist, einer Zeit, die es jedem Staate - nicht nur bei uns - schwer werden lässt, besondere Mittel aufzubringen, wird eines der grössten wissenschaftlichen Unternehmungen durchgeführt werden, das wir uns denken können. Wir stehen vor der Frage, ob der deutsche Flugwetterdienst sich überhaupt an dieser Arbeit beteiligen kann, eine Frage, die ich bei Berücksichtigung aller schweren Belastung doch mit einem lauten "Ja" beantworten möchte, weil ich der Meinung bin, dass alle Flugmeteorologen freudig und gern auf ihre knapp bemessene Freizeit in den Dienst dieser grossen Aufgabe stellen werden.

Ich möchte zunächst auf die Beobachtungsgebiete zu sprechen kommen, die für das Polarjahr in Aussicht genommen sind. Es handelt sich dabei auf der meteorologischen Seite um folgende:

1.) Klimatologische Beobachtungen
2.) Aerologische Beobachtungen
3.) Wolkenbeobachtungen
4.) Luftelektrische Beobachtungen
5.) Strahlungsmessungen

Von dem anderen grossen Zweig der Polarjahrforschung, dem Erdmagnetischen, brauche ich hier nicht zu sprechen: Diese Untersuchungen sind weitgehend an spezielle Einrichtungen gebunden, die dem Flugwetterdienst fernstehen. Die atmosphärische Forschung und Beobachtung aber ist so sehr auch unser Gebiet, dass der Flugwetterdienst sich einer Mitarbeit nicht versagen kann.

Über die klimatologischen Arbeiten wäre zu sagen, dass alle Flugwetterwarten, die ja nur zu einem gewissen Teil den klimatologischen Netzen der Landesinstitute angeschlossen sind, durch zweckmässige Wahl, Prüfung und Überwachung der Mess- und Registrierinstrumente dafür sorgen müssen, dass einwandfreie der klimatologischen Elemente gewonnen werden. Das erfordert Arbeit, aber Arbeit, die sich lohnt, nicht nur unter dem Gesichtspunkte des Polarjahres! Was die klimatologischen Augenbeobachtungen angeht, so möchte ich anregen, dass dafür im Kreise der Flugwetterwarten Arbeitsgemeinschaften gebildet werden, damit eine möglichst lückenlose Beobachtungsreihe für einen grossen Teil des Tages entsteht, die zu gewinnen für einen Einzelnen untragbare Belastung bedeuten würde.

Aerologische

Aerologische Beobachtungen sind im Flugwetterdienst von jeher besonders gepflegt worden, war doch das aerologische Netz gerade der Anfang des Luftfahrer-Wetterdienstes. Wenn wir auch gewohnt sind, täglich Höhenwindmessungen der Flugwetterwarten und Temperaturmessungen der Wetterflugstellen zu besitzen, so wird gerade hier doch eine gewisse Konzentration wichtig, weil noch mehr als bei klimatologischen bei aerologischen Messungen Anforderungen an Material und Personal gestellt werden. Um bei aller möglichen Konzentration doch ein Material zu gewinnen, das weltumfassend ist, ist schon vor langen Jahren das System der internationalen Tage eingeführt worden, an denen sich alle Institute zu Messungen vereinigen. Für das Polarjahr sind dafür Tage herangezogen worden, die zumeist bekannt sind, und die auf einem besondren Blatt, das bei der Tagung auslag, noch einmal zusammengestellt wurden. Der Mittwoch und Donnerstag jeder Woche ist als internationaler Tag herausgehoben worden, wobei Mittwoch abends zwischen 19 und 21 Uhr, Donnerstag morgens zwischen 6 - 8 Uhr und mittags 12 - 14 Uhr (alle Zeitangaben in M.E.Z.) als wichtigste Termine, der Donnerstag Morgen 6 - 8 Uhr als allerwichtigster Termin hervorgehoben worden sind. Dort, wo es nicht möglich sein sollte, jede Woche dieses Programm durchzuführen, kann man sich auf die Tage II. und I. Ordnung beschränken, die alle 14 Tage oder nur alle 4 Wochen einen Beobachtungsturnus verlangen. Als besonderer Tag kommt der 31. 8. 1932 in Betracht, an dem eine totale Sonnenfinsternis auftritt, deren Einfluss auf die Atmosphäre man auf der Nordhalbkugel studieren möchte. Ich will im Rahmen dieses Vortrages nicht auf die Ausarbeitungsform eingehen, die für die aerologischen Daten festgelgt worden ist, das würde zuviel Zeit beanspruchen und doch mehr oder weniger unnütz sein. Sie finden alles Nähere in einem Rundschreiben des Präsidenten der Internationalen Kommission für die Erforschung der freien Atmosphäre, Herrn Geheimrat Hergesell, das derselbe gestattet hat, Ihnen bei der Tagung ebenfalls im Abdruck zur Verfügung zu stellen. Die Vordrucke für die Beobachtungen finden sich in verkleinerter Form in der Anlage. Eine besondere Mitteilung darüber geht übrigens allen mitarbeitenden Stellen noch zu. Die Mitarbeit der Wetterflugstellen an dem Beobachtungssystem des Polarjahres dürfte im Prinzip gesichtert sein.

Ich komme nunmehr zu den Wolkenbeobachtungen. Hier sind diejenigen Beiträge zu gewinnen, die am wenigsten kosten, aber am meisten Zeit erfordern, und die in einer systematischen Verfolgung des Wolkenhimmels bestehen.- Auch hier ist nach einem genau festgelegten Plan zu beobachten, auf den ich wieder nicht im einzelnen eingehen will. Ein Umdruck, den Vorschlag für das Wolkentagebuch enthaltend, lag bei der Tagung aus. Der schon früher erwähnte Gesichtspunkt, daß, wenn eine dauernde Beobachtung nicht möglich ist, doch wenigstens gewisse Zeiten als gemeinsame Beobachtungstermine bestimmt werden soll, ist auch hier durchgeführt. Angaben über die Termine fanden sich auf den zuerst erwähnten Blättern über Internationale Tage.

Was ich besonders hervorheben muß, ist eine Tatsache, nämlich, daß die Beobachtung im engsten Anschluß an den internationalen Wolkenatlas erfolgen muß, wenn die Einheitlichkeit der Beobachtungen gewahrt bleiben soll. Das Studium dieses Atlasses sei daher ganz besonders empfohlen.

Wenn zu den Augenbeobachtungen der Wolken Wolkenphotographien hinzutreten können, so wird dadurch das Erträgnis der Arbeit sicher vergrößert. Auch für diese, wie für die Beobachtung vom Flugzeug aus liegen ganz bestimmte Richtlinien vor.

Die beiden letzten Beobachtungsgebiete, die ich erwähnte, Luftelektrizität und Strahlung, kann ich kurz erledigen, weil nur einige Flugwetterwarten in Betracht kommen, die dann mit ihren Mutterinstituten eng zusammen arbeiten.

So sind die Pläne für das Polarjahr weit gesteckt. Ich habe bereits erwähnt, daß Arbeitsgemeinschaften im Rahmen der Flugwetterwarten wesentlich für die Durchführung der Aufgaben sein werden. Nicht zu große Pläne sollte die einzelne Warte sich für das Polarjahr machen, denn die Zeit eines Jahres

(oder besser von 13 Monaten) ist lang und der planmäßigen Arbeit sowieso schon mehr als genug. Die Sicherheit der internationalen Zusammenarbeit aber sollte ein mächtiger Ansporn für den deutschen Flugwetterdienst sein, auch aus seinem Kreise heraus, mit Macht dabei mitzuhelfen, daß das Polarjahr ein wissenschaftlicher Erfolg wird.

Die Luftkörperanschauung im Flugwetterdienst.

Prof. Dr. F. Linke, Frankfurt a. M.

Die Auffassung des Wettergeschehens hat sich in den letzten 60 Jahren, seitdem praktischer Wetterdienst getrieben wird, mehrfach geändert. Zunächst faßte man die Zyklonen und Antizyklonen als eine Art Wirbel auf, die sich nach bestimmten empirischen Gesetzen über die Erdoberfläche bewegten. Später legte man mit Recht großen Wert auf die barometrischen Steig- und Fallgebiete, die man auch wohl als primäre Druckwellen auffaßte. Im Anfang dieses Jahrhunderts begann man Strömungslinien und Trajektorien zu zeichnen und bekam dadurch einen besseren Einblick in die Bewegungserscheinungen. Die norwegischen Schulen lenkten dann die Aufmerksamkeit auf die thermodynamischen Vorgänge an der Grenze verschieden temperierter Luftmassen (Frontologie). Demgegenüber richtet die Luftkörperanschauung den Blick auf die Bewegung großer Luftmassen unter dem Einfluß der Gradientkräfte und die meteorologische Charakteristik dieser Luftmassen in Abhängigkeit von ihrer Herkunft.

Im Auftrage der Konferenz der Direktoren der Deutschen Meteorologischen Institute sind am Frankfurter Institut Luftkörperkalender für 12 deutsche Landeswetterwarten und Wetterdienststellen gesammelt und von Herrn Dr. Dinies einheitlich bearbeitet worden, worüber demnächst eine Abhandlung "Luftkörper-Klimatologie" im Archiv der Deutschen Seewarte erscheinen wird. In dieser Arbeit sind nur die dem Boden aufliegenden Luftkörper untersucht und zwar im Hinblick auf ihre klimatologische Bedeutung. Die richtige Feststellung und Unterscheidung der Luftkörper macht nur zunächst etwas Schwierigkeiten, läßt sich aber nach einiger Erfahrung anstandslos durchführen. So wurde ein gutes Material, auf den Beobachtungen mehrerer Jahre beruhend, geschaffen, das uns quantitative Auskunft gab über die Häufigkeit der einzelnen Luftkörper in den verschiedenen Gegenden Deutschlands und über die meteorologischen Mittelwerte in den einzelnen Luftkörper und den verschiedenen Jahreszeiten.

Die einzelnen Luftkörper unterscheiden sich nicht nur in charakteristischer Weise in Bezug auf Temperatur und Feuchtigkeit, sondern auch in Bezug auf ihren Trübungszustand, der die Sichtverhältnisse merklich beeinflußt. Es ergab sich eine neue Klimadefinition durch die relative Häufigkeit der einzelnen Luftkörper an einer Station, aus der sich insbesondere auch Anomalien bestimmter Jahreszeiten und Monate quantitativ bestimmen lassen. Es ergab sich ferner eine neue Definition des Begriffes "Kontinentalität" als Verhältnis der Häufigkeit kontinentaler und maritimer Luftmassen, woraus sich deutlich ergibt, daß Mitteleuropa im Winter wesentlich kontinentalen, im Sommer überwiegend maritimen Charakter hat, wobei natürlich der kontinentale Charakter von Westen nach Osten immer deutlicher in Erscheinung tritt.

Es wird nötig sein, diese Luftkörperkalender möglichst auf 10 bis 20 Jahre auszudehnen, um mit Rücksicht auf eine Vermutung von A. Schmauss festzustellen, ob bestimmte Kalendertage durch besondere Wahrscheinlichkeiten des Vorherrschens bestimmter Luftkörper gekennzeichnet sind.

Die Bedeutung dieser Luftkörperanschauung für den Flugwetterdienst liegt zunächst in der Erziehung der Meteorologen dazu "in Luftkörpern zu denken", d. h. bei der Diagnose die Aufmerksamkeit nicht so sehr auf die Grenzflächen der Luftkörper, sondern auf diese selbst zu lenken, und von Tag zu Tag die Verlagerung der Luftkörper zu verfolgen als wichtige Grundlage der Diagnose. Dabei ist natürlich entsprechend der besonderen Aufgabe der Flugmeteorologie eine dreidimensionale Betrachtung der Luftkörper notwendig, über die bisher nur vereinzelte Untersuchungen angestellt sind.

Der

Der Flugmeteorologie fällt dabei von selbst die Aufgabe zu an der Vertiefung der Luftkörperanschauung mitzuarbeiten. Dabei wird man zunächst statistisch die Zunahme der Häufigkeit westlicher und allgemein warmer Luftkörper mit der Höhe feststellen. Überhaupt wird man finden, daß gewöhnlich mehrere Luftkörper übereinander lagern, getrennt durch Stabilitätsschichten. Gerade diese horizontalen Grenzschichten der Luftkörper haben natürlich besondere Bedeutung für die Flugberatung. Ferner wird man sich ein Urteil bilden müssen, in welcher Art die Luftkörper vordringen, und das Schema des Schmidt'schen Böenkopfes entsprechend abändern. Es wird ja häufig beobachtet, daß das stürmische Vordringen von kalten Luftkörpern durchaus nicht immer am Boden erfolgt, sondern zuerst in mittlerer Höhe. Von besonders praktischer Bedeutung ist das Verhalten der Luftkörper beim Eindringen in die deutschen Mittelgebirge sowie ihre Ablenkung und Stauung durch die Alpen. Gerade diese Vorgänge sollten nicht frontologisch betrachtet werden, sondern luftkörperhaft.

Keineswegs soll die Luftkörperanschauung als der "Weisheit letzter Schluß" der meteorologischen Praxis hingestellt werden. Wir sind uns längst darüber klar, daß die dem Boden aufliegenden Luftkörper durch den Erdboden selbst abgeändert werden (man denke nur an den Einfluß einer Schneedecke). Wir müssen also mit einem gewissen "Altern" der dem Boden aufliegenden Luftkörper rechnen und für dieses Altern empirische Gesetzmäßigkeiten aufstellen. Jedenfalls aber wird uns das Denken in Luftkörpern in der Klimatologie wie auch in der synoptischen Meteorologie einen Schritt weiterführen, und hierzu können die Meteorologen der Flugwetterwarte wesentlich beitragen.

Über die Zusammenhänge von Windrichtung, relativer Feuchtigkeit und Sicht mit besonderer Berücksichtigung der lokalen Einflüsse

Dr. W. Mahrt, Frankfurt a. M.

Auf die Zusammenhänge zwischen Windrichtung und Sicht bezw. relativer Feuchtigkeit und Sicht wurde schon vor längerer Zeit von Albert Peppler [1] hingewiesen. K. Keil [2] hat auf die lokale Abhängigkeit der Sicht von der Windrichtung aufmerksam gemacht. G. Reinbold [3] hat die Zusammenhänge zwischen relativer Feuchtigkeit und Sicht sowie Windrichtung und Sicht für das rheinisch-westfälische Industriegebiet untersucht.

Die vorliegende Arbeit macht es sich nun zur Aufgabe, die Zusammenhänge zwischen Windrichtung, relativer Feuchtigkeit und Sicht unter besonderer Berücksichtigung lokaler Einflüsse auf Grund mehrjährigen Materials eingehend zu untersuchen.

Als Beobachtungsmaterial sind der Untersuchung zu Grunde gelegt die 3-stündigen Wind-Feuchtigkeits- und Sicht-Beobachtungen von Kassel aus den Jahren von 1927 bis 1931, von Frankfurt/M und München aus den Jahren 1926 bis 1931 und von Berlin aus den Jahren 1925 bis 1931. Einschließlich der Nachtbeobachtungen, die, soweit sie vorlagen, zunächst einmal mitausgewertet wurden, standen so zur Verfügung:

von Kassel	5215	Beobachtungen
von Frankfurt/M.	6464	"
" München	9576	"
" Berlin	9390	"

Die Bearbeitung des Beobachtungsmaterials geschah zunächst derart, daß Häufigkeitszahlen für Windrichtung, relative Feuchtigkeit und Sicht getrennt nach Terminen, für Berlin und München auch getrennt nach Jahreszeiten (Sommer vom 1. 4. - 30. 9. und Winter vom 1. 10. - 31. 3.) ausgezählt wurden. Durch die getrennte Auswertung für die einzelnen Termine und Jahreszeiten sollte von vornherein auch die Möglichkeit geschaffen werden, späterhin einmal die tageszeitlichen und jahreszeitlichen Unterschiede zu bearbeiten. Jedoch wurden diese in der hier vorliegenden Untersuchung nicht berücksichtigt.

Für die Auszählung wurden folgende Unterteilungen gewählt:

1. Wind: 8 Hauptwindrichtungen und Windstille. Die Zwischenrichtungen wurden derart mitberücksichtigt, daß, bei Abweichung um 2 von einer Hauptrichtung immer 2 zugezählt wurde, bei Abweichung um 1 von einer Hauptrichtung der betreffende Wert zu der benachbarten Hauptrichtung gerechnet wurde.
2. Relative Feuchtigkeit: Folgende Bereiche wurden dafür ausgewählt:
   0 - 49%, 50 - 79%, 80 - 89% und 90 - 100%.
3. Sicht: Die gebräuchlichen Sichtstufen.

I. Die Verteilung der Windrichtungen zu den einzelnen Tagesterminen.

Für die folgende Untersuchung ist von großer Wichtigkeit, die verschiedene Häufigkeit des Auftretens einer Windrichtung im Verlaufe des Tages. Es wurde deshalb die tägliche Verteilung der Windrichtungen bereits im Rahmen

---

1) A. Peppler: Ergebnisse von Sichtmessungen in Karlsruhe mit vergleichenden Untersuchungen. Veröffentl. der Bad. Landeswetterwarte Nr. 10, 1927

2) K. Keil: Sichtverhältnisse und Windrichtung, Erf. Ber. des deutschen Flugwetterdienstes Bd. 1, Nr. 24
   Derselbe: Windrichtung und Sicht, Beitr. z. Phys. d. fr. Atm. Bd. 15 (Hergesell-Festband).

3) G. Reinbold: Bericht über die Horizontalsicht im rheinisch-westfälischen Industriegebiet, Erf. Ber. d. deutschen Flugwetterdienstes Bd. 3 Nr. 11.

Rahmen dieser ersten Untersuchung, die sich im übrigen nicht auf die Betrachtung der Verhältnisse zu den verschiedenen Tageszeiten erstreckt, gebracht.

Wenn man einmal die Summe der Windbeobachtungen zu einem Termin mit S, die Häufigkeit des Auftretens einer Windrichtung zu diesem Termin mit b bezeichnet, so ist die Wahrscheinlichkeit für das Auftreten einer bestimmten Windrichtung zu einem Termin:

$$W_t = \frac{b}{S} \cdot 100$$

(Index t deshalb, weil im Nenner der Wahrscheinlichkeitszahlen die Summe der Termin-Beobachtungen auftritt.)
Für den Tag wurden die Wahrscheinlichkeitszahlen entsprechend gebildet.
Diese Wahrscheinlichkeitszahlen wurden berechnet für alle Stationen für die Termine 8, 11, 14, 17 und 19 Uhr, für Frankfurt/M., Berlin und München für 5 Uhr und für Berlin und München auch für 2 Uhr.

Die Betrachtung dieser auf Tafel 1 nach Terminen und Windrichtungen (von N beginnend über S nach NW und Windstill) geordneten W_t - Werte zeigt sehr deutlich die lokalen Einflüsse auf die Verteilung der Windrichtungen.

Frankfurt/M.:

In den frühen Morgenstunden tritt hier als häufigster Wind NE auf, daneben auch der SW. Gegen Mittag jedoch tritt der NE mehr und mehr zurück, besonders zu Gunsten des W und SW. Wir haben hier einen deutlichen Effekt der Taunuslinie, die den Fluß der in den Nacht- und Morgenstunden häufig nur wenig bewegten Luft bestimmt.

Kassel:

Hier tritt entsprechend dem Verlauf des Fuldatales und der Linie des Habichtswaldes in den Morgen- und Abendstunden neben dem SW-Wind der S-Wind, aber auch der N-Wind hervor.

Berlin:

Bei dieser Station zeigen sich außer bei W auch, jedoch schwach ausgeprägt, bei E-Wind Nacht- bezw. Morgenmaxima, die für den E um Mittag bald verschwinden. Offenbar ist hier bestimmend, der allgemeine Verlauf der Küste und des Nordrandes der deutschen Mittelgebirge.

München:

Hier liegen besonders interessante Verhältnisse vor. Zunächst ein deutliches Nacht- bezw. Morgenmaximum bei NE bezw. SW, entsprechend dem Verlauf des Isartales. Diese Maxima werden jedoch im Laufe des Tages durch Maxima bei E und W ersetzt, etwa entsprechend dem Verlauf des Alpenrandes. Wir sehen also hier wie stark bestimmend noch die klein-orographischen Verhältnisse für schwachbewegte Strömungen sind und wie sehr die stärker bewegten durch die groß-orographischen Verhältnisse beeinflusst werden. Es wurden hier nur die markantesten Ergebnisse besprochen. Dabei konnte gezeigt werden, wie sehr die orographischen Verhältnisse die Verteilung der Windrichtungen bestimmen.

II. Die Verteilung der relativen Feuchtigkeit auf die einzelnen Windrichtungen.

Für die weitere Untersuchung wurden nun die Häufigkeitszahlen der relativen Feuchtigkeit und Sicht für die einzelnen Windrichtungen, geordnet nach den oben angegebenen Feuchtigkeitsbereichen und nach den gebräuchlichen Sichtstufen, zusammengestellt.

Bezeichnet man einmal die Summe aller Häufigkeitszahlen, die bei einer bestimmten Windrichtung auftreten mit N, die einzelne Häufigkeitszahl für das

Zusammentreffen

Zusammentreffen eines bestimmten Feuchtigkeitsbereiches mit einer bestimmten Sichtstufe mit a, so ist die Wahrscheinlichkeit für das Auftreten einer Kombination zwischen einer Feuchtigkeitsstufe und einer Sichtstufe:

$$W_w = \frac{a}{N} \cdot 100$$

(Index w deshalb, weil die Zahl der möglichen Fälle hier gegeben ist durch die Windhäufigkeit bei einer bestimmten Richtung).

Die W_w - Werte wurden nun zunächst ohne Rücksicht auf die Sicht für die vier ausgewählten Feuchtigkeitsbereiche zusammengefasst und so die Wahrscheinlichkeitszahlen für das Auftreten jedes dieser Feuchtigkeitsbereiche bei einer bestimmten Windrichtung errechnet. Diese Werte, die als W_{w_1} bezeichnet wurden, haben folgende Form:

$$W_{w_1} = \frac{\sum_{R = 90\text{-}100}^{V = 0\text{-}9} a}{N} \cdot 100$$

wobei V die Sicht und R die relative Feuchtigkeit bedeuten usw. für die Feuchtigkeitsbereiche 80 - 89%, 50 - 79% und 1 - 49%.
Die W_{w_1} - Werte wurden in Tabelle 2 und auf Tafel 2 zusammengestellt.

Frankfurt/M.

Der NE-Wind, der hier ja ein ausgesprochener Morgenwind ist, zeigt im Feuchtigkeitsbereich 90 - 100% nebem dem SW und S ein starkes Maximum. Es liegt hier also ein indirekter Einfluss des Taunusgebirges vor. Als direkten Effekt des Taunus dürfen wir wohl die bemerkenswerte Trockenheit des NW (Leewirkung) und die hohe Feuchtigkeit des Süd (Stau) ansprechen.

Kassel:

In ähnlicher Weise, wenn auch nicht so markant, sind die Verhältnisse in Kassel ausgeprägt. S- und N-Wind, die hier ebenfalls als Morgenwinde hervortreten, haben bei 90 - 100% starke Maxima. Die Leewirkung des Habichtswaldes prägt sich in der Trockenheit des NW-Windes gut aus.

Berlin:

Hier liegen wesentlich ausgeglichenere Verhältnisse vor, entsprechend der geringen orographischen Gliederung der dortigen Gegend.

München:

Ganz im Gegensatz zu Berlin finden wir hier wieder markantere Unterscheidungen bezüglich der Feuchtigkeit. Auch hier sind wieder die ausgesprochenen Nacht- und Morgenwinde mit besonders hoher Feuchtigkeit bedacht.

Allgemein zeigt sich recht gut ein direkter Einfluß der Oberflächengliederung auf die Feuchtigkeitsverteilung und ebenso ein indirekter Einfluß über die Windverteilung zu den einzelnen Tageszeiten.

III. Die Verteilung der Sicht auf die einzelnen Windrichtungen.

Zur Untersuchung der Sichtverhältnisse und ihrer Abhängigkeit von Windrichtung und relativer Feuchtigkeit wurden die W_w - Werte in folgender Art zusammengefasst:

1)
$$W_2 = \frac{\sum_{R = 1\text{-}100}^{V = 0} a}{N} \cdot 100 \quad \text{usw. für V von 1 bis 9}$$

Diese W_{w_2} - Werte geben die Wahrscheinlichkeit an, mit der bei einer bestimmten Windrichtung eine bestimmte Sichtstufe beobachtet wird. (Tabelle 3).

Da für die Praxis nun insbesondere die Nebel- und schlechten Sichten Interesse finden und da von den Extremwerten außerdem die markantesten Ergebnisse zu erwarten waren, wurden die W_w - Werte noch für die schlechten und guten Sichten besonders zusammengefasst und zwar:

2). $$W_{w_3} = \frac{\sum_{R\cdot 1-100}^{V\leq 4} a}{N} \cdot 100$$

usw. für $V \leq 5$, $V \leq 7$ und $V \geq 8$.

Diese W_{w_3} - Werte, die nur eine besondere Zusammenfassung der W_{w_2} - Werte sind, geben die Wahrscheinlichkeit an, mit der bei einer bestimmten Windrichtung Nebel- bezw. schlechte Sicht oder aber gute Sicht auftritt.

Um nun auch das Zusammentreffen schlechter Sicht mit hoher Feuchtigkeit bezw. guter Sicht mit geringer Feuchtigkeit übersehen zu können, wurden noch aus den W_w - Werten folgende Zusammenfassungen gebildet:

3.) $$W_{w_4} = \frac{\sum_{R\cdot 90-100}^{V\leq 4} a}{N} \cdot 100 \quad \text{bezw.} \quad W_{w_4} = \frac{\sum_{R\cdot 0-49}^{V\geq 8} a}{N} \cdot 100$$

Dasselbe für $V \leq 5$ mit R = 90-100%, $V \leq 7$ mit R = 0 - 49%. Die W_{w_4} - Werte geben die Wahrscheinlichkeit an, mit der bei den einzelnen Windrichtungen Kombinationen zwischen schlechter Sicht und hoher Feuchte bezw. guter Sicht und geringer Feuchte auftreten. Was zunächst die W_{w_2} - Werte (Tabelle 3) angeht, so ist dazu zu sagen, daß sie die Möglichkeit geben, sich über die Verteilung der verschiedenen Sichtstufen bei den einzelnen Windrichtungen zu orientieren. Da in den W_{w_3} - Werten eine für die Praxis bestimmte besondere Zusammenfassung der W_{w_2} - Werte gegeben ist, wurde auf eine graphische Darstellung der W_{w_2} - Werte verzichtet.

Die W_{w_3} - Werte (Tabelle 4 , Tafel 2) geben nun entsprechend ihrer Zusammenfassung einen Überblick über die guten und schlechten Sichten.

Frankfurt/M:

Von allen Windrichtungen bringt der SW-Wind, daneben der S- und der NE-Wind am häufigsten schlechte Sicht. Aus unserer Betrachtung über die W_{w_1} - Werte für 90 - 100 % wissen wir nun aber, daß dieselben Windrichtungen am häufigsten hohe Feuchtigkeit aufweisen und daß dieselben Windrichtungen auch sehr stark an den Morgenterminen beteiligt sind. Es gehen also diese Maxima der Häufigkeit für schlechte Sicht letzten Endes, zum guten Teil wenigstens, auf die orographischen Verhältnisse der Beobachtungsstelle und ihrer Umgebung zurück.

Bezüglich der guten Sicht sei für Frankfurt nur der NW hervorgehoben, der ebenfalls aus dem W_{w_1} - Werten als am wenigsten mit hoher Feuchtigkeit bedacht, bekannt ist und dessen geringer Feuchtigkeitsgehalt, wie oben schon erwähnt wurde, zweifellos auf die Leewirkung des Taunus zurückzuführen ist. Auch hier also ein Einfluß der orographischen Verhältnisse.

Kassel:

Auch hier treten diejenigen Windrichtungen, die den stärksten Anteil an hoher Feuchtigkeit haben, besonders häufig mit schlechter Sicht hervor, die-

selben

Dieselben Windrichtungen,der N und der S-Wind, sind aber außerdem ebenso wie bei Frankfurt als typische Morgen- bezw. Abendwinde bekannt, so daß wir auch für Kassel einen Einfluss der orographischen Verhältnisse auf die Sicht feststellen können. Für den NW-Wind gilt Aehnliches wie bei Frankfurt/M.

Berlin:

Bei Berlin können wir einen ähnlichen Effekt wie bei Frankfurt und Kassel schon deshalb nicht erwarten, weil hier eine stärkere vertikale Gliederung der Erdoberfläche und demgemäß ein entsprechender Einfluß auf die Windrichtung fehlt. Die Zusammenhänge der schlechten Sicht mit hoher Feuchtigkeit sind jedoch durchaus noch gut erkennbar und zwar zeigen der NE-Wind und der S-Wind, die ja auch bei hoher Feuchtigkeit besonders hervortreten, am häufigsten Nebelsicht.

München:

Der NE-Wind, der auch bei hoher Feuchtigkeit ein Maximum aufweist, zeigt zwar auch bei den Nebelsichten einen stark hervortretenden Wert, jedoch zeigt der SW-Wind, der für München als feuchtester Wind gelten muß, kein Maximum bei den Nebelsichten, was sehr wahrscheinlich dadurch zu erklären ist, daß hier eine notwendige Vorbedingung für die Nebelbildung, nämlich die Kerne, fehlt. Die Tatsache aber, daß der NE-Wind ein Maximum aufweist, der ja auch als ausgesprochener Nacht- und Morgenwind bekannt ist, beweist wiederum die Bedeutung der orographischen Verhältnisse für die Sichtgestaltung.

Die W_{w_4} - Werte (Tabelle 5, Tafel 3) zeigen nun im großen und ganzen eine Aehnlichkeit im Gang von Windrichtung zu Windrichtung mit den W_{w_3}-Werten. Es gilt dies besonders für die schlechten und die Nebelsichten. Wenn wir die W_{w_3} und W_{w_4} - Werte bezüglich der Nebelsichten einmal vergleichen, so finden wir hier nicht nur eine starke Aehnlichkeit im Gang von Windrichtung zu Windrichtung, sondern auch eine starke Uebereinstimmung der Größe der entsprechenden Werte für die einzelnen Windrichtungen. Diese Feststellung ist ein Ausdruck für die Tatsache, daß schlechte Sicht und insbesondere Nebelsicht fast ausschließlich zusammen mit Feuchtigkeit oberhalb 90% auftreten. Entsprechend zeigt ein Vergleich von W_{w_3} und W_{w_4} bezüglich der guten Sicht, wie wenig eng die gute Sicht an geringe Feuchtigkeit gebunden ist.

Vergleicht man dagegen einmal die W_{w_4} - Werte für gute Sicht mit den W_{w_1} - Werten für Feuchtigkeit 0 - 49 %, so findet man hier wieder eine starke Uebereinstimmung im Gang und auch eine Aehnlichkeit der Werte nach ihrer Größe. Dies bedeutet, daß geringe Feuchtigkeit unter 50% fast immer mit guter Sicht verbunden ist.

Die W_{w_4} - Werte für die Nebelsichten zeigen zwar auch manche Aehnlichkeit im Gang mit den W_{w_1} - Werten für Feuchtigkeit 90 - 100%, doch sind sie ihrer Größe nach von diesen Werten wesentlich verschieden und wesentlich kleiner, wie ein Vergleich der Tafel 2 und 3 lehrt. Es heisst dies aber nichts anderes, als daß hohe Feuchtigkeit durchaus nicht immer schlechte Sicht oder Nebelsicht zu bringen braucht.

Diese Ergebnisse stellen zwar durchaus nichts Neues dar,- die hier besprochenen Tatsachen sind aus der praktischen Erfahrung bekannt - es erschien aber zweckmäßig, sie an Hand des vorhandenen Materials einmal, zunächst qualitativ zu belegen. Es wird später noch hierauf zurückzukommen sein.

Allgemein kann man aus diesen Betrachtungen über die W_{w_3} und W_{w_4} - Werte sagen, daß Beziehungen zwischen relativer Feuchtigkeit und Sicht vorhanden sind,daß diese Beziehungen aber, wie auch Peppler schon in seiner eingangs genannten

Untersuchung

Untersuchung gezeigt hat, für die geringe Feuchtigkeit und gute Sicht ganz anderer Art sind als für hohe Feuchtigkeit und schlechte Sicht.

IV. Die Verteilung der Sicht bei hoher bezw. niedriger Feuchtigkeit.

Für die Sichtgestaltung sind nun, abgesehen vom Sonnenstand, außer der Feuchtigkeit die Kerne maßgebend. Bei hoher Feuchtigkeit wird die Sicht desto schlechter sein, je mehr oder je größere Kerne vorhanden sind, je stärker die hygroskopischen oder elektrischen Eigenschaften der Kerne ausgebildet sind. Alle diese Eigenschaften wollen wir einmal zusammenfassen zu dem Begriff der "Kernsubstanz". Wir können dann kurz sagen: die Sicht wird bei hoher Feuchtigkeit desto schlechter sein je größer die Kernsubstanz ist; ohne dabei etwas Bestimmtes aussagen zu müssen, darüber, welche der oben genannten Eigenschaften nun besonders hervortreten.

Wenn wir nun einmal die Wahrscheinlichkeitszahlen berechnen dafür, daß bei einer bestimmten Windrichtung bei hoher Feuchtigkeit schlechte Sicht auftritt, so haben wir damit auch gleichzeitig Maßzahlen für die Kernsubstanz, wie sie von den verschiedenen Windströmungen herangeführt wird.

Die Wahrscheinlichkeitszahlen, die für eine bestimmte Windrichtung das Auftreten einer Sichtstufe bei einer bestimmten Feuchtigkeit angeben, haben folgende Form:

$$W_f = \frac{\sum_{V=0}^{V=0} a_{R=0-49}}{\sum_{V=0-9}^{V=0-9} a_{R=0-49}} \cdot 100$$

usw. für sämtliche V und Feuchtigkeitsbereiche.
(f als Index, weil die Zahl der möglichen Fälle durch die Häufigkeit des betreffenden Feuchtigkeitsbereiches gegeben ist).

Entsprechend den W_{w_4} - Werten wurden nun die W_f - Werte für Nebel- bezw. schlechte Sicht und für gute Sicht zusammengefaßt, so daß für diese Wahrscheinlichkeitszahlen, die als W_{f_4} bezeichnet wurden, die Zahl der günstigen Fälle dieselbe ist wie bei den W_{w_4} - Werten. Die Form dieser W_{f_4} - Werte ist demnach folgende:

$$W_{f_4} = \frac{\sum_{V=4}^{V=9} a_{R=90-100}}{\sum_{V=0-9}^{V=0-9} a_{R=90-100}} \cdot 100 \quad ; \quad W_{f_4} \frac{\sum_{V=7}^{V=9} a_{R=0-49}}{\sum_{V=0-9}^{V=0-9} a_{R=0-49}} \cdot 100$$

usw. für $V \geq 5$ und $R = 90 - 100\%$ und für $V \leq 8$ und $R = 0 - 49\%$.

Die W_{f_4} - Werte sind auf Tabelle 6 und Tafel 3 zusammengefasst. Schon ein oberflächlicher Vergleich mit den W_{w_3} und W_{w_4} - Werten zeigt, daß ganz andere Windrichtungen durch Maxima bevorzugt werden:

Frankfurt/M.:

Hier tritt bei $V \geq 4$ sehr deutlich die SE-Richtung mit einem Maximum hervor, bei $V \geq 5$ der S-Wind, gegenüber einem Minimum bei NW. Es besagt dies also, daß der SE bezw. der S-Wind am meisten Kernsubstanz von allen Windrichtungen in Frankfurt/M. hat, während der NW-Wind am wenigsten damit bedacht ist. Bekanntlich liegt nun der Flugplatz Frankfurt/M. so, daß bei SE-S-Wind Luftmassen herangeführt werden, die große Teile der Stadt, bezw. große Bahnhofsanlagen und ausgedehntes Fabrikgelände, passiert haben. Betrachtet man nun

einmal

einmal die W_{f_4} - Werte für V $\leqslant$ 8, so kann man feststellen, daß nicht nur der NW-Wind, was ja durchaus zu erwarten ist, ein Maximum aufweist, sondern auch vor allem der SE. Es ist dies aber kein Widerspruch zu den obigen Ausführungen, denn ein Maximum bei guter Sicht kann hier zweifellos doppelte Bedeutung haben. Einmal kann es ausdrücken einen Mangel an Kernsubstanz dann aber auch die Tatsache, daß die vorhandene Kernsubstanz, vielleicht auch durch besondere Ausprägung der hygroskopischen Eigenschaften, eine Luftmasse für Feuchtigkeit und Feuchtigkeitsänderungen sehr reaktionsfähig macht. Dies Letztere scheint beim SE-Wind in Frankfurt vorzuliegen. Der Vollständigkeit halber sei hier nur noch angemerkt, daß die Armut des NW-Windes an Kernsubstanz in Frankfurt/M. wohl auch noch hauptsächlich darauf zurückzuführen ist, daß durch das Uebersteigen des Taunus die aus NW kommenden Luftmassen stark gereinigt werden.

Kassel:

Hier können wir Aehnliches beobachten wie bei Frankfurt/M. Der S-Wind ist als Bringer schlechter Sicht bei hoher Feuchtigkeit stark zurückgetreten gegenüber dem N- und dem NE-Wind, die, von der Stadt und über Fabrikgegenden kommend, für den Kasseler Flugplatz offenbar den größten Reichtum an Kernsubstanz aufweisen. Außer dem NW-Wind zeigt auch hier der NE-Wind bei V $\leqslant$ 8 wieder ein auffallendes Maximum, das wohl auch auf eine besonders reaktionsfähige Kernsubstanz hindeutet.

Berlin:

Hier sind der E- und der S-Wind, bei V $\leqslant$ 5 der SE besonders durch Nebelsicht bezw. schlechte Sicht bei hoher Feuchtigkeit, d. h. also durch großen Reichtum an Kernsubstanz ausgezeichnet, die ebenfalls wieder herrührt aus der Stadt und aus großen Fabrikanlagen. Ein ähnliches ausgesprochenes Maximum für V $\leqslant$ 8 wie bei Frankfurt und Kassel ist bei SE vorhanden.

München:

Auch hier ist der SE-Wind diejenige Richtung, bei der die Luftmassen, über Stadt und Fabrikanlagen hinwegstreichend, besonders viel Kernsubstanz heranführen. Auch hier zeigt der SE neben anderen Richtungen bei V $\leqslant$ 8 einen sehr hohen Wert, der, ähnlich wie bei Frankfurt, Kassel und Berlin, auf eine hohe Reaktionsfähigkeit der von der Stadt und den Fabrikanlagen herstammenden Kernsubstanz hindeutet.

Es zeigt sich also, daß die W_{f_4} - Werte für schlechte Sicht und insbesondere die Nebelsicht wohl geeignet sind, ein relatives Maß für die Kernsubstanz abzugeben. Die Frage, welche besonderen Eigenschaften der Kernsubstanz bei den einzelnen Stationen und bei den verschiedenen Windrichtungen nun vorwiegend maßgebend sind, kann erst dann entschieden werden, wenn einmal längere Messreihen für die Kernsubstanz im Zusammenhang mit Windrichtung, relativer Feuchtigkeit und Sicht vorliegen.

Auf der Flugwetterwarte Frankfurt/M. wird nun seit über einem Vierteljahr regelmäßig 3 mal am Tage der Staubgehalt der Luft mit Hilfe des Aitken'schen Kernzählers zusammen mit Windrichtung und Stärke, relativer Feuchtigkeit und Sicht beobachtet. Es ist selbstverständlich, daß für spätere Untersuchungen auch auf die Windstärke Rücksicht genommen werden muß, worauf ja u. a. auch schon Peppler in seiner eingangs zitierten Arbeit hinweist. Ferner werden in Frankfurt/M. seit etwa einem Vierteljahr mit Hilfe des Israel'schen Ionenzählers gleichzeitig auch die schweren Ionen gemessen, so daß voraussichtlich in absehbarer Zeit die Möglichkeit besteht, etwas Näheres über die für die Sichtgestaltung wirksamsten Eigenschaften der Kernsubstanz auszusagen.

V. Relative Unterschiede der (W_w) und (W_f) - Werte zwischen den einzelnen benachbarten Windrichtungen.

Für eine vergleichende Betrachtung der oben behandelten W_w - und W_f - Werte zwischen den einzelnen Stationen war es erforderlich, das Beobachtungsmaterial so zu begrenzen, daß möglichst bei allen Stationen der Umfang der Beobachtungen aus den einzelnen Jahres- und Tageszeiten derselbe ist. Für die Jahreszeiten trifft dies bei den oben berechneten W_w und W_f - Werten bereits zu. Für die Tageszeiten jedoch, wie eingangs schon angemerkt wurde, ist dies nicht der Fall. Es wurden daher aus der großen Zahl der Beobachtungen bei allen Stationen so viel an Nachtbeobachtungen herausgenommen, als zu einer derartigen Angleichung erforderlich erschien.
Hierdurch reduziert sich die Gesamtzahl der Beobachtungen bei:

Frankfurt/M.	auf	6102
Kassel	"	4705
Berlin	"	7402
München	"	7270

Aus diesem reduzierten Beobachtungsmaterial wurden entsprechend wie weiter oben die W_w und W_f - Werte gebildet und zur Unterscheidung gegen die aus dem Gesamtmaterial berechneten Werte mit (W_w) und (W_f) bezeichnet.

Aus diesen (W_{w1}), (W_{w3}), (W_{w4}) und (W_{f4}) - Werten wurden nun die Unterschiede zwischen den einzelnen benachbarten Windrichtungen (außer Windstille) zu einem Wert zusammengefaßt, und, damit die entsprechenden Werte der einzelnen Stationen untereinander vergleichbar sein sollen, wurden diese Differenzbeträge als "relative Unterschiede" gebildet, d. h. es wurde vor Bildung der Differenzen jeder Einzelwert auf die Gesamtsumme des betreffenden (W_w) bezw. (W_f) - Wertes reduziert. Diese relativen Unterschiede erlauben nun, die Gesamtgröße der Differenzen von Feuchtigkeit, Sicht und Kernsubstanz zwischen den benachbarten Windrichtungen bei den einzelnen Stationen und damit ihre Ursachen zu erkennen. Sie sind zusammengefaßt auf Tabelle 7 und Tafel 4.

Relative Feuchtigkeit:

Es zeigt sich, was auch schon aus Tafel 2 erkennbar ist, daß die Unterschiede sowohl für hohe als auch für geringe Feuchtigkeit in Frankfurt/M. am größten, in Berlin dagegen am kleinsten sind. Dies entspricht durchaus den Erwartungen betreffend die Wirkung der orographischen Verhältnisse auf die relative Feuchtigkeit.

Kernsubstanz:

Bezüglich der schlechten Sicht bei hoher Feuchtigkeit bezw. guter Sicht bei geringer Feuchtigkeit oder, wie wir auch kurz sagen können, bezügl. der Kernsubstanz, steht an oberster Stelle Kassel, an unterster Stelle wiederum Berlin, dazwischen liegen Frankfurt/M. und München. Hier liegt offenbar im wesentlichen ein Effekt der Größe und Ausdehnung der den Flugplätzen benachbarten Großstädte vor.

Sicht:

Die Sicht als eine Erscheinungsform, die bedingt ist in der Hauptsache durch Feuchtigkeit und Kernsubstanz, zeigt auch in ihren relativen Unterschieden Werte, die sehr deutlich auf ihre Komponenten hindeuten, am stärksten aber auf die relative Feuchtigkeit.

VI. Vergleich der (W_w) und der (W_f) - Werte zwischen den einzelnen Stationen

Es liegt der Gedanke nahe, etwas aussagen zu wollen darüber, welche von den hier betrachteten Stationen die größte oder geringste relative Feuchtigkeit, die beste oder die schlechteste Sicht und welche die meiste Kernsubstanz aufzuweisen hat. Um diese Frage beantworten zu können, wurden aus dem Material der Häufigkeitszahlen, die zur Bildung der verschiedenen (W_w) - und der (W_{f4})- Werte dienten, für jede Station die Zahl der günstigen Fälle und die Zahl der möglichen Fälle über alle Windrichtungen zusammengefaßt und daraus Wahrscheinlichkeitszahlen gebildet, die entsprechend den (W_w) und (W_f) - Werten bezeichnet wurden mit:

$$(\bar{W}_{w1}),\ (\bar{W}_{w3}),\ \bar{W}_{w4})\ \text{und}\ (\bar{W}_{f4}).$$

($\bar{W}_{w1}$) ist demnach die Wahrscheinlichkeit, daß bei einer Station hohe oder niedrige relative Feuchtigkeit auftritt.

($\bar{W}_{w3}$) ist die Wahrscheinlichkeit, daß bei einer Station gute oder schlechte Sicht auftritt.

($\bar{W}_{w4}$) ist die Wahrscheinlichkeit, daß bei einer Station gute Sicht, kombiniert mit geringer Feuchte, bezw. schlechte Sicht kombiniert mit hoher Feuchte auftritt.

($\bar{W}_{f4}$) die Masszahl für die Kernsubstanz bei einer Station.

Diese Werte sind auf Tabelle 8 und Tafel 4 zusammengefaßt. Die Tafel 4 zeigt, daß Kassel diejenige Station ist, die am häufigsten von den hier betrachteten 4 Stationen hohe Feuchtigkeit aufweist, daß aber außerdem Kassel auch am wenigsten Kernsubstanz hat, und daß es trotz des hohen Anteils am Feuchtigkeitsbereich 90 - 100 % am wenigsten häufig mit schlechter Sicht bedacht ist. Die meiste Kernsubstanz hat offenbar Berlin (größte Stadt), den höchsten Wert an schlechter Sicht haben Frankfurt/M. und Berlin.

München zeigt bei den ($\bar{W}_{f4}$) - Werten für $V \leqq 5$ und $V \leqq 4$ Werte, die sehr hoch sind, also auch auf einen großen Reichtum an Kernsubstanz hindeuten. Außerdem aber hat München bei den $\bar{W}_{f4}$) - Werten für $V \leqq 8$ und $V \leqq 7$ Maxima, die, ähnlich wie dies früher schon bei der Betrachtung der Verhältnisse für die einzelnen Windrichtungen geschehen ist, darauf hindeuten, daß die Kernsubstanz von München bezüglich der Feuchtigkeit besonders reaktionsfähig ist.

An Hand der in diesem Kapitel behandelten Wahrscheinlichkeitszahlen läßt sich schließlich auch noch quantitativ etwas allgemein gültiges über die Zusammenhänge zwischen relativer Feuchtigkeit und Sicht aussagen. Betrachtet man nämlich die ($\bar{W}_{f4}$) - Werte für $V \leqq 7$, so erkennt man, daß sie für alle Stationen nahe an 100 % liegen. Dies bedeutet aber, daß, falls die relative Feuchtigkeit unterhalb 50 % liegt, die Wahrscheinlichkeit dafür, daß die Sicht in der Stufe 7 bezw. darüber liegt, größer ist als 95 %. Es ist wahrscheinlich, daß diese Zahl, abgesehen von besonderen Staub- und Rauchgebieten allgemeinere Gültigkeit hat. Bereits weiter oben in Kapitel III wurden die Zusammenhänge zwischen relativer Feuchtigkeit und Sicht erörtert und in qualitativer Hinsicht noch weitere Beziehungen aufgestellt. Gelegentlich einer späteren Untersuchung sollen auch noch weitere quantitative Beziehungen zwischen relativer Feuchtigkeit und Sicht erörtert werden.

VII. Zusammenfassung und Schluß

Es konnte gezeigt werden, Windrichtung und relative Feuchtigkeit, und damit auch die Sicht, sehr stark von den orographischen Verhältnissen abhängig sind, daß die Sicht außerdem von den lokalen Einflüssen, die die Kernart und den Kerngehalt der Luftmassen wesentlich mitbestimmen, eine beträchtliche Abhängigkeit zeigt. Insbesondere konnten auch die Zusammenhänge zwischen relativer Feuchtigkeit und Sicht beleuchtet werden.

Die Verwendung der hier berechneten Wahrscheinlichkeitszahlen ist nun in keiner Weise so gedacht, daß mit ihrer Hilfe ohne jedes andere Hilfsmittel etwa Sichtptognosen aufgestellt werden könnten. Die Bedeutung dieser Zahlen liegt vielmehr darin, daß sie bei Aufstellung der Sichtprognose, die stets auf Grund der Wetterlage zu erfolgen hat, einen Fingerzeig geben, wo z. B. besondere Gefahrenmomente liegen. Es sollen diese Wahrscheinlichkeitszahlen also ein Beitrag sein zu einer Flugklimatologie Deutschlands und insbesondere zu einer Klimatologie der deutschen Flughäfen.

Tabelle 1

W_t

Frankfurt a. M.

Termin	N	NE	E	SE	S	SW	W	NW	C
0500	3.9	28.7	2.5	0.5	1.6	25.4	9.2	3.3	24.9
0800	2.8	23.6	5.7	1.8	2.8	26.1	10.7	4.1	22.4
1100	4.5	18.2	7.4	4.3	3.6	27.4	15.3	6.8	12.5
1400	5.7	16.4	7.4	4.8	5.2	22.4	20.5	9.6	8.0
1700	6.1	14.5	5.9	4.2	5.6	21.5	21.8	15.4	4.9
1900	8.9	9.9	5.9	5.0	5.4	20.8	22.2	9.9	11.9
Tag	4.7	19.0	6.4	3.6	4.0	24.8	16.2	7.9	13.5

Kassel

0800	7.3	5.8	3.3	2.6	13.8	32.2	7.2	5.8	22.0
1100	9.3	6.1	5.8	4.2	13.6	34.2	8.9	6.9	11.0
1400	9.8	7.2	6.5	5.1	10.8	32.5	12.4	9.2	6.5
1700	12.2	8.7	6.1	5.2	11.6	25.8	8.8	12.9	8.7
1900	9.8	8.1	6.2	5.7	13.0	22.8	9.7	8.3	16.4
Tag	9.4	7.0	5.5	4.4	12.6	30.2	9.3	8.1	14.5

Berlin

0200	5.3	7.5	12.3	10.2	8.6	13.4	17.7	9.0	15.5
0500	5.2	7.6	10.3	6.3	5.4	14.2	20.1	10.6	20.3
0800	4.3	5.8	11.1	10.6	12.9	16.4	19.7	8.7	10.5
1100	4.9	4.9	11.3	9.2	15.0	19.6	22.0	10.4	2.7
1400	5.6	5.6	10.5	8.9	12.9	16.9	25.4	11.8	2.3
1700	8.4	5.3	8.5	8.4	9.8	12.4	27.8	16.1	3.3
1900	6.5	10.3	12.7	6.4	6.8	12.5	22.0	12.0	10.8
Tag	5.5	6.0	10.9	9.2	11.6	16.2	22.0	10.8	7.8

München

0200	2.4	8.9	6.2	3.2	5.1	19.1	16.1	2.7	36.3
0500	2.3	3.9	7.7	2.2	6.6	23.6	21.8	4.1	28.0
0800	2.4	4.6	12.6	5.8	6.8	17.0	26.3	5.4	19.1
1100	4.8	3.9	22.0	5.9	3.1	6.8	33.9	12.6	7.0
1400	9.0	5.9	24.3	4.5	2.2	5.0	30.3	13.8	4.9
1700	10.6	4.1	25.9	3.3	2.9	5.5	23.7	16.4	7.6
1900	7.4	5.0	22.8	5.0	3.6	8.5	23.9	10.9	12.9
Tag	5.9	5.1	18.9	4.7	4.9	10.6	26.3	10.1	13.5

Tabelle 2

W_{w_1}

Frankfurt/M.

	N	NE	E	SE	S	SW	W	NW	C
0 - 49 %	13	7	20	22	9	3	7	11	4
50 - 79 %	45	34	47	42	37	29	52	54	17
80 - 89 %	19	27	17	15	17	24	20	22	19
90 - 100 %	23	32	16	21	37	44	21	13	60

Kassel

0 - 49 %	2	5	5	6	3	2	2	1	2
50 - 79 %	41	45	48	49	26	30	38	45	24
80 - 89 %	20	20	21	17	20	31	24	28	23
90 - 100 %	37	30	26	28	51	37	36	26	51

Berlin

0 - 49 %	11	8	12	15	13	9	8	10	3
50 - 79 %	42	36	46	38	33	34	38	40	22
80 - 89 %	17	24	18	19	20	22	24	21	18
90 - 100 %	30	32	24	28	34	35	30	29	57

München

0 - 49 %	14	11	16	9	7	2	5	12	3
50 - 79 %	45	39	47	42	35	29	41	45	20
80 - 89 %	16	16	13	17	21	26	21	15	15
90 - 100 %	25	34	24	32	37	43	33	28	62

Tabelle 3

W_{w_2}

Frankfurt/M.

Sicht	N	NE	E	SE	S	SW	W	NW	C
0	0.3	0.2	-	-	-	0.4	-	0.2	5.1
1	-	0.1	-	0.4	0,4	0.1	0,2	-	4.4
2	1,3	0.7	0.5	-	1.2	1.4	0.3	0.2	6.4
3	1.7	1.1	0.2	2.1	2.7	2.9	1.9	0.2	8.3
4	3.7	5.1	3.9	3.9	6,2	7.4	3.7	1.0	14.0
5	9.3	12,5	11.1	10.6	15,1	16,6	6,7	5.2	19.8
6	17.6	23,0	24.6	25.8	34.9	30,7	22.2	17.2	23.1
7	29.2	31.4	32.0	28.2	23.2	26.3	34.8	37.2	14.3
8	31.6	20.0	20,5	24.0	14,0	11.4	24.5	33.5	4.2
9	5.3	6,0	7.2	5.1	2.3	2.7	5.7	5.3	0.4

Kassel

0	0,2	-	-	-	-	0.2	-	-	3.0
1	-	0.3	-	0.4	0,6	0.1	0,2	-	4.3
2	-	0.3	-	0.4	0.5	0.2	0.6	-	3.1
3	0,6	0.9	1.0	0.9	1.4	0.8	-	1.0	3.4
4	5.3	3.3	2.1	1.7	2.6	2.7	3.3	1.2	8.7
5	11.9	7.5	7.4	4.8	7.6	6.9	3.9	4.5	16.2
6	21.4	23.4	23.4	23.9	33.1	31.0	26.0	23.8	26.0
7	41.5	42.7	39.3	37.8	37.8	44.3	47.7	47.7	27.6
8	18.1	18.7	24.8	28.7	15.5	12.7	17.2	18.8	6.9
9	1.9	3.0	1.9	1.4	1.0	1.1	1.2	3.0	0.8

Berlin

0	-	0,2	0,1	0,9	1,2	0,1	0,1	-	2,3
1	0,2	0,5	0,2	0,3	0,6	0,3	0,3	-	1,6
2	1,0	0,2	0,7	1,3	1,6	0,7	0,5	o,1	3,8
3	2,2	2,8	2,6	1,6	2,2	1,7	0,9	2,3	7,9
4	8,8	11,7	6,5	6,1	7,2	5,5	5,9	3,7	11,0
5	12,5	13,4	11,3	12,3	13,4	11,8	8,2	9,3	15,4
6	25,0	23,6	25,0	23,2	23,4	25,8	19,7	21,4	23,2
7	29,8	29,1	30,3	29,2	31,4	34,6	35,0	34,1	24,0
8	16,3	14,5	18,6	17,9	14,7	15,9	24,2	23,4	9,7
9	4,2	4,o	4,7	7,2	4,3	3,4	5,2	5,6	1,1

München

0	0,2	0,6	0,2	0,4	0,3	-	o,1	-	2,9
1	0,9	1,2	1,5	1,3	-	0,4	0,4	0,4	3,6
2	2,1	3,9	1,7	2,6	1,6	1,5	0,6	1,9	5,7
3	2,7	5,1	2,5	6,3	3,8	3,0	2,9	2,6	9,0
4	5,9	12,3	6,7	9,1	12,3	12,0	5,3	4,3	18,0
5	10,3	11,7	12,8	13,7	13,8	13,7	1,5	11,7	18,4
6	18,7	18,3	16,7	16,7	24,5	21,0	18,3	20,0	18,1
7	24,5	21,5	22,8	19,7	14,8	21,0	23,9	22,4	13,8
8	26,7	21,9	25,6	14,6	10,7	11,1	19,5	25,2	5,8
9	8,0	3,5	9,5	15,6	18,2	16,5	18,5	11,5	3,8

Tabella 3

R_{eq}

Frankfurt/M.

Stabt	N	NE	E	SE	S	SW	W	NW	C
0	0.3	0.2	-	-	-	0.4	-	0.2	5.1
1	-	0.1	-	0.4	0.4	0.1	0.2	-	4.4
2	1.3	0.7	0.3	-	1.2	1.4	0.3	0.2	6.4
3	1.7	1.1	0.2	2.1	2.7	2.9	1.9	0.2	8.3
4	3.7	5.1	3.9	3.9	6.2	7.4	3.7	1.0	14.0
5	9.3	12.3	11.1	10.6	15.1	16.6	6.7	5.2	19.8
6	17.6	23.0	24.6	25.8	34.9	30.7	22.2	17.2	23.1
7	29.2	31.4	32.0	28.2	23.2	26.3	34.8	37.2	14.3
8	31.6	30.0	20.3	24.0	14.0	11.4	24.5	33.3	4.2
9	5.3	6.0	7.2	3.1	2.3	2.7	3.7	3.3	0.4

Kassel

0	0.2	-	-	-	-	0.2	-	-	3.0
1	-	0.3	-	0.4	0.6	0.1	0.2	-	4.3
2	-	0.3	-	0.4	0.3	0.2	0.6	-	3.1
3	0.6	0.3	1.0	0.9	1.4	0.8	-	1.0	7.4
4	3.3	3.3	2.1	1.7	2.6	2.7	3.3	1.2	8.7
5	11.9	7.3	7.4	4.8	7.6	6.9	3.9	4.3	16.2
6	21.4	23.4	23.4	23.9	33.3	31.0	26.0	23.8	26.0
7	41.3	42.7	33.3	37.8	37.8	44.3	47.7	47.7	27.6
8	16.1	16.7	24.8	28.7	23.3	12.7	17.2	18.8	6.3
9	1.3	3.0	1.3	1.4	1.0	1.1	1.2	3.0	0.8

Berlin

0	-	0.2	0.1	0.3	1.2	0.1	0.1	-	2.3
1	0.2	0.3	0.2	0.3	0.8	0.3	0.3	-	1.6
2	1.0	0.2	0.7	1.3	1.6	0.7	0.3	0.1	3.8
3	2.2	2.8	2.3	1.6	2.2	1.7	0.9	2.3	7.3
4	8.8	11.7	6.3	6.1	7.2	5.3	5.3	3.7	11.0
5	12.3	13.4	11.3	12.3	13.4	11.8	8.2	6.3	13.4
6	23.0	23.6	23.0	23.2	23.4	23.8	19.7	21.4	23.2
7	29.8	29.1	30.3	29.2	31.4	34.3	33.0	34.1	24.0
8	16.3	14.3	18.6	17.9	14.7	13.3	24.2	23.4	9.7
9	4.2	4.0	4.7	7.2	4.3	3.4	3.2	3.6	1.1

Muenchen

0	0.2	0.6	0.2	0.4	0.3	-	0.1	-	2.3
1	0.3	1.2	1.3	1.3	-	0.4	0.4	0.4	3.6
2	2.1	3.3	1.7	2.6	1.3	1.3	0.6	1.3	5.7
3	2.7	5.1	2.3	6.3	3.8	3.0	2.3	2.6	9.0
4	5.3	12.3	6.7	9.1	12.3	12.0	5.3	4.3	18.0
5	10.3	11.7	12.3	13.7	13.8	13.7	7.3	11.7	18.4
6	16.7	18.3	16.7	16.7	24.3	21.0	18.3	20.0	18.1
7	24.3	21.3	22.8	19.7	14.8	21.0	23.3	23.4	13.8
8	26.7	23.3	25.6	24.6	20.7	11.1	18.3	23.2	5.8
9	8.0	3.3	3.8	13.6	18.2	16.3	18.3	11.3	3.8

Tabelle 4

W_{w_3}

Frankfurt a. M.

Sicht	N	NE	E	SE	S	SW	W	NW	C
4 und weniger	7.0	7.1	4.6	6.5	10.5	12.0	6.0	1.6	38.0
5 " "	16.3	19.6	15.7	16.7	25.6	28.6	12.8	6.7	57.9
7 " mehr	66.3	57.5	59.5	57.5	38.8	40.5	65.0	76.0	19.0
8 " "	37.0	26.1	27.7	29.2	16.3	14.1	30.2	38.8	4.8

Kassel

4 und weniger	6.1	4.7	3.2	3.5	5.0	3.9	4.1	2.2	22.6
5 " "	16.8	12.1	10.5	8.3	12.6	10.9	8.0	6.6	38.9
7 " mehr	61.4	64.5	66.1	68.0	54.3	58.0	65.9	70.0	35.0
8 " "	19.9	21.8	26.6	30.0	16.5	13.9	18.4	22.1	7.5

Berlin

4 und weniger	12.1	15.4	10.1	9.7	12.7	9.4	7.6	6.1	26.7
5 " "	24.7	28.8	21.4	22.5	26.1	20.2	15.8	15.4	42.0
7 " mehr	50.3	47.7	53.8	54.1	50.5	53.9	64.4	63.0	34.6
8 " "	20.5	18.5	23.5	24.9	19.2	19.3	29.4	29.0	10.7

München

4 und weniger	11.7	23.2	12.5	19.8	17.8	17.0	8.9	9.3	40.0
5 " "	22.0	34.8	25.4	33.2	31.6	31.0	20.2	20.9	58.4
7 " mehr	59.2	46.9	57.8	49.8	44.0	49.5	62.0	59.0	23.2
8 " "	34.6	25.4	35.0	30.1	29.1	27.8	37.6	36.4	9.5

Tabelle 4

Windrichtungen

Frankfurt a. M.

Stadt	N	NE	E	SE	S	SW	W	NW	C
4 und weniger	7.0	7.1	4.6	6.5	10.5	12.0	6.0	1.6	38.0
5 " "	16.3	19.6	15.7	16.7	25.6	28.6	12.8	6.7	37.9
7 " mehr	66.3	37.3	39.5	37.5	38.8	40.5	69.6	76.0	19.0
8 " "	37.0	26.1	27.7	29.2	16.3	14.1	30.2	38.8	4.8

Kassel

4 und weniger	6.1	4.7	3.2	3.5	5.0	3.9	4.1	2.2	22.6
5 " "	16.8	12.1	10.5	8.3	12.6	10.9	8.0	6.6	38.9
7 " mehr	61.4	64.5	66.1	68.0	54.3	58.0	65.9	70.0	35.0
8 " "	19.9	21.8	26.6	30.0	16.5	15.9	18.4	22.1	7.5

Berlin

4 und weniger	12.1	15.4	10.1	9.7	12.7	9.4	7.6	6.1	26.7
5 " "	24.7	28.8	21.4	22.5	26.1	20.2	15.8	15.4	42.0
7 " mehr	50.3	47.7	53.8	54.1	50.5	55.9	64.4	63.0	34.6
8 " "	20.5	18.5	25.5	24.9	19.2	19.3	29.4	29.0	10.7

Wiesbaden

4 und weniger	11.7	29.2	12.5	19.8	17.8	17.0	8.9	9.5	40.0
5 " "	22.0	34.8	25.4	33.2	31.6	31.0	20.2	20.9	58.4
7 " mehr	59.2	46.9	57.8	49.8	44.0	49.5	62.0	59.0	23.2
8 " "	34.6	25.4	35.0	30.1	29.1	27.8	37.6	36.4	9.5

Tabelle 5

W_{w_4}

Frankfurt a. M.

Sicht	N	NE	E	SE	S	SW	W	NW	C
4 und weniger	5.0	6.2	3.6	6.0	9.7	10.9	5.5	0.8	35.0
5 " "	11.3	14.9	8.9	10.7	20.6	23.8	9.8	3.5	46.6
7 " "	12.7	7.2	19.0	22.2	8.1	2.7	6.4	10.4	3.5
8 " "	10.0	5.5	12.1	17.6	4.7	1.5	3.8	7.3	1.5

Kassel

4 und weniger	5.5	4.1	3.2	2.6	4.9	3.5	3.3	1.9	22.4
5 " "	14.9	8.6	8.1	5.7	11.3	8.8	5.7	5.0	33.2
7 " mehr	1.8	4.7	4.9	6.1	2.7	1.5	2.1	0.9	2.2
8 " "	1.2	3.9	3.5	4.4	1.4	0.8	1.6	0.9	1.1

Berlin

4 und weniger	9.6	10.2	8.2	8.7	11.6	7.9	6.9	4.5	23.5
5 " "	16.8	16.9	13.0	16.7	19.6	16.1	12.8	11.5	33.3
7 " mehr	10.8	9.3	11.7	14.8	12.5	8.8	8.0	10.0	2.9
8 " "	7.8	5.7	8.2	11.2	9.0	6.3	5.7	7.6	1.5

München

4 und weniger	8.8	16.4	10.0	16.0	11.2	11.8	7.1	8.1	33.7
5 " "	15.0	23.4	16.2	23.1	18.3	20.2	14.5	15.4	45.0
7 " mehr	14.0	10.7	16.1	8.6	5.9	2.4	5.5	11.3	2.8
8 " "	12.0	9.4	13.8	7.3	4.6	1.8	4.6	9.1	1.9

Tabelle 6

W_{f_4}

Frankfurt a. M.

4 und weniger	21.1	19.2	25.4	29.1	26.2	24.8	26.2	5.9	58.5
5 " "	48.0	46.2	53.6	52.1	55.7	54.0	47.0	26.4	77.7
7 " mehr	97.5	98.9	97.3	100.0	91.2	89.5	97.0	92.7	86.3
8 " "	77.0	71.3	61.5	79.0	52.0	51.2	58.6	64.8	36.1

Kassel

4 und weniger	15.1	13.9	11.8	9.4	9.6	9.2	9.3	7.1	43.4
5 " "	40.8	28.8	30.3	20.3	20.1	23.2	16.3	18.7	65.7
7 " mehr	90.3	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	90.7	100.0	93.5
8 " "	60.0	82.5	71.5	71.5	50.0	54.2	72.7	100.0	50.0

Berlin

4 und weniger	31.4	32.2	35.6	31.0	34.1	22.7	23.3	16.2	41.2
5 " "	55.0	53.3	56.3	60.0	57.8	46.5	43.0	41.2	58.5
7 " mehr	94.6	96.0	96.2	97.3	98.5	97.8	97.5	99.0	100.0
8 " "	68.9	65.4	67.3	73.5	71.0	70.5	69.5	76.5	52.5

München

4 und weniger	34.9	47.9	42.0	52.4	30.1	27.3	21.8	28.4	54.4
5 " "	59.5	68.2	68.0	72.8	49.2	46.6	44.6	53.5	73.0
7 " mehr	99.0	96.5	98.0	97.1	88.5	100.0	100.0	97.0	100.0
8 " "	85.0	85.0	83.9	82.4	69.2	83.0	83.5	78.0	87.5

Tabelle 7

Relative Unterschiede.

(W_{w_1}) Feuchtigkeit

	Frankfurt/M.	Kassel	Berlin	München
1 - 49 %	50.0	41.6	18.2	32.5
90 - 100 %	38.0	24.4	12.9	15.2

(W_{w_3}) Sicht

Sicht 8 u. mehr	23.9	23.6	15.0	9.4
" 4 u. weniger	43.1	29.6	23.3	34.9
" 5 u. "	30.5	22.1	19.6	19.3

(W_{w_4}) gute Sicht kombiniert mit geringer Feuchtigkeit

Sicht 8 u. mehr	58.3	51.9	28.2	31.2

(W_{w_4}) schlechte Sicht kombiniert mit hoher Feuchtigkeit

Sicht 4 u. weniger	47.9	41.7	24.0	34.2
" 5 u. weniger	44.8	37.6	19.3	20.5

(W_{f_4}) gute Sicht bei geringer Feuchtigkeit

Sicht 8 u. mehr	14.2	16.2	4.0	6.4

(W_{f_4}) schlechte Sicht bei hoher Feuchtigkeit

Sicht 4 u. weniger	21.1	24.8	12.9	22.7
" 5 u. "	12.1	19.5	6.1	12.0

Tabelle 8

Wahrscheinlichkeitszahlen für das Auftreten geringer und hoher Feuchtigkeit, guter und schlechter Sicht, guter und schlechter Sicht kombiniert mit geringer bezw. mit hoher Feuchtigkeit, sowie guter und schlechter Sicht bei gringer, bezw. bei hoher Feuchtigkeit für die Stationen:

($\bar{W}_{w_1}$) Feuchtigkeit

1 - 49 %	8.1	2.7	12.5	10.9
90 - 100%	31.4	35.9	26.4	26.6

($\bar{W}_{w_3}$) Sicht

Sicht 7 u. mehr	50.5	60.3	53.7	59.3
" 8 u. mehr	22.7	18.5	23.9	37.3
" 4 u. weniger	12.1	6.4	12.0	11.5
" 5 u. weniger	24.8	14.3	23,3	22.8

($\bar{W}_{w_4}$) gute Sicht kombiniert mit geringer Feuchtigkeit

Sicht 7 u. mehr	7,7	2.6	12.2	10.8
" 8 u. mehr	5.2	1.7	8.8	9.1

($\bar{W}_{w_4}$) schlechte Sicht kombiniert mit hoher Feuchtigkeit

Sicht 4 u. weniger	10.7	5.9	10,2	9.4
" 5 u. weniger	19.1	13.5	16.8	16.0

($\bar{W}_{f_4}$) gute Sicht bei geringer Feuchtigkeit

Sicht 7 u. mehr	95.5	97.7	97.3	99.5
" 8 u. mehr	63.8	65.1	70.3	83.5

(W_{f_4}) schlechte Sicht bei hoher Feuchtigkeit

Sicht 4 u. weniger	34.1	16.5	38.6	34.9
" 5 4. weniger	60.1	37.6	63.8	59.5

T a f e l 1

Die Verteilung der Windrichtungen zu den einzelnen Tageszeiten

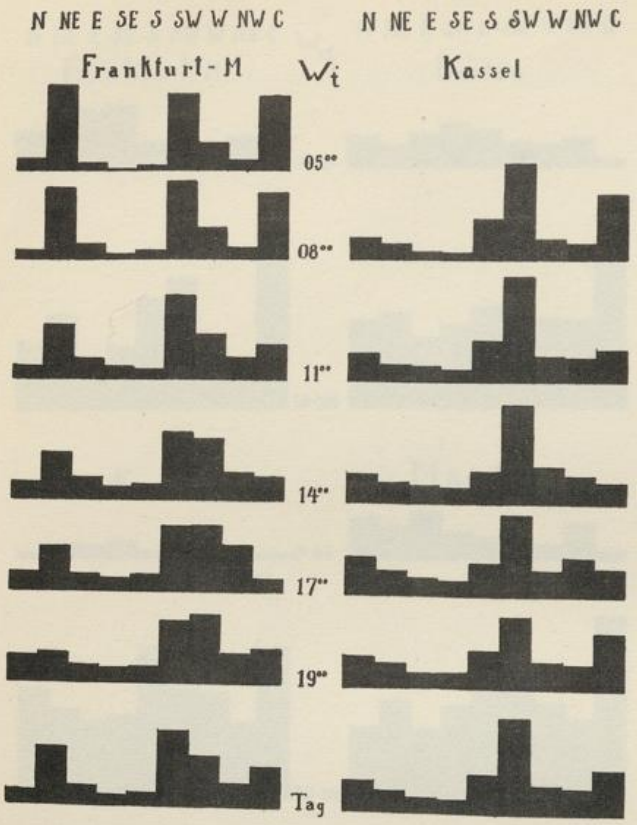


Fig. 1

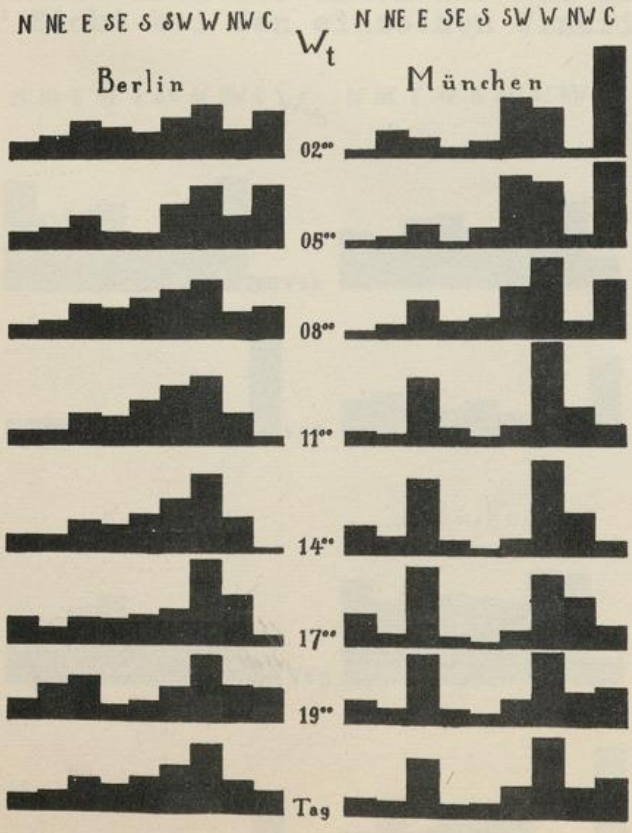


Fig. 2

T a f e l 2

Die Verteilung der relativen Feuchtigkeit auf die einzelnen Windrichtungen

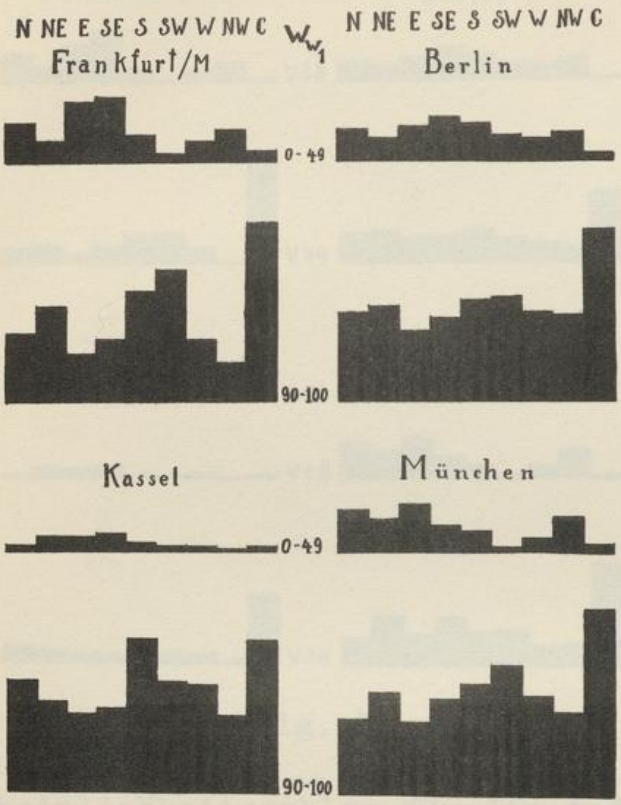


Fig. 1

Wahrscheinlichkeitszahlen für das Auftreten schlechter bezw. guter Sicht bei den einzelnen Windrichtungen

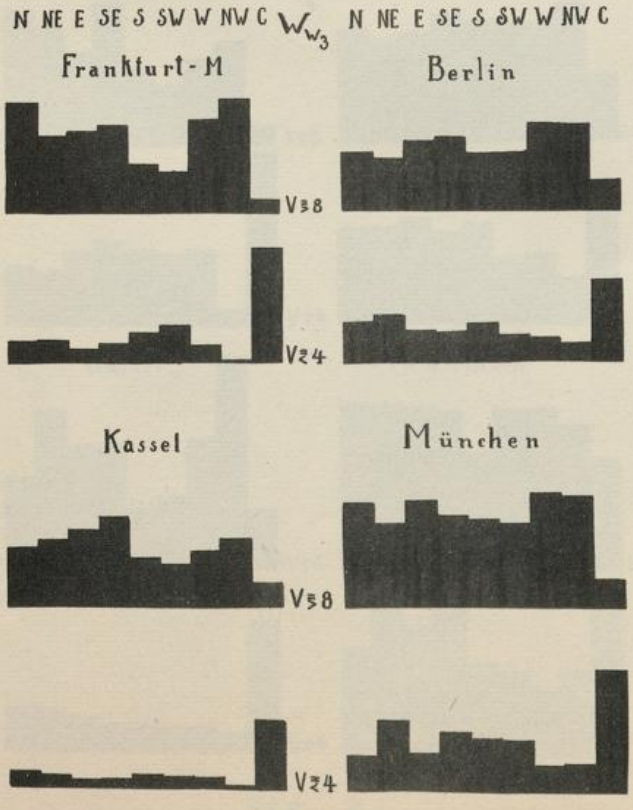
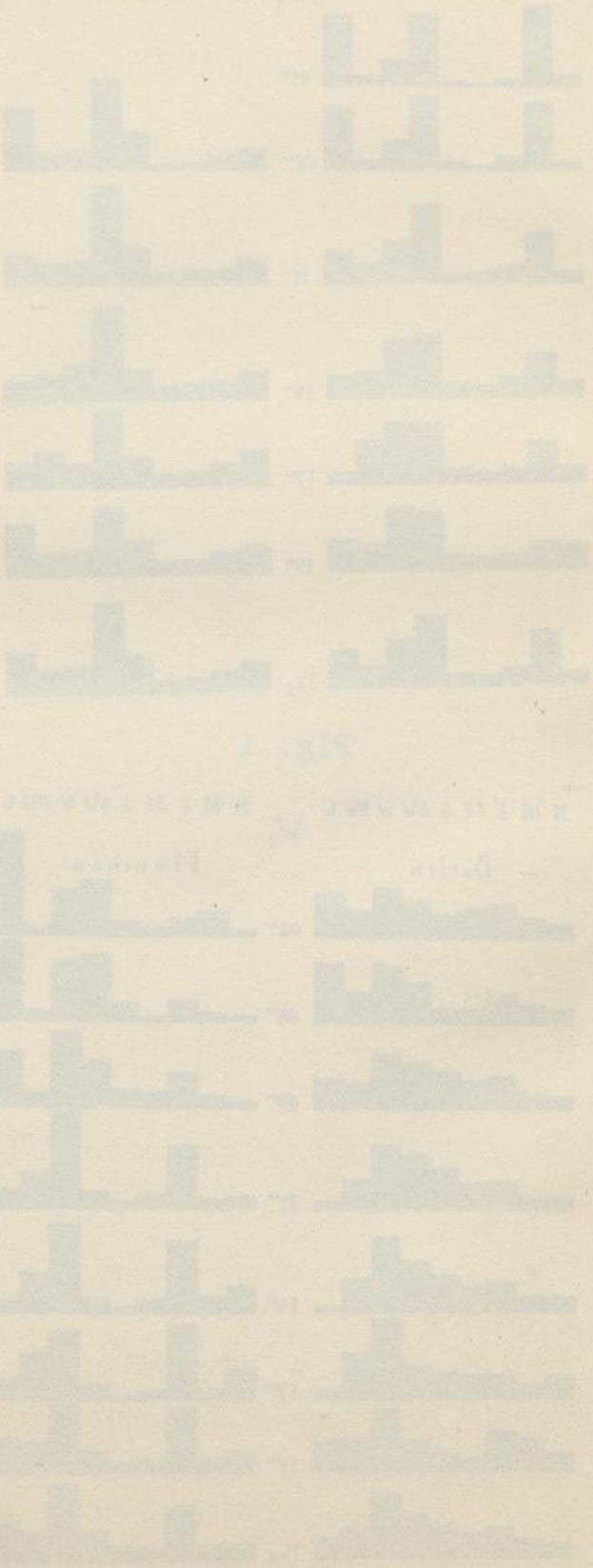


Fig. 2



Tafel 2

Die Verteilung der relativen Feuchtigkeit auf die einzelnen Windrichtungen

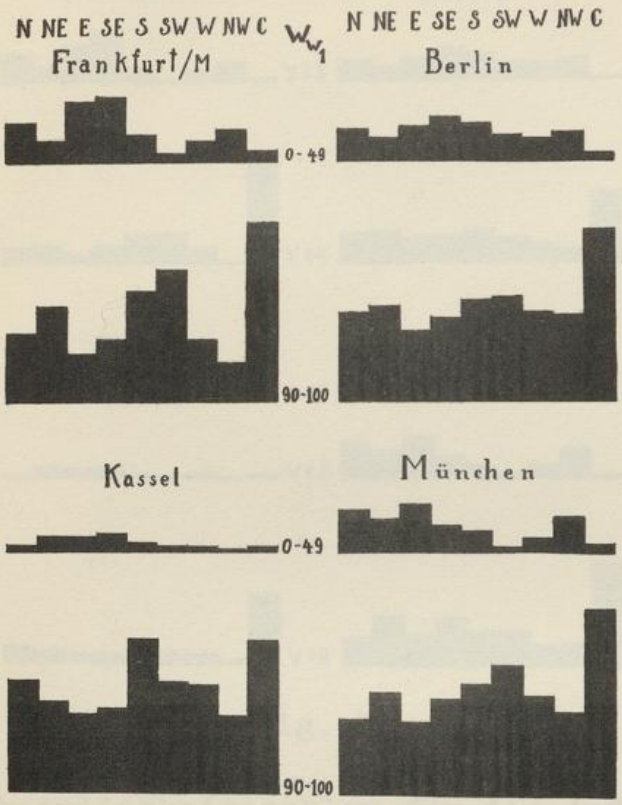


Fig. 1

Wahrscheinlichkeitszahlen für das Auftreten schlechter bezw. guter Sicht bei den einzelnen Windrichtungen

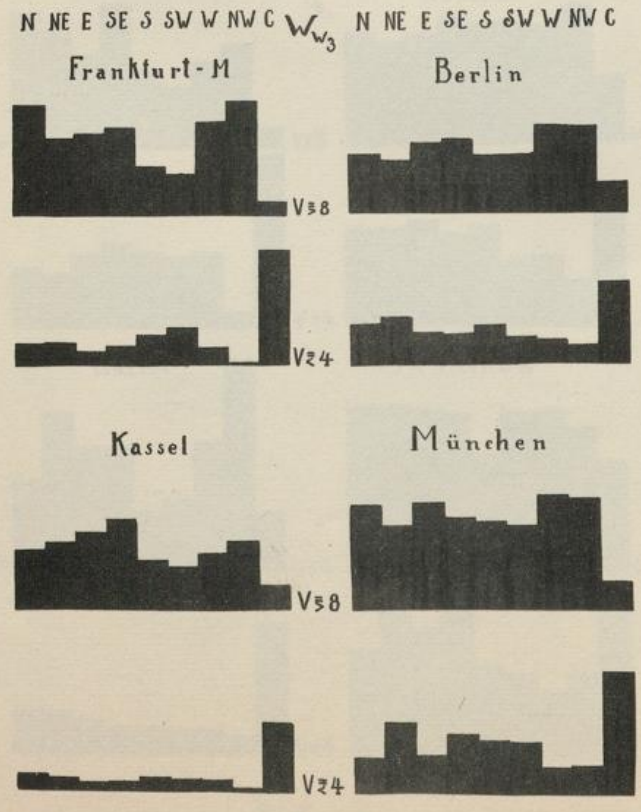


Fig. 2

T a f e l 3

Wahrscheinlichkeitszahlen für das Auftreten von Kombinationen zwischen schlechter Sicht und hoher Feuchtigkeit bezw. guter Sicht und geringer Feuchtigkeit bei den einzelnen Windrichtungen.

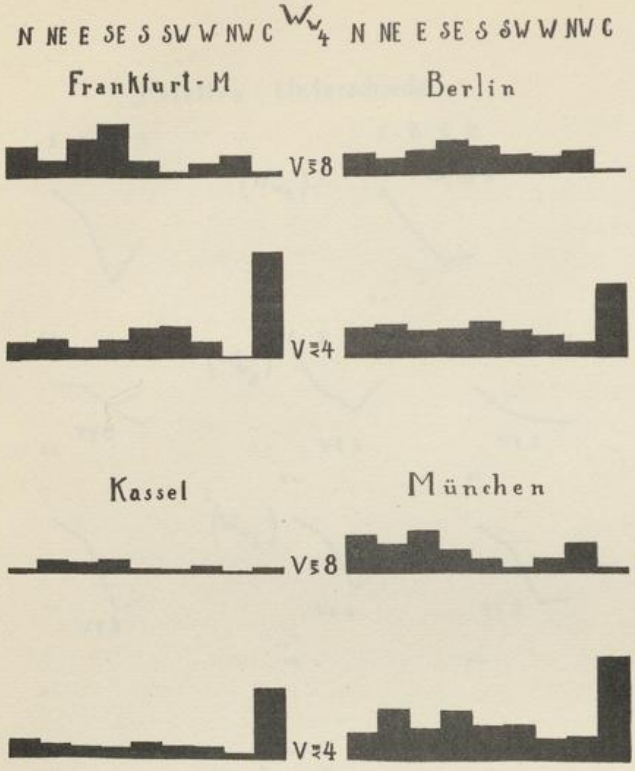


Fig. 1

Wahrscheinlichkeitszahlen für das Auftreten schlechter Sicht bei hoher Feuchtigkeit bezw. guter Sicht bei geringer Feuchtigkeit.

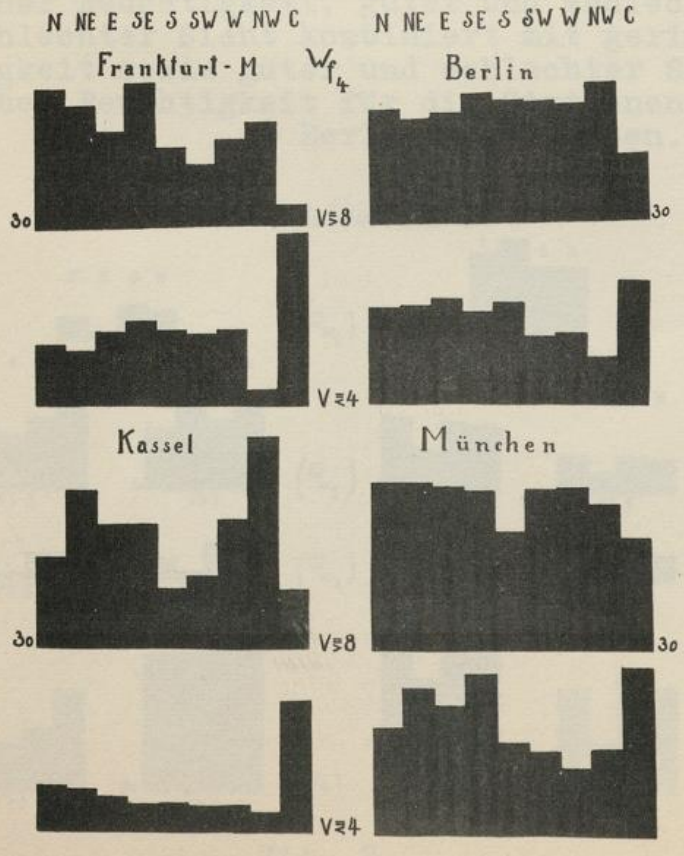


Fig. 2

Tafel 4

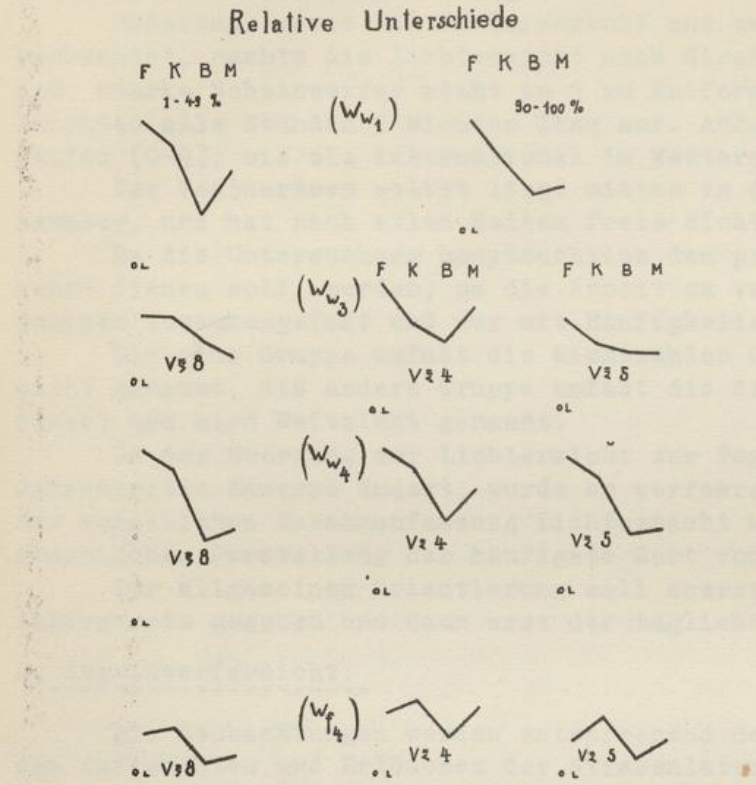


Fig. 1

Wahrscheinlichkeitszahlen für das Auftreten geringer und hoher Feuchtigkeit, guter und schlechter Sicht, guter und schlechter Sicht kombiniert mit geringer bezw. hoher Feuchtigkeit sowie guter und schlechter Sicht bei geringer bezw. hoher Feuchtigkeit für die Stationen Frankfurt/M, Kassel, Berlin und München.

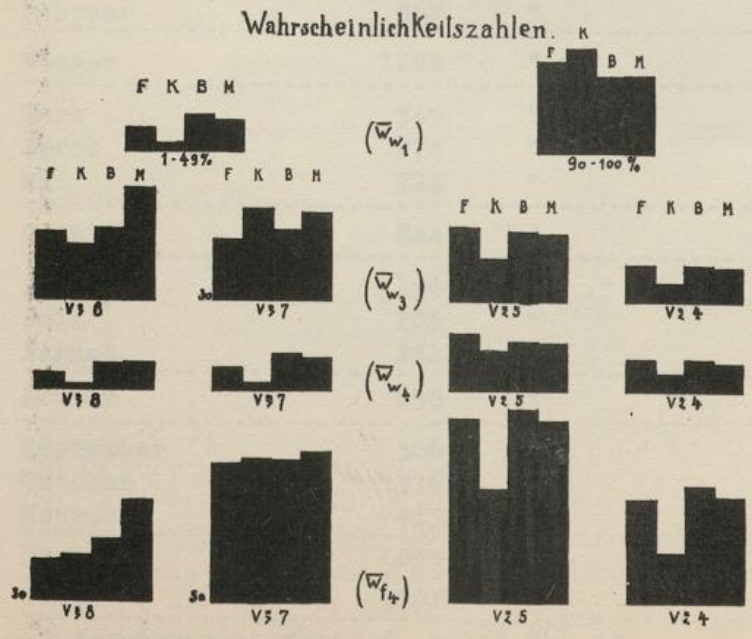


Fig. 2

Der Gang der Tag- und Nachtsicht

Dr. W. Stöbe, Fürth

Bereits in einem anderen der Erfahrungsberichte *) wurde ein Teil der stündlichen Beobachtungen des Vestnerturms zu Nürnberg veröffentlicht. Die Beobachtungen konnten weiter über das ganze Jahr ausgedehnt werden, so daß nun ein lückenloses stündliches Material vorliegt. Gleichzeitig wurden auch die Scheinwerferbeobachtungen fortgesetzt.

Untertags wurde die Konturensicht und zwar nach vier Himmelsrichtungen beobachtet, nachts die Lichtersicht nach Straßenlampen usw. Der ca. 180 000 H.K. starke Scheinwerfer steht in 9 km Entfernung vom Beobachtungsort und leuchtet alle Stunden 5 Minuten lang auf. Aufgezeichnet wird die Sicht nach Stufen (0-9), wie sie international im Wetterschlüssel üblich sind.

Der Vestnerturm selbst liegt mitten in der Stadt, ca. 50 m über dem Häusermeer, und hat nach allen Seiten freie Sicht.

Da die Untersuchung hauptsächlich den praktischen Zwecken des Luftverkehrs dienen soll, wurden, um die Arbeit zu vereinfachen, die Sichtzahlen zu Gruppen zusammengefaßt und nur mit Häufigkeitswerten gearbeitet.

Die eine Gruppe umfaßt die Sichtzahlen 0 bis 4 (0-1 km) und wird Nebelsicht genannt, die andere Gruppe umfaßt die Sichtzahlen 7 bis 9 (10 km und darüber) und wird Weitsicht genannt.

Da der Übergang der Lichtersicht zur Tagessicht sich ja entsprechend der Jahreszeiten dauernd ändert, wurde so verfahren, daß bei Stunden, in denen bei der monatlichen Zusammenfassung Lichtersicht und Tagessicht vorkommt, bei der graphischen Darstellung der häufigste Wert von beiden übernommen wurde.

Zur allgemeinen Orientierung soll zuerst eine Übersicht der Monats- und Jahreswerte gegeben und dann erst der tägliche Gang abgeleitet werden.

A. Scheinwerfersicht:

Die Beobachtungen werden entsprechend der Lichtersicht angestellt, d. h. das Aufleuchten und Erlöschen der Straßenlaternen war auch für die Beobachtung des Scheinwerfers maßgebend, so daß natürlich immer eine gewisse subjektive Spanne bei Beurteilung der Scheinwerfersicht in den Dämmerungszeiten vorhanden ist.

Eine allgemeine Zusammenfassung der Scheinwerfersichtbeobachtungen hatten folgende Ergebnisse:

	Mögliche Beobachtungen		Ausgefallen		Ausfall in Prozenten
Dezember	397	Stunden	103	Stunden	26 %
Januar	443	"	71	"	16 %
Februar	362	"	88	"	24 %
Winter	1202	"	262	"	22 %
März	349	"	10	"	3 %
April	274	"	5	"	2 %
Mai	221	"	2	"	1 %
Frühling	844	"	17	"	2 %
Juni	194	"	2	"	1 %
Juli	205	"	3	"	2 %
August	251	"	1	"	1 %
Sommer	650	"	6	"	1 %
September	306	"	34	"	11 %
Oktober	376	"	45	"	12 %
November	413	"	90	"	29
Herbst	1095	"	169	"	18 %
Jahr	3791	"	454	"	12 %

*) Erfahrungsberichte 6. Folge Nr. 13

Man sieht auf den ersten Blick, daß Winter und Herbst zusammengehörige Werte haben, ebenso Frühlung und Sommer. Während Frühling und Sommer nur geringen Ausfall haben, steigt dieser in den Herbst und Wintermonaten doch recht beträchtlich.

Den Gang der Scheinwerfersicht zeigt am besten die Verteilung der ausgefallenen Stunden auf die Nachtzeit. Es ergibt sich folgende Übersicht:

Zeit	17	18	19	20	21	22	23	24	01	02	03	04	05	06	07	Uhr	
Stund.	10	28	26	20	17	16	11	12	15	14	15	13	19	22	24		Winter
%	25	36	29	22	19	18	12	13	17	16	18	15	21	24	35		
Stund.			3	2	1	1	1	1	1	1	2	1	1	1			Frühling
%			12	3	2	2	2	2	2	2	3	2	3	7			
Stund.				0	0	0	0	0	1	1	1	1					Sommer
%				0	0	0	0	0	1	1	1	4					
Stund.	8	13	20	14	10	10	10	11	10	13	12	12	14	9	3		Herbst
%	53	27	25	15	11	11	11	12	11	14	13	13	18	19	38		
Stund.	18	41	49	36	28	27	22	24	27	29	30	27	34	32	27		Jahr
%	39	32	33	10	8	8	6	7	8	8	9	9	14	17	36		

Wie zu erwarten war, sind die Dämmerungszeiten am Ausfall besonders beteiligt, der geringste Ausfall war um die Mitternachtszeit, und zwar im Jahresmittel um 23 Uhr. Es werden absichtlich neben den prozentualen Werten auch der absolute Ausfall in Stunden hingeschrieben, da ja sonst bei der jährlichen Zusammenfassung das Bild zu ungunsten der Randwerte verwischt wird. Eine graphische Darstellung der Häufigkeit der Scheinwerfersicht im Jahresmittel zeigt Tafel 3 am Schluß dieser Arbeit.

B. Konturen- und Lichtersicht

Wie schon erwähnt, werden alle Sichtbeobachtungen nach vier Himmelsrichtungen gemacht. Eine, wenn auch nur oberflächliche, Untersuchung der in Betracht kommenden Werte zeigt, daß die Sicht nach Norden im allgemeinen am wenigsten durch Richtungseinflüsse gestört erscheint. Deshalb wurde bei sämtlichen nachfolgenden Untersuchungen nur die Nordsicht benützt.

Zuerst folgen wieder die Monats- und Jahreswerte und zwar soll folgende Tabelle eine Übersicht der Häufigkeit der beiden Sichtgruppen und zwar nach Tagessicht und Nachtsicht geordnet geben.

	mögliche Stunden		Tagsicht		Nachtsicht	
	Tagsicht	Nachtsicht	Nebelsicht (0-4)	Weitsicht (7-9)	Nebelsicht (6-4)	Weitsicht (7-9)
Dezember 1930	279 Std.	465 Std.	44%	26%	15%	46%
Januar 1931	301	443	29	39	6	67
Februar 1931	312	360	29	39	10	42
März "	395	349	15	66	1	81
April "	446	274	4	76	2	87
Mai "	523	221	3	87	1	85
Juni "	526	194	2	78	1	84
Juli "	539	205	1	86	2	85
August "	493	251	4	76	0	76
September "	414	306	11	68	4	66
Oktober "	368	376	13	64	4	70
November "	307	413	30	43	9	62
Jahr	4903 Std.	3857 Std.	15.4 %	62.4 %	4.6 %	71 %

Bei aller Vorsicht, mit der jährliche Mittelzahlen zu genießen sind, kann man gut die geringe Häufigkeit der Nebelsicht bei Nacht erkennen, während die Werte der Weitsicht nur im Winter größere Unterschiede aufweisen, im Sommer aber nahezu gleich sind.

Die Tag- und Nachtsichtstunden hängen in ihrer Anzahl natürlich von der geographischen Breite ab (Nürnberg liegt auf 49.5° n Breite)

Der tägliche Gang.

Die lückenlosen stündlichen Beobachtungen erlauben nun, einen Einblick in den Mechanismus der Sichtgestaltung im Verlauf des vierundzwanzigstündigen Tages zu erhalten. Es war von vornherein klar, daß die Zeit des Sonnenauf- und Unterganges auch die Wendepunkte der Sichtänderungen sind.

Da diese Zeiten sich einerseits dauernd ändern, andererseits aber der Beobachtungstermin zur ganzen Stunde liegt, so treten natürlich Verwischungen ein, die umso ausgedehnter sind, je längere Zeiträume zusammengefaßt werden.

Bei Untersuchung eines Monats kommt der Übergang von der Tagessicht zur Lichtersicht als Sprung in der Kurve zur Erscheinung.

Da ja ein Vergleich der Lichtersicht mit der Tagessicht nicht ohne weiteres möglich ist, tritt leicht auch eine Verwischung der Ursachen der Sichtänderungen ein, da eine optisch-physiologische Erscheinung gleichzeitig Hand in Hand mit meteorologischen Faktoren auftritt.

Die Tabelle 1 (am Schluß der Arbeit) gibt in Prozenten die beobachteten Sichtzahlen für 12 Monate, zu den vier Jahreszeiten zusammengefaßt; die unterstrichenen Zahlen bedeuten Lichtersicht.

Die graphische Darstellung zeigt den Verlauf der Sichthäufigkeiten, einmal Nebelsicht, einmal Weitsicht, die durch zwei Kurven, die normalerweise entgegengesetzte Tendenz haben müssen, dargestellt sind. Die Lichtersicht ist durch durchlaufende Stunden gekennzeichnet. (siehe Tafel 1 - 3)

Man kann sofort zwei Typen von Jahreszeitensicht unterscheiden, Sommer und Frühling gehören zusammen und Herbst und Winter. Wenn auf der nachfolgenden Tafel die Sicht der einzelnen Monate ansieht, könnte man sagen, es gebe eigentlich nur zwei Sichttypen: April bis August ist der eine Typ, nennen wir ihn Sommertyp, September bis März der andere, nennen wir ihn Wintertyp, wobei der März schon eher als Übergang zum Sommertyp bezeichnet werden kann.

Als Unterscheidungsmerkmal der beiden Typen kann gelten, daß praktisch im Sommertyp nachts die Nebelsicht fehlt, so daß nur in der Zeit nach Sonnenaufgang bis ca. 10 Uhr vormittags schlechtere Sicht vorkommt, sonst überhaupt nicht mehr.

Der Wintertyp ist dadurch gekennzeichnet, daß die Nebelsichtkurve ein außerordentlich kräftiges Maximum nach Sonnenaufgang in den Vormittagsstunden zeigt, ein sekundäres zur Zeit des Sonnenunterganges und Vorkommen von schlechter Sicht zu allen Nachtstunden.

Bei der Weitsichtkurve tritt ein Hauptminimum nach Sonnenaufgang ein, ein Nebenminimum, allerdings im Sommer nur wenig ausgeprägt, etwas nach Sonnenuntergang.

Bei der Nebelsichtkurve ist das Hauptmaximum vormittags etwas nach Sonnenaufgang, ein Nebenmaximum der Häufigkeit, jedoch nur von Oktober bis März, auch um die Zeit des Sonnenuntergangs.

Die einschneidenste Wirkung der Änderung der Sichtweiten infolge der Verschiedenheiten von Konturen- und Lichtersicht zeigt sich am besten bei Beobachtung der Darstellung der Monatskurven. Da in manchen Monaten zu bestimmten Stunden Tagessicht und Nachtsicht gleich häufig vorkommen, brechen die Sichtkurven dann bei Übergang von einer Sichtart in die andere plötzlich ab, und so ergeben sich Sprünge in der Fortsetzung der Weitsicht oder Nebelsichtkurve. Auffallend ist die Tatsache, daß bei der Nebelsicht die Änderungen

morgens

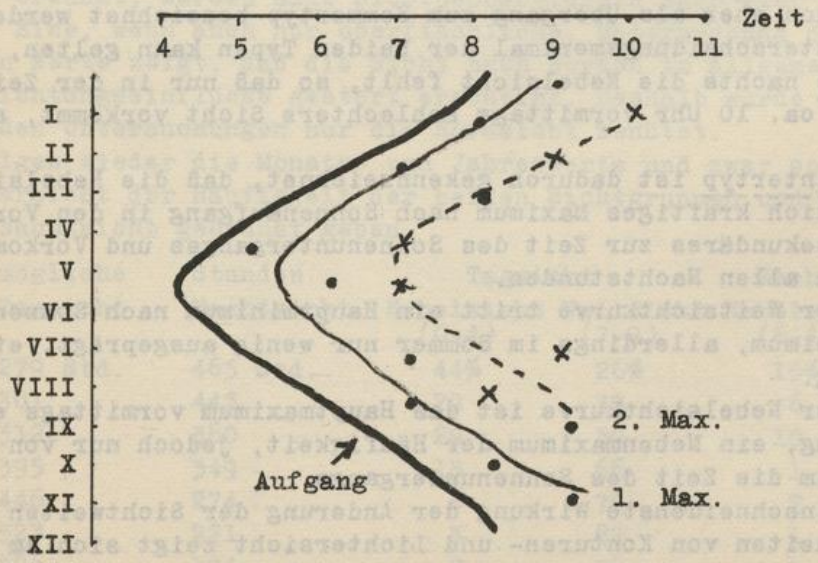
morgens sehr groß sind, bei Sonnenuntergang aber kaum merklich, während bei der Weitsicht auch die Sonnenuntergangsänderung - Sommer allerdings ausgenommen - sehr groß sind.

Der Schluß liegt nahe, daß morgens die meteorologischen Faktoren, d. h. Nebel- und Dunstbildung durch Erhöhung der Kondensationskurve vorwiegend sind, dabei natürlich stark auf beide Sichten einwirkend, während abends mehr die rein optisch-physiologischen Gründe maßgebend sind, die natürlich dann trotz fehlender meteorologischer Faktoren die Weitsicht stark herabsetzen. Da die Empfindlichkeit des Auges für Lichtersicht ja ungleich größer ist als für Konturensicht, müßte für Nebelsicht ein Anschwellen bei Tagesbeginn eintreten, ebenso ein Abnehmen der Weitsicht; umgekehrt nach Sonnenuntergang muß die Nebelsicht abnehmen und die Weitsicht zunehmen. Einen interessanten Einblick gibt die Jahreskurve in Tafel 3 unten. Hier wurden Nebel- und Weitsicht getrennt aufgezeichnet. Außerdem auch jeweils die aus allen Tagsicht- und Lichtersichtwerten gewonnenen Kurven gesondert dargestellt.

Die Weitsichtkurven zeigen den Unterschied deutlich (42 % Differenz abends) 20 % Differenz morgens. Bei der Nebelsicht ist der Verlauf der Tagessicht- und Lichtersichtkurve morgens sehr ähnlich, während abends die auffällige Zunahme der Lichtersicht teils ein Dämmerungs-, teils aber wohl auch ein meteorologischer Effekt ist. Bei diesen Jahreskurven ist natürlich zu berücksichtigen, daß das Übergreifen der Lichtersicht ein Wintereffekt ist, während das Übergreifen der Tagsicht natürlich nur im Sommer der Fall ist. Außerdem ist natürlich zu berücksichtigen, daß bei den Überlappungswerten die Anzahl der Beobachtungen geringer und ihre Verteilung ungleichmäßiger ist als in den Zeiten, wo das ganze Jahr nur Lichter- oder Tagsicht geherrscht hat.

Es lag nahe, ähnlich wie Noth und Rühl*) es unlängst gemacht haben, die zeitliche Abhängigkeit der Sichtverschlechterung vom Sonnenaufgang zu erfassen. Ich habe deshalb die Maxima der Nebelsicht in einem Monat in Abhängigkeit von der Sonnenaufgangskurve aufgetragen und untenstehende Figur erhalten.

Figur 1



Verteilung der Maxima der Nebelsicht

*) Erf. Ber. 7. Folge Nr. 4.

Häufigkeit der Nebelsicht (0 - IV)

in Prozenten der beobachteten Sichtzahlen

Zeit	00	01	02	03	04	05	06	07	08	09	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23		Zahl d. Beob.
Frühling *)	1	1	1	1	7/9	7	9	19	19	14	9	4	3	1	4	3	3	3	4	1	1	-	-	1	%	2208
Sommer	0	1	1	3	2/4	4	7	10	6	4	1	2	2	1	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	%	2208
Herbst	5	6	8	6	8	10	26/8	36/25	45	40	19	18	13	8	5	4	7	13/4	10	7	5	9	9	9	%	2184
Winter	7	11	10	11	10	9	11	11/17	64	63	51	37	24	22	16	15	16	17/17	15/18	14	9	6	6	5	%	2160
Jahr	3	5	5	5	5/8	4/6	14/6	19/21	33	31	19	15	11	8	6	6	7	6/15	6/14	1/11	4	4	4	2/4	%	8760

Häufigkeit der Weitsicht (VII - IX)

in Prozenten der beobachteten Sichtzahlen

Zeit	00	01	02	03	04	05	06	07	08	09	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23		Zahl d.Beob.
Frühling*)	85	86	85	89	78/84	75/91	66/79	44	47	57	68	76	87	93	92	96	93	86	88	87/52	97/75	93	88	86	%	2208
Sommer	80	81	80	81	68	74	66	64	63	78	81	86	89	90	95	95	96	98	97	93	93/75	88/93	86	93	%	2208
Herbst	71	70	73	73	67	17/60	46/58	25	27	29	36	51	67	81	84	81	79	78/40	76/52	77/61	72	73	70	76	%	2184
Winter	60	62	68	60	63	56	47	26/18	18	13	15	24	35	48	50	56	48	35/21	54/27	29	38	48	61	62	%	2160
Jahr	74	75	77	76	79/71	69/55	59/61	40/22	42	45	50	60	69	79	81	82	79	31/74	39/79	47/82	65/95	77/88	77	78	%	8760

Frühling = März bis Mai, Sommer = Juni bis August, Herbst = September bis November, Winter = Dezember bis Februar

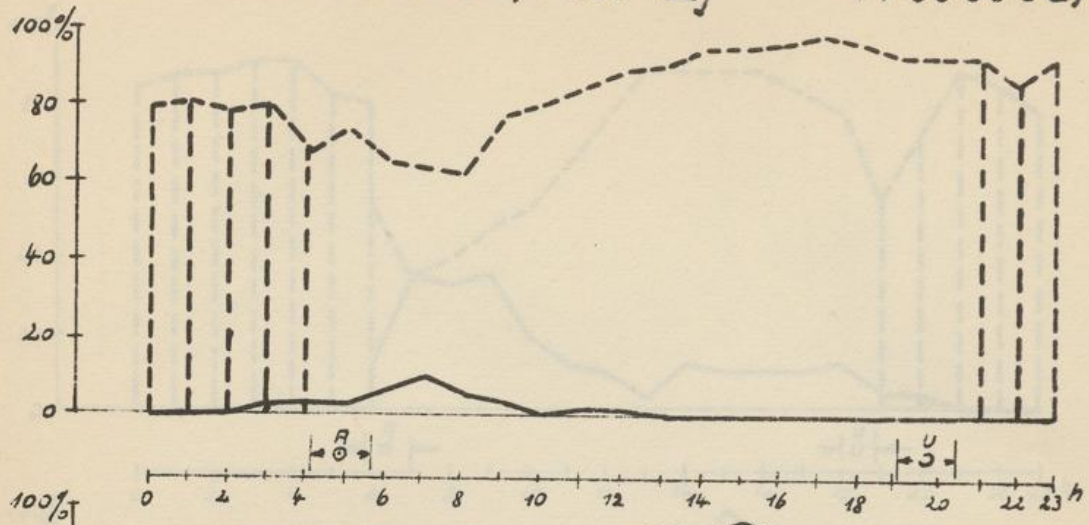
Tabelle 1

Tabelle I

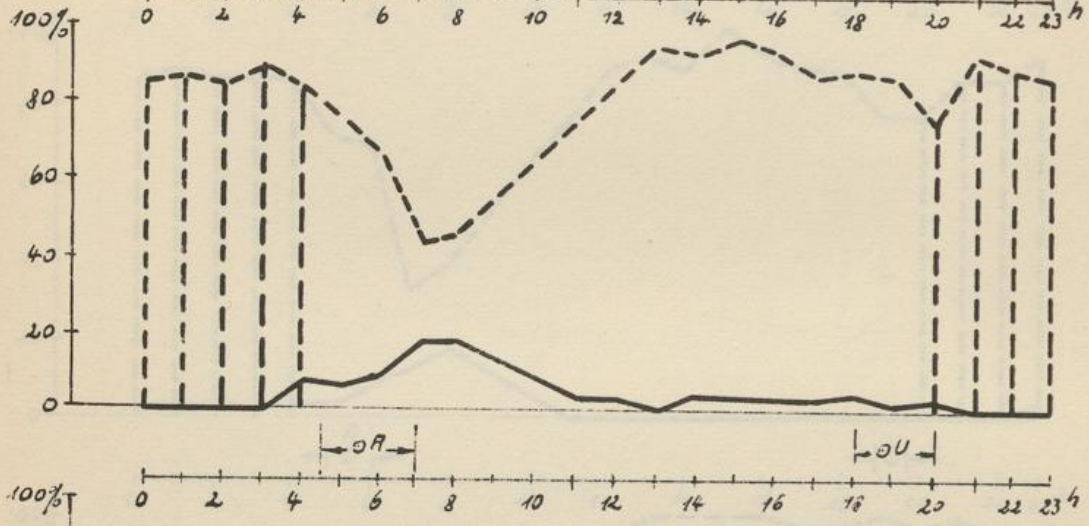
Abhängigkeit der Polymerisationsgeschwindigkeit (v - [M])

Täglicher Gang der Nebel- und Weitsicht in Häufigkeitswerten.

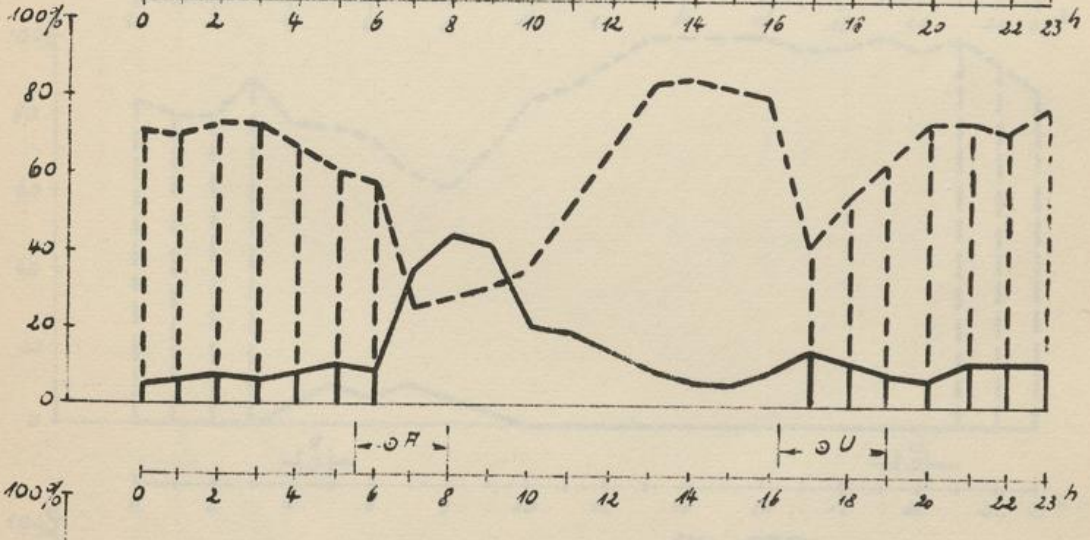
— Nebelsicht [o-IV] --- Weitsicht [VII-IX]



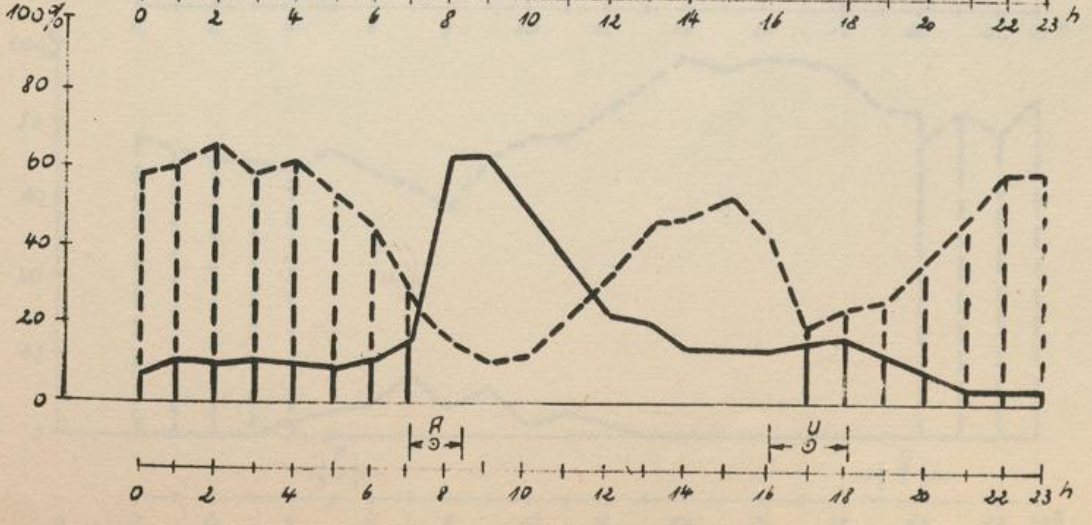
Sommer 1931



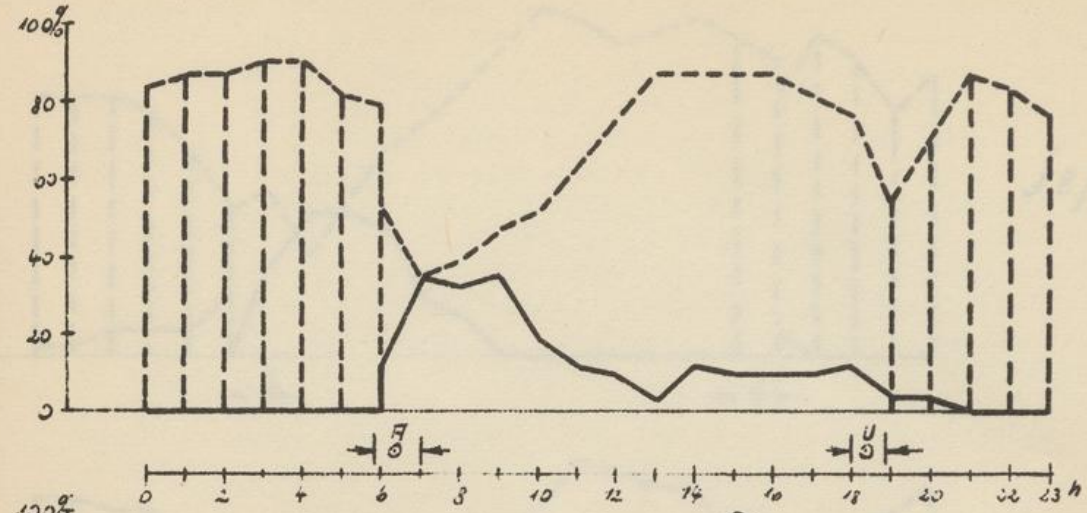
Frühling 1931



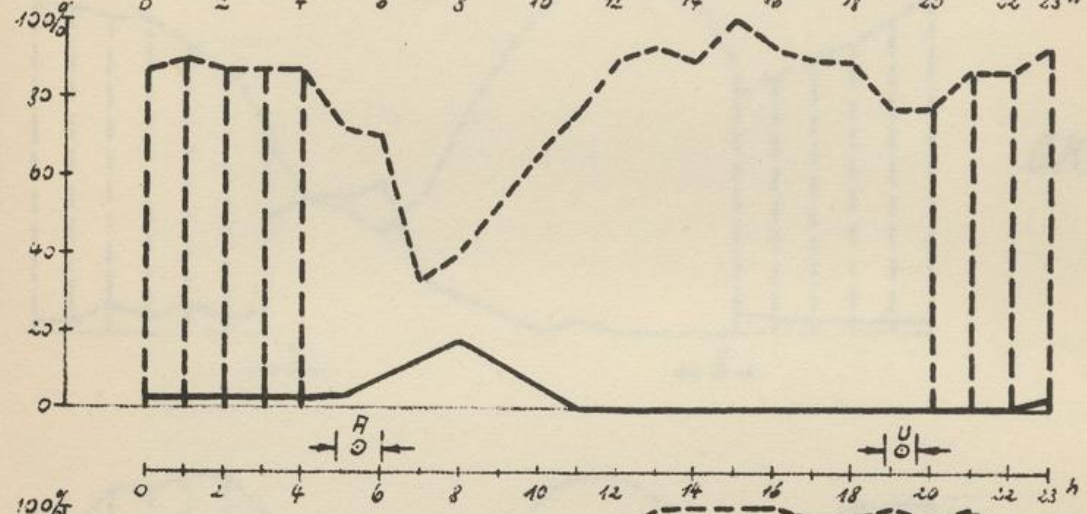
Herbst 1931



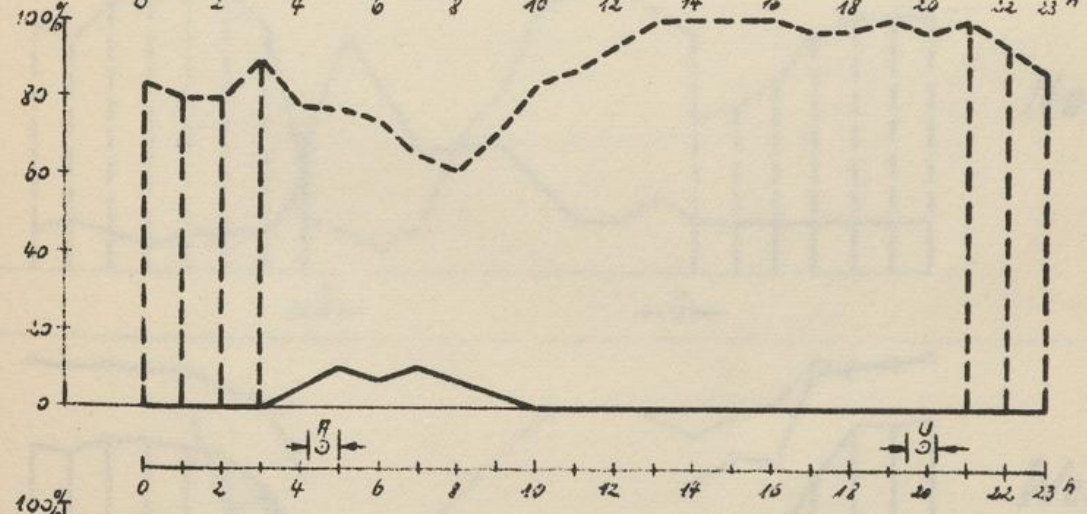
Winter 1930/31



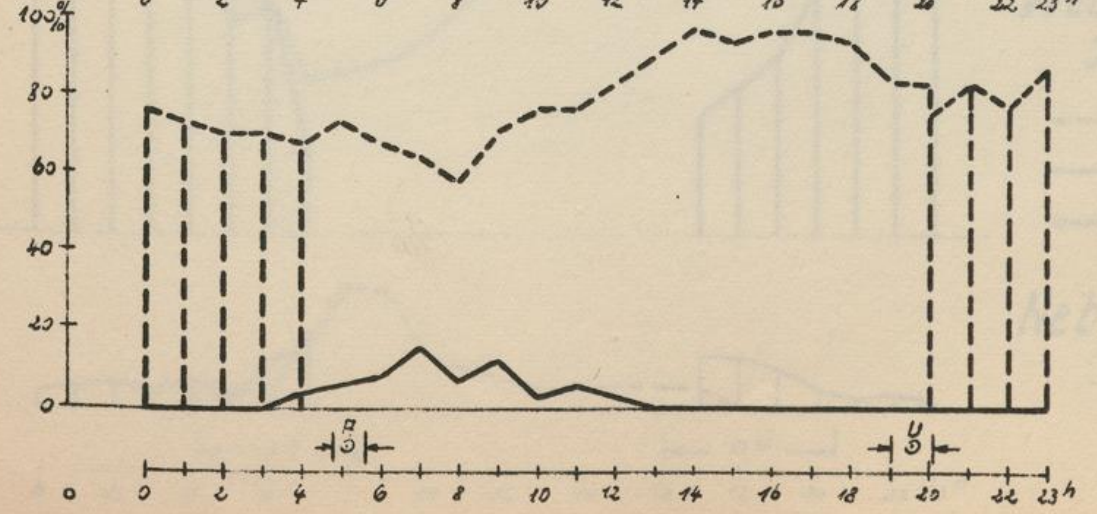
März



April

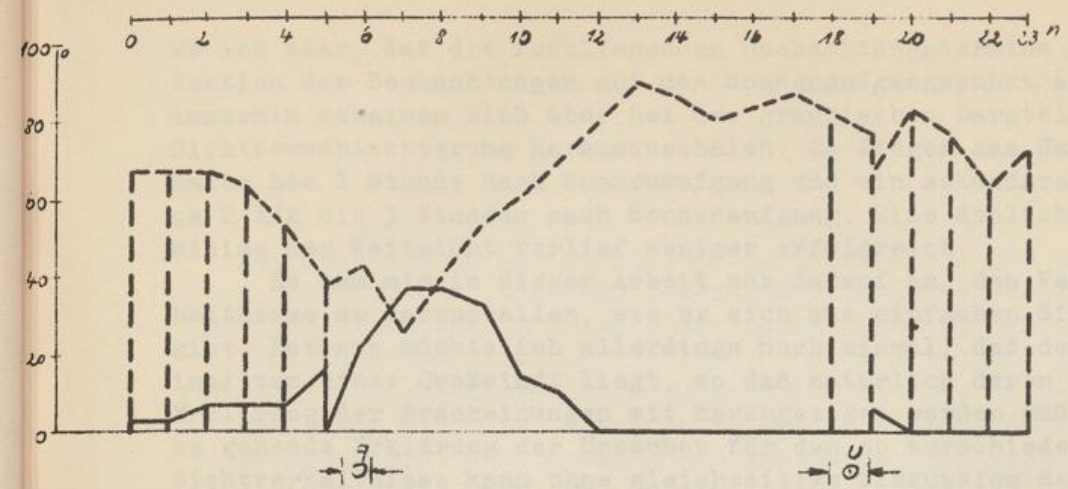


Mai

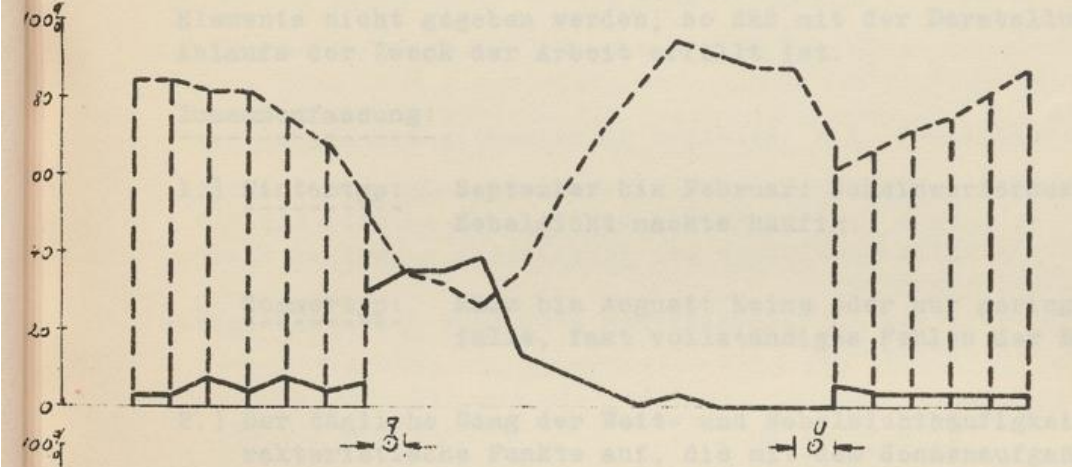


August

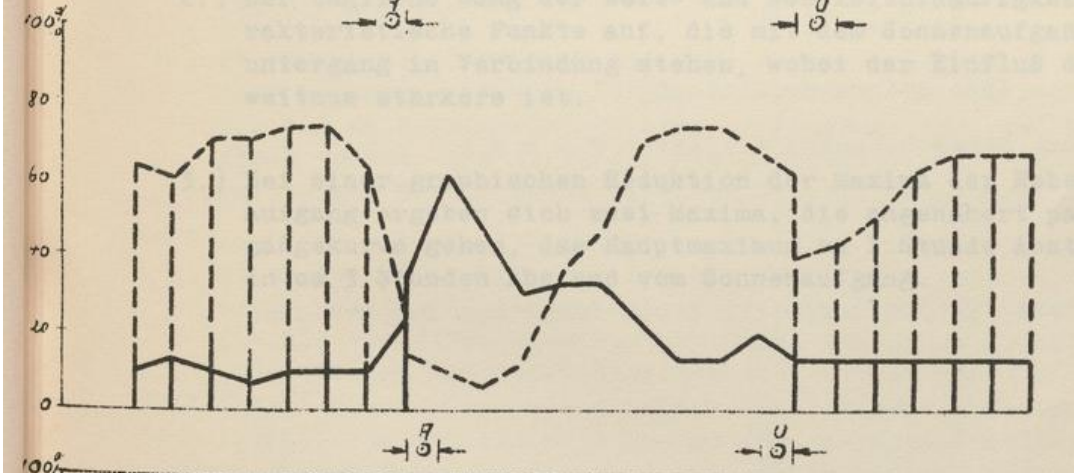
T3



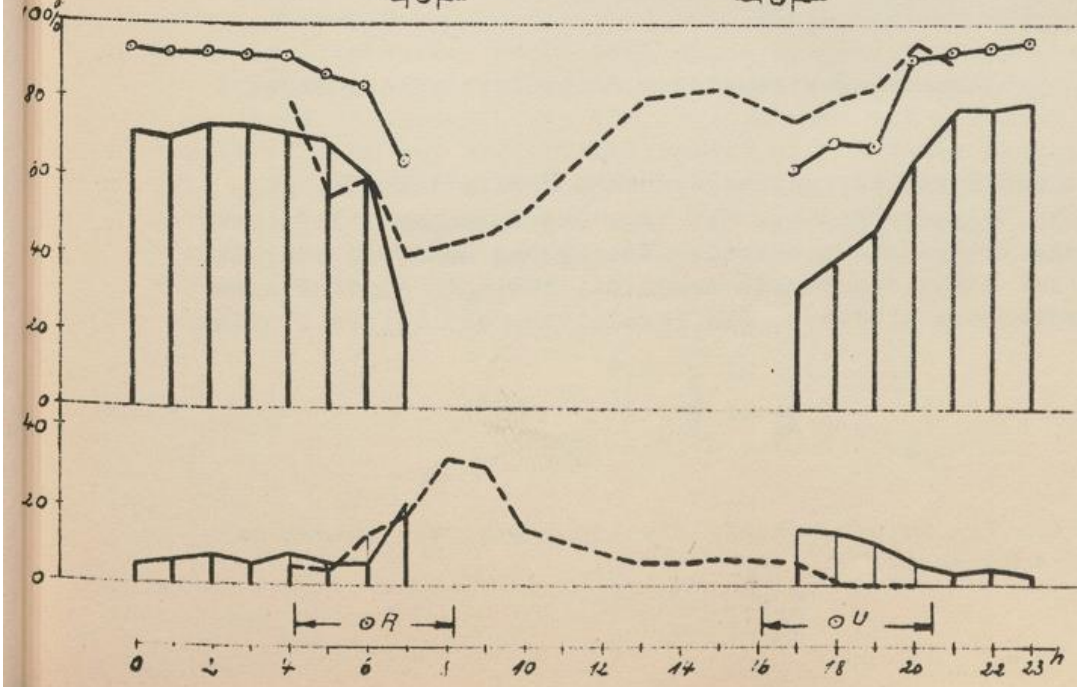
Sept.



Okt.



Nov.



Weitsicht
Jahr

--- Tagsicht
— Nachtsicht
⊸⊸ Scheinwerfersicht

Nebelsicht
Jahr

Es ist klar, daß die festliegenden Beobachtungstermine keine unmittelbare Reduktion der Beobachtungen auf den Sonnenaufgangspunkt als Nullpunkt zulassen, immerhin scheinen sich aber bei der graphischen Darstellung zwei Maxima der Sichtverschlechterung herauszuschälen. Es liegen das Hauptmaximum etwa eine halbe bis 1 Stunde nach Sonnenaufgang und ein sekundäres (etwas verwischter) ca 2 1/2 bis 3 Stunden nach Sonnenaufgang. Eine ähnliche Untersuchung der Minima der Weitsicht verlief weniger erfolgreich.

Es kam mir in dieser Arbeit nur darauf an, den Verlauf der Sichtverhältnisse so darzustellen, wie er sich aus einfachen Sichtbeobachtungen ergibt. Betonen möchte ich allerdings noch einmal, daß der Beobachtungspunkt inmitten einer Großstadt liegt, so daß natürlich deren Einflüsse immer zur Erklärung der Erscheinungen mit herangezogen werden müßten. Eine ins einzelne gehende Erklärung der Ursachen für den so verschiedenartigen Verlauf der Sichtverhältnisse kann ohne gleichzeitige Diskussion der meteorologischen Elemente nicht gegeben werden, so daß mit der Darstellung des tatsächlichen Ablaufs der Zweck der Arbeit erfüllt ist.

Zusammenfassung:

1.) Wintertyp: September bis Februar: Scheinwerferausfälle über 10 %, Nebelsicht nachts häufig.

Sommertyp: März bis August: Keine oder nur geringe Scheinwerferausfälle, fast vollständiges Fehlen der Nebelsicht nachts.

2.) Der tägliche Gang der Weit- und Nebelsichthäufigkeiten weist zwei charakteristische Punkte auf, die mit dem Sonnenaufgang und mit dem Sonnenuntergang in Verbindung stehen, wobei der Einfluß des Sonnenaufgangs der weitaus stärkere ist.

3.) Bei einer graphischen Reduktion der Maxima der Nebelsicht auf den Sonnenaufgang ergeben sich zwei Maxima, die angenähert parallel der Sonnenaufgangskurve gehen, das Hauptmaximum ca 1 Stunde Abstand, das 2. Maximum in ca 3 Stunden Abstand vom Sonnenaufgang.

Sichtweite bei Tage und Tragweite bei Nacht

L. Foitzik, Danzig

(Auszug aus dem Vortrag auf der 2. wissenschaftlichen Tagung der Arbeitsgemeinschaft Deutscher Flugmeteorologen. Erscheint ausführlicher in einem der nächsten Hefte der Meteorologischen Zeitschrift. Siehe auch dort die Literaturangaben.)

Die Sichtweite eines absolut schwarzen Objektes, das sich gegen den Horizonthimmel abhebt, beträgt nach Koschmieders Theorie der horizontalen Sichtweite

$$s_s = \frac{1}{a} \ln \frac{1}{\varepsilon}$$

(a = Zerstreuungskoeffizient, ε = relative Reizschwelle des Auges)

Danach ist also die Sichtweite unabhängig vom Sonnenazimut, oder krass ausgesprochen, man sieht ein schwarzes Ziel gegen die Sonne genau so weit wie mit der Sonne. Experimentelle Sichtbeobachtungen mit künstlichen schwarzen Zielen haben diese Aussage vollauf bestätigt.

Berücksichtigt man außer der Lichtzerstreuung auch noch die Lichtabsorbtion, so erhält man für die Sichtweite

$$s_s = \frac{1}{a + b} \ln \frac{1}{\varepsilon}$$

(b = Absorptionskoeffizient)

oder unter Einführung des Schwächungskoeffizienten $\sigma = a + b$

$$s_s = \frac{1}{\sigma} \ln \frac{1}{\varepsilon} \qquad 1)$$

Andererseits besteht für die Tragweite t bei Nacht von Leuchtfeuern folgende Gleichung

$$\frac{e^{-\sigma t}}{t^2} = \frac{\lambda}{J_0} \qquad *) \qquad 2)$$

(J_0 = Lichtstärke des Leuchtfeuers, λ = absoluter Schwellenwert des Auges = 0,35 HK/km)

Die Gleichungen 1 und 2 zeigen, daß es derselbe Koeffizient σ, also der gleiche physikalische Vorgang ist, der bei Tage das sogenannte Luftlicht erzeugt, wodurch die Gegenstände mit wachsender Entfernung mehr und mehr aufgehellt werden und der bei Nacht das gerade Gegenteil bedingt, nämlich eine Schwächung des Lichtstromes von Lichtern. Die Vereinigung der beiden Gleichungen ergibt

$$\frac{1}{t^2} \cdot e^{-\frac{1}{s_s} \ln \frac{1}{\varepsilon} \cdot t} = \frac{\lambda}{J_0} \qquad 3)$$

---

*) Führt man für $e^{-\sigma}$ den Transmissionskoeffizienten p ein, so bekommt man die bekannte Allard'sche Formel

$$\frac{p^t}{t^2} = \frac{\lambda}{J_0}$$

und stellt einen eindeutigen Zusammenhang zwischen der Sichtweite und der Tragweite dar. In der Figur 1 ist die Gleichung 3 für verschiedene Lichtstärken graphisch dargestellt. Die Figur gestattet es also, aus der bei Tage bestimmten Sichtweite eines schwarzen Zieles die Tragweite bei Nacht eines Leuchtfeuers anzugeben, vorausgesetzt natürlich, daß sich die Trübung der Atmosphäre von Tag zu Nacht nicht wesentlich geändert hat.

Die Figur 1 auf der Tafel am Schluß dieser Arbeit gibt die Tragweite t (bei Nacht) von Leuchtfeuern verschiedener Lichtstärken (in Hefner-Kerzen) als Funktion der Sichtweite s_s (bei Tage) eines schwarzen Zieles.

Aus Gleichung 1 folgt, daß die Sichtweite eines schwarzen Zieles den Trübungszustand der Atmosphäre eindeutig wiedergibt. Das gilt aber nur dann, wenn die Voraussetzungen, die für die theoretische Ableitung der Gleichung gemacht wurden, erfüllt sind. Diese Voraussetzungen, die bei Sichtbeobachtungen streng eingahalten werden müssen, sind:

1.) Die Beleuchtung der Sehstrahlpyramide, also der Luftsäule zwischen Auge und Ziel, muß gleichmäßig sein. Dies ist nur der Fall bei annähernd wolkenlosem oder gleichmäßig bedecktem Himmel und bei einigermaßen gleich hellem Boden längs der Sehstrahlpyramide.

2.) Die Atmosphäre muß längs der Sehstrahlpyramide horizontal homogen sein, also gleichmäßige Trübung besitzen. Um den beträchtlichen Inhomogenitäten, die durch das verschiedene Kleinklima von Wald, Wiese, Sumpf und offenes Gewässer hervorgerufen werden und den niedrigen Bodennebeln auszuweichen, wähle man den Augenpunkt so hoch wie möglich über dem Erdboden, mindestens 3 m hoch, da in größerer Höhe die Inhomogenitäten sich mehr und mehr verwischen und die benutzten Luftschichten dann einigermaßen horizontal homogen sind.

3.) Es dürfen nicht Objekte mit sehr geringen Sehwinkeln benutzt werden, also etwa Stangen, einzelne Bäume, Baken usw., da die relative Reizschwelle ξ nur bis zu Sehwinkeln von etwa 1° konstant ist, bei kleineren dagegen rasch wächst. Die Werte für die Sichtweite fallen dann also zu klein aus. Ferner muß das Auge vor direktem Sonnenlichte sorgfältig geschützt werden.

4.) Das Ziel muß absolut schwarz sein, also die Albedo o haben und muß sich gegen den Horizonthimmel anheben. Wenn auch absolut schwarze Ziele in der Natur nicht existieren, so bilden doch Nadelwälder mit der Albedo 0,04 für die visuellen Sichtbeobachtungen genügende Annäherungen.

Bei Zielen mit beträchtlicher Albedo überlagert sich der scheinbaren Helligkeit des Zieles, die durch das Luftlicht hervorgerufen wird, noch die vom Ziel diffus reflektierte Sonnen- und Himmelsstrahlung. Diese ist weitgehend abhängig vom Sonnenstand, und daher ist für derartige Ziele die Sichtweite im allgemeinen nicht nach allen Blickrichtungen gleich, wie es ja auch die Erfahrung lehrt. Die genaue theoretische Bestimmung der Sichtweite solcher Ziele in Abhängigkeit vom Sonnenazimut ist nur sehr schwer möglich, weil die Verteilung der Horizonthelligkeit sich mit der Wetterlage sehr stark ändert. In einem Falle jedoch wird die Sichtweite auch von Zielen mit beträchtlicher Albedo unabhängig von der Blickrichtung, nämlich bei gleichmäßig bedecktem Himmel und auch nur dann sind solche Ziele zu Sichtbeobachtungen geeignet. Die Gleichung für die Sichtweite lautet dann

$$s = \frac{1}{\sigma} \ln \frac{1}{\xi} \left(1 - \frac{A}{2}\right) \qquad 4)$$

(A = Albedo des Zieles)

Die

Die Sichtweite s ist also kleiner als die Sichtweite s_s des schwarzen Zieles. Die Vereinigung der Gleichungen 1 und 4 gibt eine eindeutige Beziehung zwischen s und s_s. Die Kurven 1 und 2 der Figur 2 geben diese Beziehung für zwei verschiedene Albedo-Werte graphisch wieder.

In der Figur 2 auf der Tafel am Schluß der Arbeit ist die Sichtweite s_s eines schwarzen Zieles vor dem Horizonthimmel als Funktion der Sichtweite s anderer Ziele dargestellt. 1. weißes Haus (A = 0,5) vor dem Horizonthimmel, 2. Schneefeld (A = 0,75) vor dem Horizonthimmel, 3. Nadelwald (A = 0,04) vor Schneefeld, 4. weißes Haus vor Nadelwald, 5. Feld (A = 0,1) vor Nadelwald.

Zur Bestimmung der Sichtweite kann man auch Ziele benutzen, die sich nicht gegen den Horizonthimmel sondern gegen einen anderen Hintergrund abheben. Die Sichtweite wird dann durch den scheinbaren Helligkeitskontrast zwischen Ziel und Hintergrund gegeben und in die Sichtweiten-Gleichung geht die Differenz der Albeden von Ziel und Hintergrund ein. Die Kurven 3 bis 5 der Figur 2 geben den Zusammenhang zwischen der Sichtweite solcher Ziele und der eines schwarzen Zieles.

Die Figur 2 gestattet es also, die bei gleichmäßig bedecktem Himmel bestimmte Sichtweite beliebiger Ziele vor beliebigem Hintergrund auf die Sichtweite eines absolut schwarzen Zieles zu reduzieren.

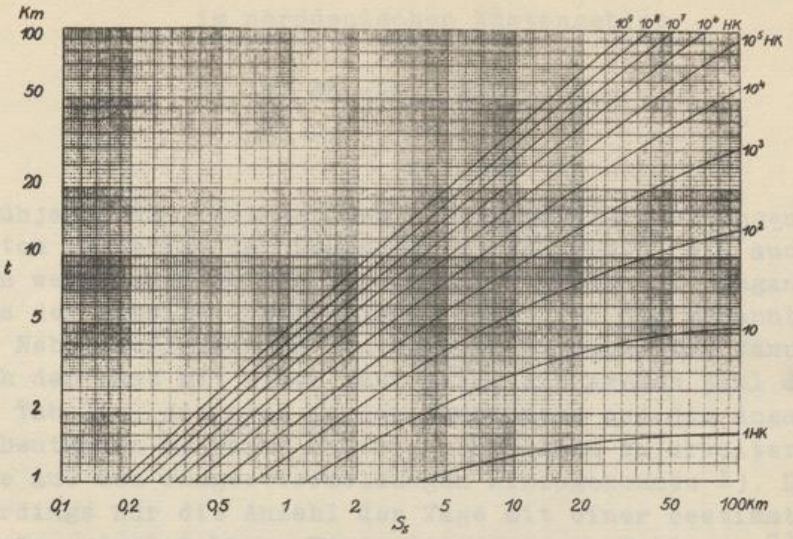

Km
100
50
20
10
5
2
1
t
10^6 10^8 10^7 10^6 HK
10^5 HK
10^4
10^3
10^2
10
1HK
0,1 0,2 0,5 1 2 5 10 20 50 100Km
S_s

Fig. 1.

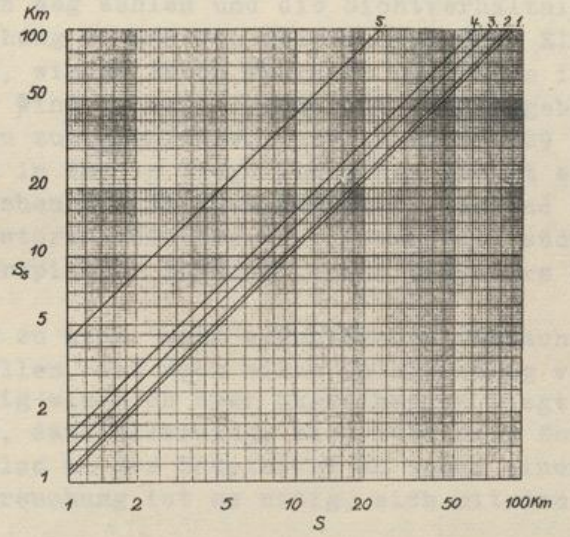
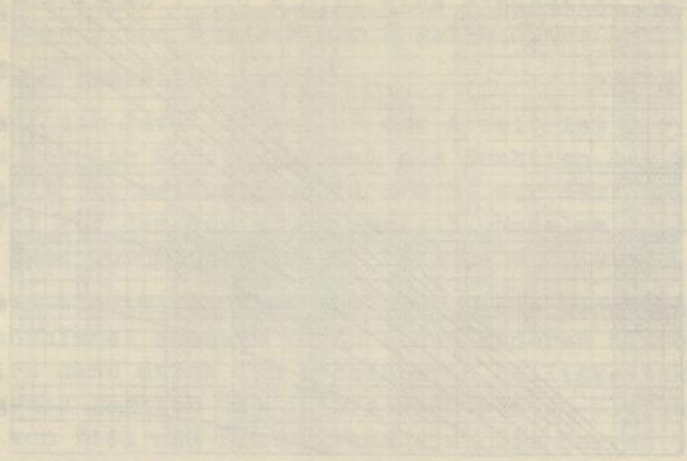

Km
100
50
20
10
5
2
1
S_s
5
4 3 2 1
1 2 5 10 20 50 100Km
S

Fig. 2.



Die abnormen Nebelverhältnisse im Frühjahr 1929 im norddeutschen Küstengebiet

Dr. H. Wörner, Königsberg

Im Frühjahr 1929, das auf den außergewöhnlich strengen Winter 1928/29 folgte, traten im Gebiet der Deutschen Nordseeküste, wie auch in Dänemark und der gesamten westlichen Ostsee ungewöhnlich viele und langanhaltende Nebel auf. Wie aus der Tabelle 1 hervorgeht, liegt für die genannten Gegenden das Maximum der Nebelhäufigkeit in den Monaten November bis Januar, im Jahre 1929 tritt jedoch der März mit einer ganz besonders großen Zahl der Nebeltage hervor. Um die Tabelle, die sich in der Hauptsache auf die Angaben der Normalstationen der Deutschen Seewarte stützt, noch etwas zu erweitern, wurden noch einige Werte aus den Flugwettermeldungen hinzugenommen 1). Diese Stationen weisen allerdings nur die Anzahl der Tage mit einer bestimmten Sichtweite auf. Um einigermaßen vergleichbare Werte mit den nach Hellmann 2) zitierten langjährigen Mittelwerten zu bekommen, wurde die Zahl der Tage mit einer Sicht unter 1 km noch durch die Anzahl der Beobachtungstermine dividiert, unter der Annahme, daß an einem "Nebeltage" durchschnittlich nur an einem Termine Nebel geherrscht hat. Die erhaltenen Werte sind dann zwar wahrscheinlich zu klein, geben aber trotzdem einen guten Überblick über den relativen Verlauf. Wie die in die Tabelle mit aufgenommenen Werte einiger Stationen der östlichen Ostseeküste erkennen lassen, ist in diesen Gebieten das Nebelmaximum im März eine normale Erscheinung.

Zur näheren Untersuchung dieser abnormen Erscheinung kann man zunächst einen statistischen Weg wählen und die Sichtverhältnisse an den einzelnen Stationen in Beziehung zu anderen meteorologischen Elementen setzen. Ich habe in ähnlicher Weise, wie es schon mehrfach geschehen ist 3), die Sicht in Abhängigkeit von der Windrichtung untersucht. Das Ergebnis dieser Zusammenstellung kann man dahin zusammenfassen, daß im März 1929 bei verschiedenen Flugwettermeldestellen in dem in Frage kommenden Gebiet ein Minimum der Sichtweite mit südöstlichen Winden zusammenfällt, während durchschnittlich, abgesehen von lokal gestörten Sichtverhältnissen, die südwestlichen Winde, wohl infolge ihrer subtropischen Herkunft, eine besonders schlechte Sicht aufweisen.

Geht man nun zu einer mehr synoptischen Betrachtungsweise über, so ist zunächst festzustellen, daß nach einer Untersuchung von Rodewald 4) im Februar 1926 fast ständig ein Hoch über Skandinavien liegt, welches auch noch Anfang März auftritt, dann allerdings sich mehr nach Norddeutschland verlagert. Die Nebel treten also in der Hauptsache am Rande eines Hochdruckgebietes auf. Zur genaueren Untersuchung ist es nötig, sich mit den einzelnen Fällen näher zu befassen.

Aus der in Frage kommenden Zeit liegen nun eine verhältnismässig große Anzahl von Beobachtungen aus der freien Atmosphäre vor. Einerseits war nämlich der Flugverkehr auf der Strecke Hamburg-Kopenhagen trotz der ungünstigen Witterung besonders rege, sodaß Augenbeobachtungen vom Flugzeug aus in verhältnismäßig großer Zahl gewonnen wurden. Andererseits war die Wetterflugstelle Hamburg zur Sicherung dieses Verkehrs besonders bestrebt, auch bei relativ schlechtem Flugwetter Aufstiege durchzuführen. Um einen Überblick über die Arten des aufgetretenen Nebels zu gewinnen, war eine Einteilung notwendig.

---

1) Die Zahlen weisen auf den Literaturnachweis am Schluss.

notwendig. Ich habe mich dabei an H.C. Willet [5] gehalten, und zwar wurde die Einteilung in erster Linie nach den Temperaturdiagrammen der Aufstiege von Hamburg, Rostock und Holland vorgenommen. Falls aus diesem kein eindeutiges Bild gewonnen werden konnte, bezw. keine Aufstiege vorlagen, wurde auch auf die allgemeine Wetterlage zurückgegriffen. Von den bei Willet angeführten Nebelarten kommen für uns in der Hauptsache drei in Frage, und zwar erstens die Strahlungsnebel, bei denen Willet Boden- und Hochnebel unterscheidet, je nachdem die Inversion, der sie ihr Zustandekommen verdanken, am Boden oder erst in einigen 100 m Höhe beginnt. Zweitens Maritimnebel, der nach Willet durch das Einströmen von Luft maritimer Herkunft über abgekühltes Land entsteht, wobei sich die Luft in ihren untersten Teilen schnell abkühlt und so zur Nebelbildung führt. Die Figuren 1 bis 3 geben drei charakteristische Beispiele für diese drei Nebelarten. In den Diagrammen ist außer dem Aufstieg an dem Nebeltag auch noch der Aufstieg des vorhergehenden Tages, soweit er vorlag, mit eingetragen, wodurch die Temperaturänderung der einzelnen Luftschichten besonders klar hervortritt. Betrachtet man nur diese Temperaturdiagramme, so kommt man mit den oben erwähnten drei Nebelarten aus und kann sämtliche Nebel des Frühjahrs 1929 in diese Klassifikation einreihen. Berücksichtigt man jedoch außerdem auch noch die Windverhältnisse, so treten bei den Hochnebeln, d.h. also Nebeln, bei denen die Inversion erst in einiger Höhe über dem Erdboden beginnt, zwei verschiedene Arten auf. Bei den einen, die auch Willet allein erwähnt, herrschen nur schwache Winde ohne stärkeren Windsprung an der Inversion. Die anderen dagegen weisen oberhalb der Inversion in der Warmluft recht hohe Windgeschwindigkeiten auf. Diese Nebelart bezeichnet Georgii [7] als Wogennebel. Figur 4 zeigt einen typischen Wogennebel, der sich hinsichtlich der Temperatur und Feuchtigkeitswerte kaum von einem Hochnebel nach Willet unterscheidet. Außer den bisher genannten Nebelarten tritt noch einmal, und zwar am 6. März, ein Präfrontalnebel im Willet'schen Sinne auf.

Die Verteilung der einzelnen Nebelarten im Frühjahr 1929 geht nun aus der Tabelle 2 hervor. Während im Januar und Februar mit 4 bezw. 5 Nebeltagen im norddeutschen Küstengebiet und Dänemark hauptsächlich Bodennebel vorkommt, tritt im März der Hoch- und Wogennebel mit insgesamt 12 von 20 Fällen besonders hervor, und zwar erstreckt er sich, wenn man die einzelnen Wetterlagen untersucht, besonders in der zweiten Hälfte des März außer auf das nordwestdeutsche Küstengebiet auch noch auf den größten Teil der westlichen Ostsee.

Nun waren die Eisverhältnisse auf der Ostsee um diese Jahreszeit derartig, daß Anfang März fast das ganze Gebiet von Bornholm westwärts eine geschlossene Eisdecke aufwies. Und auch noch in den letzten Märztagen war dieser Teil der Ostsee, wie aus den Eisberichten der Deutschen Seewarte hervorgeht, zum größten Teil mit Treib- und Packeis angefüllt. Die oben erwähnte Häufigkeit der Frühjahrsnebel im Gebiet der östlichen Ostsee erklärt Seilkopf [8] mit den auf der Rückseite des russischen Kältehochs um diese Jahreszeit auftretenden Abgleitflächen. Nun waren in diesem Frühjahr derartige Hochdruckgebiete über Skandinavien und Norddeutschland vorhanden, und die Tatsache der großen Häufigkeit von Hoch- bezw. Wogennebeln macht ebenfalls das Vorhandensein solcher Abgleitflächen sehr wahrscheinlich, die durch die Vereisung der Ostsee in diesem Jahre besonders begünstigt wurden, so daß es zur Ausbildung der flachen Kaltluft mit anschließender Hochnebelbildung kommen konnte, während in anderen Jahren das offene Wasser in diesen Gegenden eine solche Nebelbildung kaum zuläßt. Die Eisbildung hat also als eine Hauptursache der großen Verbreitung und Häufigkeit der Nebel im März 1929 zu gelten.

Tabelle 1

Tabelle 1

M = Mittlere Anzahl der Tage mit Nebel (n. Hellmann bzw. Köppen[9])

A = Anzahl der Tage mit Nebel im Jahre 1929.

Monat:		I	II	III	IV	
Borkum	M	6.4	5.1	3.6	2.1	
	A	9	3	24	2	
Bremen	M	6.9	7.2	5.0	3.3	
	A	2.5	0.4	5.8	0.3	(Flugwetterwarte)
Hamburg	M	9.5	8.0	5.6	3.5	
	A	8	3	23	1	
Kiel	M	5.4	3.9	3.8	3.5	
	A	3	3	18	1	
Lübeck	M	4.6	3.9	2.8	1.3	
	A	1.5	2.6	6.5	?	(Flugwache Travemünde)
Rostock	M	4.3	3.8	2.9	1.7	
	A	6	3	12	1	(Warnemünde)
Köln	M	1.9	1.6	1.4	0.6	(von Hellmann angezweifelt)
	A	5.0	7.0	5.8	0.2	(Flugwetterwarte)
Hannover	M	2.1	2.7	2.6	1.7	
	A	3.0	0	2.7	0	(Flugwetterwarte)
Berlin	M	5.9	5.4	3.8	2.4	
	A	2.7	2.7	3.7	0.7	(Flugwetterwarte)
Königsberg	M	6.3	4.0	6.0	2.9	
	A	5	2	10	0	
Memel	M	3.1	2.7	4.1	2.7	(n. Köppen[9])
Riga	M	4.2	3.7	7.0	5.4	(n. Köppen[9])

Tabelle 2.

Übersicht über die Verteilung der einzelnen Nebelarten im Frühjahr 1929.

	Luftmassennebel				Frontennebel
	Strahlungs- Boden-	Hoch-	Wogen-	Maritim-	Praefr.-
Januar	2	-	1	1	-
Februar	3	1	-	1	-
März	5	6	6	2	1

L i t e r a t u r n a c h w e i s .

1. Deutscher Flugwetterdienst, Wetterstatistik, Herausg. vom Höhenwetterdienst, Berlin

2. Hellmann, Der Nebel in Deutschland, Sitz.Ber. d. Pr.Ak.d.Wiss. Berlin 1921 Bd. LII.

3. Erf.- Berichte d. deutschen Flugwetterdienstes III. Folge Nr. 11

   Beiträge zur Physik der freien Atmosphäre, Hergesell-Festschrift.

   Annalen der Hydrographie 1917, S.416.

   Mehrere Arbeiten in: Quarterly Journal R.Soc. London Bde. 21 und 27

4. Annalen der Hydrographie 1929, S. 395.

5. H.C. Willet, Nebel und Dunst, ihre Ursachen, Verteilung und Vorhersage, Monthly Weather Review, November 1928.

   Deutsche Übersetzung bzw. Bearbeitung:
   Egersdörfer, Erfahrungsberichte des deutschen Flugwetterdienstes V/20.

   Lühe, Zeitschrift für angewandte Meteorologie 1930.

7. Annalen der Hydrographie 1920, S.207 ff.

8. Archiv der Deutschen Seewarte, Bd. 44, H.3.

9. Köppen, Land- und Seenebel, Annalen der Hydrographie 1916, S. 233.

Tafel 1

Abb. 3

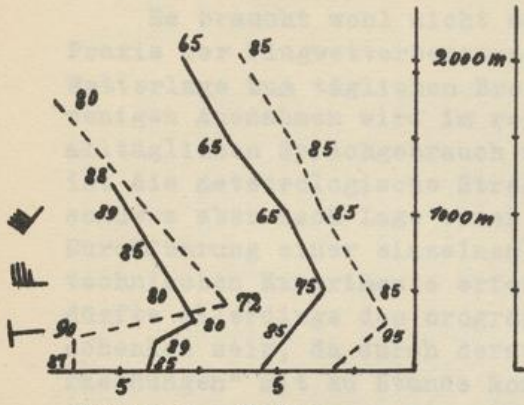


Abb. 4

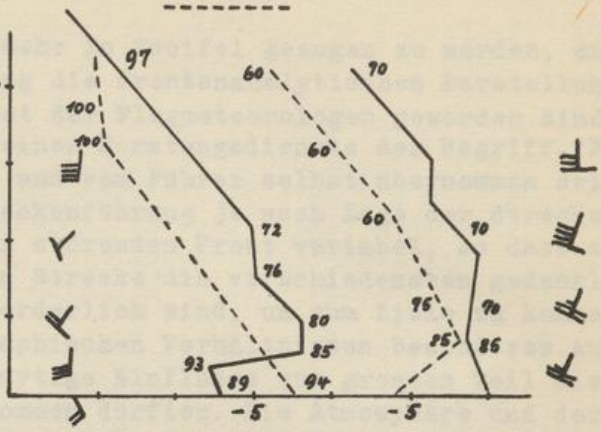


Abb. 1

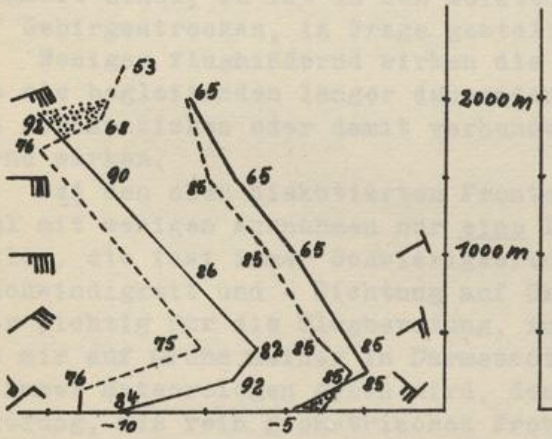
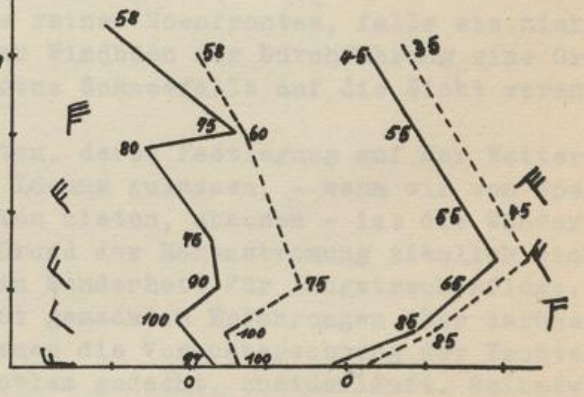
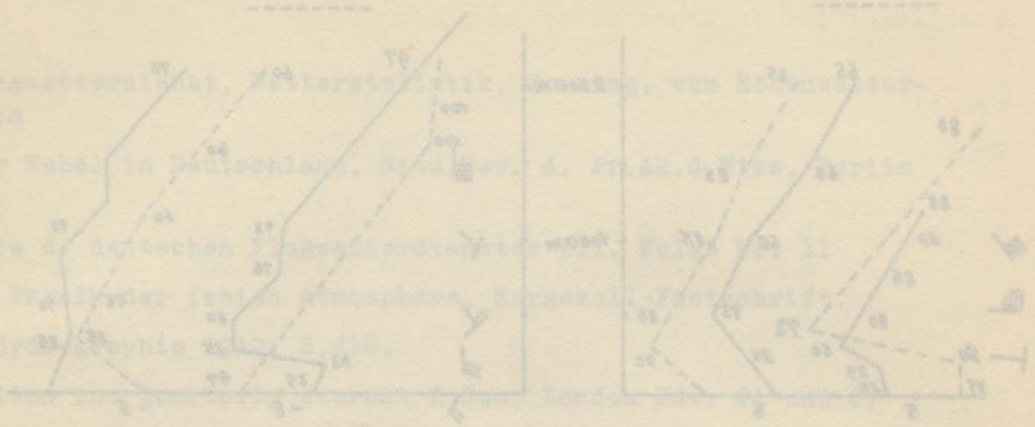
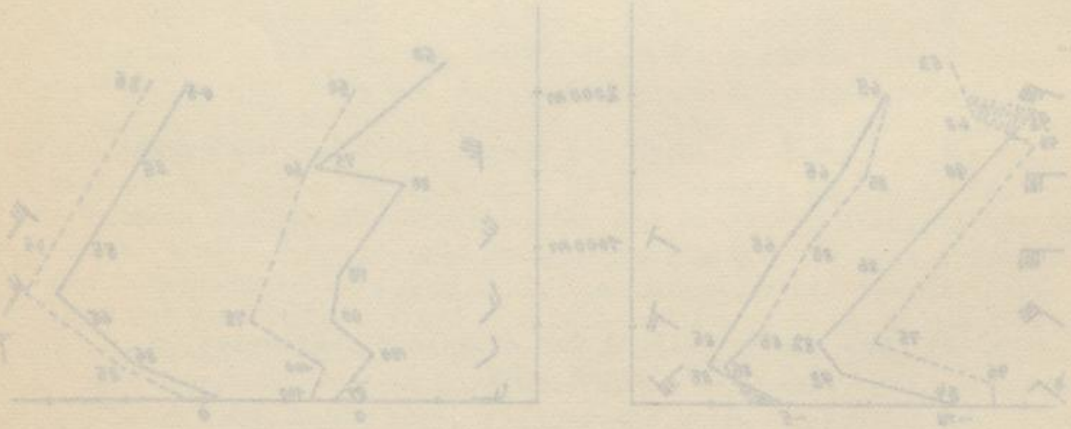


Abb. 2



Windgeschwindigkeiten in msk (eine lange Fieder = 2 msk, eine Doppelfieder = 10 msk)
Die Zahlen bedeuten relative Feuchtigkeit


Hamburg
Helder


Hamburg
Helder

Die Frontalzonen im Flugwetterdienst.

Dr. K. Schreiber, Schkeuditz.

Es braucht wohl nicht mehr in Zweifel gezogen zu werden, dass in der Praxis der Flugwetterberatung die frontenanalytischen Darstellungen einer Wetterlage zum täglichen Brot der Flugmeteorologen geworden sind.[1)*)] Mit wenigen Ausnahmen wird im reinen Beratungsdienste der Begriff "Front" im alltäglichen Sprachgebrauch und vom Führer selbst übernommen sein. Natürlich ist die meteorologische Streckenführung je nach Lage der Strecke selbst, besonders aber nach Lage einer störenden Front variabel, so dass auch in der Durchführung einer einzelnen Strecke die verschiedensten gedanklichen wie technischen Experimente erforderlich sind, um zum Ziele zu kommen. Hierbei dürfte allerdings den orographischen Verhältnissen besonderes Augenmerk zu schenken sein, da durch derartige Einflüsse zum grossen Teil die "Überraschungen" mit zu Stande kommen dürften. Die Atmosphäre und deren Umgestaltung durch die teils bekannten, teils aber leider noch unbekannten Faktoren lässt sich nicht schematisieren, ebensowenig lassen sich die klassischen Warm- und Kaltfronten, am wenigsten aber die Occlusionen so normieren, um aus gleicher Ursache gleiche Wirkung zu erwarten. Hängt doch die Lebensgeschichte einer Front nicht zuletzt von dem Ursprunge der sie bildenden Luftmasse ab.

In Sonderheit werden nun die langsam bewegten Fronten, vor allem solche, die einen schleifzonenähnlichen Charakter aufweisen, oder schon Schleifzonen sind, im erhöhten Maße auf lokale Einflüsse reagieren und - falls es sich um sehr feuchte Luft handelt - für gewöhnlich flughindernd durch die im Flachlande schon an sich sehr tiefe Bewölkung sein. Die Störung erhöht sich selbstverständlich durch hinzukommenden Stau auf Gebirgsstrecken, der umso stärker in Erscheinung tritt, je feuchter und je langsamer bewegt die Front ist. Tritt nun ausser schleifender Bewegung und Stauerscheinung noch erhöhte Böigkeit hinzu, so ist in den meisten Fällen jede Flugmöglichkeit, wenigstens auf Gebirgsstrecken, in Frage gestellt.[2) 3)]

Weniger flughindernd wirken die reinen Böenfronten, falls sie nicht durch die sie begleitenden länger dauernden Windböen der Durchführung eine Grenze von selbst ziehen oder damit verbundene Schneefälle auf die Sicht verschlechternd wirken.

Bei den eben diskutierten Fronten, deren Festlegung auf der Wetterkarte wohl mit wenigen Ausnahmen nur <u>eine</u> Lösung zulassen, - wenn wir von Spezialfällen, die fast immer Schwierigkeiten bieten, absehen - ist die Wanderungsgeschwindigkeit und - Richtung auf Grund der Höhenströmung ziemlich sicher [40)] aber wichtig für die Flugberatung, in Sonderheit für Langstreckenflüge. Ich bin mir auf Grund meiner in Darmstadt gemachten Erfahrungen klar darüber, dass es immer Meteorologen geben wird, denen die Vorausberechnung der Frontenverlagerung, als rein geometrisches Problem gedacht, zuwiderläuft. Selbstverständlich ist jede Stilisierung einer Front eine Zwangsjacke. Trotzdem aber erfordert die Frontenanalyse in erster Linie in der Flugwetterberatung eine stark nach einer Geometrie hinneigende Deutung. Das Wetter wandert, warum wandert nicht auch die Front und die mit ihr für gewöhnlich auftretenden Begleiterscheinungen einigermassen gleichmässig? Letzten Endes ist doch die Frontenanalyse nur das geometrische Bild der luftkörpermässig zerlegten Atmosphäre[5)]. Ausserdem hat man dann noch mit Schinze[7)] zwischen dynamisch wichtigen und dynamisch belanglosen Fronten zu unterscheiden, eine Aufgabe, deren

---

*) Literaturangaben siehe am Schluss.

deren schwierige Lösung manches flugmeteorologische Problem scheitern liess. Und gerade aus dieser Erkenntnis heraus kommt die Vorausberechnung einer Frontverlagerung nur bei den dynamisch wichtigen Fronten zur Anwendung.

Es wurde schon eben darauf hingewiesen, dass die frontenanalytischen und frontengenetischen Betrachtungen bei den reinen Warm- und Kaltfronten meteorologisch durchaus eindeutig sind, weniger freilich die frontolytischen, so sehr gerade hier eine Eindeutigkeit im Flugwetterdienst erwünscht wäre, dass ihre Anwendung auf die Flugberatung aber ganz und gar von der Streckenführung selbst abhängt.

Wesentlich schwieriger gestalten sich nun die Verhältnisse, wenn es sich um die bekannten, wenn auch seltener auftretenden, Frontalzonen handelt. Selbstverständlich sind hier die Frontalzonen mit einer Tiefe von $>$ 50 km gemeint[5)6)]. Neben der Schwierigkeit der Auffindung einer solchen Zone, schon wegen ihrer Seltenheit, steht die Beurteilung ihrer Wanderungsgeschwindigkeit und -richtung, sowie - und das ist vor allem wichtig - ihre Entwicklungstendenz.

Bekanntlich ist die Frontalmasse der Frontalzone eine im Absterben begriffene Luftmasse meist subpolaren Ursprunges, die zwischen einer warmen und einer ihr gegenläufigen kalten Luftmasse eingekeilt liegt und "ausgequetscht" wird. Und zwar befinden sich hierbei arktische mit subpolaren oder subpolare mit subtropischen Luftmassen im Kampf, wobei der letztere Fall der flugmeteorologisch wichtigere für mitteleuropäische Verhältnisse sein dürfte. Dabei ist andererseits entschieden wieder massgebend, welche von beiden die Frontalmasse angreifenden Massen die aktivere ist, da sich diese störenden Zonen meistens im weiteren Entwicklungsverlaufe in Richtung der aktiveren Luftmasse zu bewegen pflegen. Bei den von mir beobachteten Fällen einer Frontalzone dürfte fast ausnahmslos die Kaltluft bestimmend gewesen sein, wenn auch für einige Stunden die meist energieschwächere Warmluft der Kaltluft das Gleichgewicht halten, diese sogar für kurze Zeit verdrängen konnte. Es bedurfte in diesem Falle erst eines gewissen Anwachsens des Kaltluftkörpers, d.h. Hebung des Schwerpunktes, ehe das endgültige Durchbrechen der Kaltluft erfolgte. Jedoch ist auch der Fall durchaus denkbar, wo die Warmluft aktiv bleibt. Das würde z.B. für den Fall eintreten, wo einer an sich schon seichten Kaltluft jegliche neue Zufuhr abgeschnitten, diese also im Zusammensinken begriffen ist, während die Warmluft anhaltend neue Zufuhr erhält.

Genau so, wie die gewöhnlichen Fronten frontenanalytisch eindeutige Gebilde darstellen, trifft dies bei den Frontalzonen zu. Während jedoch bei einer Front im landläufigen Sinne nur eine bevorzugte Bewegung zu beachten ist, handelt es sich bei den Frontalzonen um zwei einander näher rückende, noch hinreichend aktive Luftmassen. Deren Frontalzone, also deren Übergangsgebiet, von einer Tiefe von mehr als 50 km und einer Frontalzone, wohl meist Luft subpolaren Ursprunges, muss erst durch die gegenläufige Bewegung der aktiven Luftmassen weggeräumt werden, ehe eine Richtung in der Bewegung bevorzugt werden kann.

Es kann wohl angenommen werden, dass es in den mittleren Breiten also im Kampfgebiet der subpolaren mit der polaren oder tropischen Luftmasse, überall zur Bildung einer Frontalzone kommen kann, dass aber erfahrungsgemäss besonders Mitteleuropa ein bevorzugter Brennpunkt derartiger Gebilde ist. Und gerade wir Flugmeteorologen werden an der meteorologischen Auswirkung dieser Zonen erhöhtes Interesse nehmen, da sehr häufig die Ausbildung der Frontalzonen parallel zu den deutschen Mittelgebirgen einsetzt, daselbst gerne quasistationär werden und damit besondere Beachtung verdienen.

Anlässlich der Bearbeitung der Wetterlage vom 4. - 8. Januar 1912[8)] ergab sich eine geradezu klassische Frontalzone, die auch ohne die heutigen Beobachtungsmethoden schon aus der damaligen Wetterkarte als ein ins Auge springender Frontenkomplex angesehen werden muss. (Fig.1,2)*)

Eine

*)auf Tafeln am Schluss der Arbeit.

Eine alte, nur durch schwache Ostströmung charakterisierte Luftmasse (0°) wird von einer sehr warmen (5-6°) kräftigen Westströmung und einer weniger kräftigen kalten Ost-Nordostströmung (-3 bis -4°) angegriffen. Die so entstehende Frontalmasse reicht bis etwa 1500 m und wird darüber noch von der warmen und feuchten Westluft überweht, so dass ihre vertikale Mächtigkeit nach N zu bis zur größten Höhe von 2500 m anwachsen kann, während die Kaltluft daselbst nur bis ca. 500 m hoch reicht. Erst mit weiterer Zufuhr von Kaltmassen und der dadurch bedingten Energieanreicherung kommt diese durch Einfluss der Mittelgebirge aufgehaltene Bewegung beider Luftkörper wieder in Fluss. Während aber freilich die ursprünglich sehr aktive Warmluft in ihrer Bewegung abstirbt, erhöht sich jede der Kaltluft. Damit wird aber die Frontalmasse "ausgequetscht",dynamisch gehoben, sodass wieder eine erhöhte Kondensation einsetzt. Im Bereiche der Frontalmasse fällt also Niederschlag von verschiedenem Charakter: Landregen, Schnee, Staubregen und Schauerniederschlag von zuweilen erheblichem Betrage. Flugmeteorologisch wird neben der Art des Niederschlags, besser neben der Verschiedenartigkeit der Witterungszonen[9] - besonders bei hinzukommendem Schneefall und der damit zwangläufig verbundenen Sichtverschlechterung - die Tiefe des Niederschlagsstreifens von Bedeutung sein. Obwohl bei den meisten Frontalzonen die Kaltluft das aktive Moment wird, erreicht die Tiefe des Niederschlagsgebietes nicht selten durch das noch fortdauernde Aufgleiten der Warmluft die Grössenordnung der Aufgleitniederschläge. Dazu kommt, dass durch Zusammentreffen von aktivem und passivem Aufgleiten die orographischen Verschiedenheiten des Bodens stärkeren Einfluss gewinnen werden als bei einfachen Fronten. Ein weiteres, gerade in letzter Zeit oft diskutiertes, sehr wichtiges Gefahrenmoment, was bei Blindflügen in einer Frontalzone besondere Bedeutung erlangt, ist die Vereisung. Schinze[6] weist in seinem Vortrage darauf hin, dass im Kampfgebiet der arktischen und subpolaren Luft, also in den eigentlichen Frontalzonen, die gefährlichen Vereisungen stattfinden, "wobei starke Konvergenzen", wie in den beiden hier behandelten Fällen, "und vor allem quasistationäre Frontalzonen besonders effektiv sind". Gerade bei den dynamisch wichtigen Frontalzonen wird die "Vereisungsmauer" von Schinze auch durch die normalerweise auftretende Strömungslee der Gebirge nicht so rasch zum Verschwinden kommen wie bei den gewöhnlichen Fronten, da infolge der gegenläufigen Bewegung, also der starken Konvergenz, beide Gebirgsseiten Aufwindzonen darzustellen pflegen. Eine Frontolyse wird demnach hierbei nur secundäre Bedeutung haben.

Nach diesen prinzipiellen Erörterungen liegt es nun nahe, einen Fall zu behandeln, wo im täglichen Beratungsdienst eine Frontalzone flughindernd wirkte. Es wurde zu diesem Zwecke der 25.VIII.1931 herausgegriffen, da an diesem Tage die 8Uhr-Karte sehr leicht zu einer Fehlprognose führen konnte. Unsere der Luft Hansa auf Grund der 8Uhr-Deutschlandkarte gegebene Tagesübersicht lautete:

"Eine Tiefdruckrinne zieht sich von Südbelgien über Mitteldeutschland bis nach Böhmen. Nördlich der Rinne strömt kalte Ostluft vor, während im Süden ein feuchtwarmer SW-Strom über der Ostströmung aufgleitet. In ganz Mitteldeutschland, vom Rheingebiet bis zur Mulde und Elbe wird eine tiefe Wolkendecke erzeugt, die auch im Flachland nur 100-150 m hoch liegt und bereits das Hügelland abdeckt. Dieses Strömungsgebiet wird untertags nur wenig Verlagerung zeigen, auch dürfte keine wesentliche Besserung in demselben auftreten.

Streckenaussichten: Breslau durchführbar, bei tiefer Bewölkung im ersten Streckenteil. Berlin im ersten Streckenteil bis zur Elbe meist aufliegende Bewölkung. Essen und Köln ohne zeitweisen Blindflug nicht durchführbar, auch auf weit nördlichem Umweg im ersten Streckenteil wahrscheinlich Blindflug nötig. Frankfurt und Stuttgart im Gebiete des Thüringer Waldes aufliegende Bewölkung. Fürth und Plauen - Hof durchführbar. Prag bis zum Mittelgebirge sehr schwierig. Schwierige Flüge von München nach Fürth, von Frankfurt nach Erfurt

und

und von Stuttgart nach Schkeuditz. "

Zu der Übersicht muss aber bemerkt werden, dass sie, ohne die Frontalzone zu berücksichtigen, entstanden ist und diese erst auf Grund der 11 Uhr-Karte erkannt wurde. Es müsste also bei voller Berücksichtigung der Frontalzone der letzte Satz, was auch bei den Einzelberatungen im Laufe des Tages berücksichtigt wurde, wie folgt ergänzt werden:

"Dieses Störungsgebiet wird sich untertags nur nach S verlagern, da die Aktivität der Kaltluft mit zunehmender Tageszeit anwachsen und damit die Warmluft nach S verdrängen wird. Somit greift die Besserung von N nach S durch. Jedoch wird diese nur langsame Fortschritte machen können, da nach den Höhenwinden zu urteilen, keine allzu grosse Energie mit der Kaltluft verbunden ist."

Entsprechende Erweiterungen sind dann noch auf die Streckenaussichten in Anwendung zu bringen, etwa in der Form:

"Zunehmende Verschlechterung während des Tages für die SW-, S- und SO-Strecken, dagegen zunehmende Besserung für die Nordstrecken und Westflüge auf nördlichem Umwege."

Die Figuren 3,4 und 5*) illustrieren nun die Veränderungen der Frontalzone von 8 - 14 Uhr. Dabei zeigt sich, dass die Kaltluft immer weiter, wenn auch langsam nach S vordringt, bis 14 Uhr das Harzmassiv aber noch nicht überschreiten konnte. Selbst der Brocken liegt immer noch in der Frontalmasse mit Ostwinden und taucht erst gegen Abend in die kalte NO-Luft ein. Kurz nach 14 Uhr dagegen ist die Kaltluft über Sachsen eingebrochen und hat bereits das Mittelgebirge unter verbreiteter Gewitterbildung erreicht. Von der Frontalzone ist daselbst natürlich nichts mehr vorhanden, während sie sich vom Harz westwärts noch recht gut abbildet. So sind ja auch die Weststrecken in flugmeteorologischer Hinsicht dadurch am meisten beeinflusst, wenn auch der nunmehr vorherrschende Einbruchscharakter auf den Südstrecken durch die Gewitterstörungen und die damit verbundenen z.T. tiefen Wolkenteile noch nicht ganz "rein" ist.

Als Nebenuntersuchung dieser an sich schon rein meteorologisch interessanten Wetterlage wurde ein Vertikalschnitt gezeichnet. Der Schnitt selbst wurde in SW - NO-Richtung gelegt, die dafür verwendeten Bergstationen und Aufstiege aber parallel zur Lage der Frontalzone projeziert, um das räumliche Nacheinander besser zu erfassen. Bei der Verwendung der gewöhnlichen Temperaturen (Fig.6)*) ergab sich kein ganz klares Bild über die Struktur der Atmosphäre, während die Verwendung der äquipotentiellen Temperaturen [10)11)] geradezu plastisch die Vertikalstruktur der Atmosphäre widerspiegelt (Fig.7)*). Es heben sich alle drei am Frontenkomplex der Frontalzone beteiligten Luftmassen in hervorragender Weise ab. Und zwar entspricht der warmen SW-Luft eine repräsentative Temperatur von rund 40°, der Frontalmasse von 32° und der Kaltluft von 26° am Boden, von 45°, 32°, 30° resp. in 1 000 m Höhe. Verfolgt man noch rein rechnerisch die Veränderungen der äquipotentiellen Temperaturen von Termin zu Termin bei den Bergstationen, so bildet sich auch in diesem Wechsel die Wanderung der Frontalzone mit ihren Charakteristika deutlich ab. Es soll hier allerdings auf die Wiedergabe der Zahlenwerte selbst verzichtet werden.

Diese Darstellung ist ein weiteres Beispiel für den unfehlbaren Vorteil der Verwendung von äquipotentiellen Temperaturen im täglichen Wetterdienst,[10)11)] vor allem aber in der Aerologie und in der aerologischen Synoptik.[12)] Besonders die Bedeutung dieser Zahlen für die Aerologie ist zur Zeit Gegenstand einer Untersuchung von Fritz Engelmann, Schkeuditz, die demnächst zur Veröffentlichung gelangen wird.[13)]

Schliesslich seien noch die von der Flugwetterwarte Halle/Leipzig am fraglichen Tage gegebenen Beratungen der Langstreckenflüge wiedergegeben, die in den verschiedensten Richtungen durch das Gebiet der Frontalzone führten.

*) auf Tafeln am Schluss der Arbeit

Start 1045 nach Görlitz - Breslau

1000 Dresden	dunstig	5 km	6-1000 m	1/10	9/10	SSO 5
0950 Görlitz	fast bedeckt	5 km	6-1000 m	7/10	9/10	SO 5
1000 Breslau	bedeckt Landeskrone frei!	5 km	5-1000 m	5/10	10/10	OSO 5

Höhenwinde:

	200	500	800	1000	1500	2000 m
0700 Dresden	SO 11	S 11	SW 25	SW 25	SW 29	SW 22 km/h
0700 Breslau	OSO 14	S 22		SW 14	SW 14	SW 15 km/h

Streckenaussichten:

Im ersten Streckenteil tiefe Bewölkung in 100-200 m und starker Dunst, die Bewölkung hebt sich jedoch rasch nach Osten hin auf 3-600 m und wird auch in dieser Höhe infolge Leewirkung der Mittelgebirge bei südlicher Luftbewegung bleiben. Ebenso wird sich die Sicht bessern, leichter Dunst wird aber im ganzen Streckenteil zurückbleiben. Von Mitte Strecke ab zeitweise noch leichter bis mässiger Staubregen. Höhenwinde wie in untenstehenden Piloten.

Start 1055 nach Essen-Rotterdam.

1000 Dortmund	bedeckt	5 km	2-300	8/10	10/10	ONO 15
1000 Essen	nach Regen	500 m	1-200	10/10		ONO 10
1030 Nordhausen	Regen	5 km	3-600	8/10	10/10	S 4

Höhenwinde:

	200	400	600	1000 m
0700 Köln	OSO 10	S 10	W 14	WSW 10 km/std.

Streckenaussichten:

Die gesamte Strecke liegt im Bereiche kühler einbrechender Ost- bis NO-Luft, über der feuchte, warme SW-Luft aufgleitet. Es kommt infolgedessen auf der ganzen Strecke zu geschlossener Wolkendecke bei 100-200 m Höhe, die nur an einzelnen Stellen etwas ansteigt. Vor allem über den Gebirgsteilen kommt noch Absinken der Wolkendecke durch Stau hinzu, sodass diese Teile vielfach nur im Blindflug gequert werden können. Auch auf den Umgehungswegen, ob nördlich oder südlich, sind die Verhältnisse die nämlichen. Eine Änderung der Lage könnte nur dann in Frage kommen, falls es der NO-Luft gelingen sollte durch plötzlichen Energiezuwachs nach SW resp. nach S durchzustoßen, und so die feuchte SW-Luft zurückzudrängen. Die Möglichkeit dieser Entwicklung kann nicht verneint werden. In diesem Falle würde nur der weite Umweg über Hannover zur Diskussion stehen. Die Sicht geht nur selten über 1-2 km hinaus, die Winde wehen aus östlicher Richtung und drehen erst in grösserer Höhe auf südliche Richtung. Geschwindigkeiten um 10-25 km/std.

1230 Beratung bis Hannover.

1120 Quedlinburg	bedeckt	2-4 km	1000?	10/10	N 5
1200 Hannover	nach Regen	10 km	1000	10/10	0 10

Höhenwinde:

	200	500	1000 m	
1200 Schkeuditz	N 4	NW 4		km/h
1100 Hannover	NNO 22	0 40	0 36	km/h.

Streckenaussichten:

Der gesamte Flug steht unter dem Einfluss der von NO her einbrechenden Kaltluft. Die Wolkendecke bleibt aber, da über dieser warme SW-Luft aufgleitet, geschlossen und sinkt auf dem ersten Teile noch stellenweise 1-200 m in Fetzen ab. Mit Übergang zum Harz beginnt die Wolkendecke dann wieder anzusteigen

anzusteigen bei einsetzendem Regen. Sicht schwankt anfangs zwischen 2 und 4 km, nimmt aber nach N zu. Östliche Winde bis über 1000 m 10-25 km/std.

Start 1215 Hannover.

siehe Beratung nach Essen über Hannover.

Start 1300 nach Frankfurt - Saarbrücken.

1230 Erfurt	dunstig	5 km	3-600	8/10	9/10	still
1230 Frankfurt	nach Leichtgewitter, Wolkenfetzen 3-600 m	10 km	6/1000	8/10	9/10	S 5

Höhenwinde:	200	500	700	1000	1500 m
1200 Schkeuditz	S 4	NW 4			
1100 Frankfurt	S 11	SW 18	SW 25	SW 29	SW 36 km/std.

Streckenaussichten:

Im Anfang der Strecke wird der Wind von schwachem N auf SW übergehen, Höhenwinde aus SW 15-25 km/std. Sicht allgemein dunstig. Die noch teilweise vorhandene geschlossene Wolkendecke lockert weiter auf. Im Gebiete des Thüringer Waldes ist evtl. südliches Ausbiegen zu raten. Die Flugstrecke liegt dann insgesamt in der SW-Luft, in der es von der Rhön ab zu Regenstörungen kommt, in denen auch einzelne aus SW ziehende Gewitter auftreten. Die im Rheingebiet gelegene Störung selbst wird nach NO wandern und kann dadurch dem Ende der Strecke noch Verschlechterung durch Regenfälle bringen.

Start 1405 nach Stuttgart.

1330 Erfurt	dunstig	2-4 km	2-300	9/10	9/10	N 15
1330 Eisenach	nach Regen	500-1000 m	50-100		10/10	W 5
1330 Gr.Breitenbach	wolkig	10 km	3-600	8/10	8/10	SW 10
1330 Meiningen	wolkig	20 km	6/1000	8/10	8/10	SW 10
1330 Rotenburg	Leichtgewitter aus SW	5 km	6/1000	9/10	9/10	S 5
1315 Öhringen	fast bedeckt	10 km	3/600	8/10	9/10	SSW 10
1325 Stuttgart	fast bedeckt	50 km	6/1000	8/10	9/10	SW 10
	im Osten gewittrige Schauer.					

Höhenwinde:	200	500	700	1000	1200 m
1200 Schkeuditz	N 4	NW 4			
1000 Gera	WSW 7	SSW 11	SW 18	WSW 22	
1300 Fürth	-	SW 11	WSW 22	W 22	WSW 22

Streckenaussichten:

Bis auf den Anfang der Strecke liegt der ganze Flug in südwestlicher warmer Luft, Höhenwinde 20-30 km/std, Sicht allgemein dunstig. Nur noch anfangs stellenweise geschlossene Wolkendecke, meist aber durchbrochene Haufenwolken. Wolkenhöhen bis in das Vorland des Thüringer Waldes noch stellenweise 2-400 m, dann auf 600-800 m Meereshöhe ansteigend. Aus SW ziehen einzelne Regenstörungen innerhalb der Warmluft, die auch vereinzelt mit Gewittern ohne frontalen Charakter verbunden sind.

Start 1540 nach Fürth - München.

1500 Plauen	wolkig Gewitter im Osten	5 km	6/1000 m	8/10	10/10	SW 23
1500 Hof	halb bedeckt	20 km	3-600 m	3/10	5/10	SW 15
1500 Bayreuth	halb bedeckt Sofienberg frei!	10 km	1000	5/10	5/10	S 5

1500 Fürth	anh.stark.Regen	500-1000 m	1-200	10/10	WNW 30 stark böig.	
1500 München	wolkig	50 km	6/1000	5/10	8/10	SW 10

Höhenwinde:	200	500	700	1000	1200
1430 Schkeuditz	N 11	N 11	NNW 11		
1200 Fürth	-	SW 11	WSW 22	W 22	WSW 22

Streckenaussichten:

Der Einbruch der Kaltluft aus N hat bis zur Linie Chemnitz-Gera-Erfurt bis 1400 Uhr Fortschritte gemacht und bewegt sich weiter nach S bis etwa 20 km/std. Beim Auftreffen der Kaltluft auf die vorgelagerte warme SW-Luft kommt es zu Regenschauern und vielfacher Gewitterbildung, auch diese Störungen wandern nach S. Sie werden sich aber mit Auftreffen auf das Gebirge in ihrer Richtung beeinflussen lassen. Hat die Kaltluft das Gebirge erreicht, so tritt Stau ein, so dass die noch hohe Bewölkung über dem Gebirge ebenfalls wie schon in der Kaltluft auf 200-300 m, einzelne Fetzen noch tiefer, absinken wird. Es ist nicht ausgeschlossen, dass sich das Gebirge stellenweise abdeckt, sodass der Kurs über Plauen - Hof angeraten erscheint. Nördliche Winde um 15-30 km/std, hinter dem Gebirge südwestliche Richtung, Sicht um 2-6 km, in den Störungen, ausserhalb derselben besser. Der Streckenabschnitt Thüringer Wald - Fürth - München steht dann wieder unter Einfluss zunehmender Bewölkung aus SW mit baldigem Übergang zu zusammenhängendem Regen und auch da Gewitterbildung. Diese Störung zieht aber von SW nach NO.

Start 1620 nach Breslau.

1530 Dresden	anh.leicht.Reg.	10 km	6/1000	5/10	9/10	SW 5
1400 Görlitz	bedeckt Landeskrone frei!	5 km	6/1000	8/10	10/10	SW 10
1545 Breslau	dunstig	2-4 km	1000	10/10		SO 5
1530 Waldenburg	Gewitter von Westen					

Höhenwinde:	200	500	700	1000	1500	2000 m
1430 Schkeuditz	N 11	N 11	NNW 11			
1200 Breslau	-	SSW 18	--	OSO 4	SSW 11	SSW 22

Streckenaussichten:

Die erste Streckenhälfte liegt in nördlicher kühler Luftströmung, in den unteren Schichten nordwestliche Winde 20-25 km/std; Wolkendecke dabei wenig durchbrochen, untere Grenze 4-600 m. Die weitere Strecke liegt auf der Nordseite einer Teilstörung über der Oberlausitz, darin schliesst sich die Wolkendecke völlig und reicht auf Kurs auf teilweise 200 m über Grund herab, im Regen auch noch stellenweise tiefere Fetzen. Eine Besserung ist besonders im Streckenteil zwischen Neisse und Katzbach nur wenig zu erwarten. Die Winde schwächen in diesem Gebiete ab und gehen auf südliche Richtung über. Südlich der Strecke treten einzelne Gewitter auf, die vorwiegend aus NW bis W ziehen.

Start 1700 nach Prag.

1600 Chemnitz	anh.leicht.Reg.	2-4 km	3-600	5/10	9/10	SW 5
1630 Oberleutensdorf	nach Gewitter noch Regen	5 km	2-300	8/10	9/10	NNO 10
1630 Leneschitz	wolkig	10 km	1000	5/10	8/10	WSW 15
1630 Vrany	fast bedeckt	2-4 km	1500	9/10	9/10	SW 5
1630 Prag	wolkig	1-2 km	1000	5/10	8/10	SSW 5

Höhenwinde:

Höhenwinde:	200	500	600
1430 Schkeuditz	N 11	N 11	NNW 11

Streckenaussichten:

Die nördliche Kaltluft hat das Erzgebirge erreicht, an ihrer Vordergrenze treten mehrfach Gewitter mit starken Regenschauern auf. Ferner wird der Kamm des Gebirges durch Stau von der Nordseite her eingehüllt, so dass ein Flug mit Bodensicht dort nicht mehr möglich ist. Die Kaltluft wird das Gebirge nur langsam überschreiten, so dass etwa von der Eger ab wieder Aufklaren, Übergang auf südwestl.Winde und Ansteigen der Bewölkung auf über 500 m eintritt. Höhenwinde anfangs nördlicher Richtung, in Böhmen SW 15-25 km/std."

Es soll hierbei aber nicht der Eindruck von "Musterbeispielen" erweckt werden, denn gerade über die Auf- und Abfassung von Beratungen lässt sich leider immer noch streiten. Es muss sogar zugegeben werden, dass in mancher Beratung die Geschichte der Wetterlage noch eingehender geschildert werden konnte. Aber die Kritik ist nach der Vollendung einer Wetterlage bekanntlich immer sehr leicht.

Wollte man aber eine erschöpfende Kritik der Beratung überhaupt geben, müsste das Wort des Führers zur Verfügung stehen, was aber aus den bekannten Gründen leider immer fehlt. Der Erinnerung nach kann ich nur sagen, dass die spärlich laut gewordenen Streckenbeschreibungen ausnahmslos "schlecht" lauteten und dass über die Beratungen selbst "Nachteiliges" nicht bekannt wurde. Dass die Wetterlage auf dem Abschnitte Harz-Rhein in rein westlicher Richtung also dort, wo die Frontalzone auch um 1400 Uhr noch gut erhalten ist, noch sehr schlecht war, geht daraus hervor, dass alle Maschinen ab Schkeuditz, die auf Anschluss einer Westmaschine warten mussten mit erheblicher Verspätung starten konnten, z.T. sogar vergeblich gewartet haben.

Vorstehende Ausführungen sollen im allgemeinen zeigen, dass eine sorgfältig frontenanalytisch verfolgte Wetterlage die einzig brauchbare Handhabe einer befriedigenden flugmeteorologischen Tätigkeit ist. Im besonderen wurde der Frontenkomplex einer Frontalzone grosser Dimensionen etwas näher behandelt, der flugmeteorologisch eine intensivere Beachtung und Bearbeitung verdient, als die einfacheren Fronten, die mit den ihr eigenen Frontalzonen geringerer Dimensionen nur eine bevorzugte, allgemein bekannte Bewegungsrichtung aufweisen, die der Frontalzone jedoch ganz von der vertikalen Mächtigkeit der Frontalmasse und der Aktivität beider an der Bildung der Frontalzone beteiligten Luftmassen abhängt.

L i t e r a t u r v e r z e i c h n i s .

1) Erfahrungsberichte des deutschen Flugwetterdienstes.

2) Scultetus, Die Wetterlage des 2. Januar 1931 in ihrer Auswirkung ..... Erfahrungsberichte des deutschen Flugwetterdienstes 7. Folge Nr.1 1932.

3) Schreiber, Bericht über die Flugberatung am Tage der Sturmzyklone vom 1.VIII.29, Erfahrungsberichte 5. Folge Nr.6.

4) Troeger, Die Geschwindigkeit der Fronten, Mitt. des Aeron. Observat. Lindenberg, 1927.

5) Bergeron, Über die dreidimensional verknüpfende Wetteranalyse, Geofysisk Publikatiosjoner, Vol.V, Nr.6

6) Schinze, II. Sonderband der Erfahrungsberichte des deutschen Flugwetterdienstes 1932.

7) Schinze, Praktische Wetteranalyse, erscheint demnächst im Archiv der Seewarte.

8) Schreiber, Analyse der Wetterlage vom 4. - 8.I.1912, erscheint demnächst im Archiv der Seewarte.

9) Bergeron-Swoboda, Wellen und Wirbel ..... Geophys.Inst. Leipzig, Bd. III, Heft 2.

10) Robitzsch, Die Verwertung der durch aerologische Versuche ..... Arbeiten des Pr. Aeron. Observat. Lindenberg, Bd.XVI, Heft C 1928.

11) Diesing, Die Verwendung der äquipotentiellen Temp. im täglichen Wetterdienst, Ann. der Hydrographie u. mar. Meteorologie 1930.

12) Schinze, Meteor. Zeitschr. 1931. Zur Diagnose der Junikälterückfälle .....

13) Erfahrungsberichte des deutschen Flugwetterdienstes, erscheint demnächst.

Literaturverzeichnis.

1) Erfahrungsberichte des deutschen Flugwetterdienstes.

2) Boulton, Die Wetterlage des 2. Januar 1931 in ihrer Auswirkung ...

3) Erfahrungsberichte des deutschen Flugwetterdienstes 7. Folge Nr.1 1932.

4) Schreiber, Berichte über die Flugbeobachtung an Tage der Sturmkrise vom 1.VIII.29. Erfahrungsberichte 5. Folge Nr.6.

5) Troeger, Die Gesamtwirksamkeit der Fronten. Mitt. d. Forsch.-Observat. Lindenberg, 1927.

6) Berggren, Über die dreidimensional verknüpfende Wetteranalyse, Geofysiska Publikationer, Vol.V, Nr.6.

7) Schinze, II. Sonderband der Erfahrungsberichte des deutschen Flugwetterdienstes 1932.

8) Schreiber, Praktische Wetteranalyse, erscheint demnächst im Archiv der Seewarte.

9) Schreiber, Analyse der Wetterlage vom 4.-8.I.1932, erscheint demnächst im Archiv der Seewarte.

10) Bergeron-Sverdrup, Wolken und Niederschlag ..., Geophys. Inst. Leipzig, Bd. III, Heft 2.

11) Hoblitzsch, Die Verwertung der durch aerologische Versuche ... Arbeiten des Pr. Aeron. Observat. Lindenberg, Bd.XVI, Heft 6 1928.

12) Diesing, Die Verwendung der Aquipotentialen Temp. im täglichen Wetterdienst, Ann. der Hydrographie u. mar. Meteorologie 1930.

13) Schinze, Meteor. Zeitschr. 1931. Zur Diagnose der Luftmassengrenzen ...

15) Erfahrungsberichte des deutschen Flugwetterdienstes, erscheint demnächst.

Tafel 1

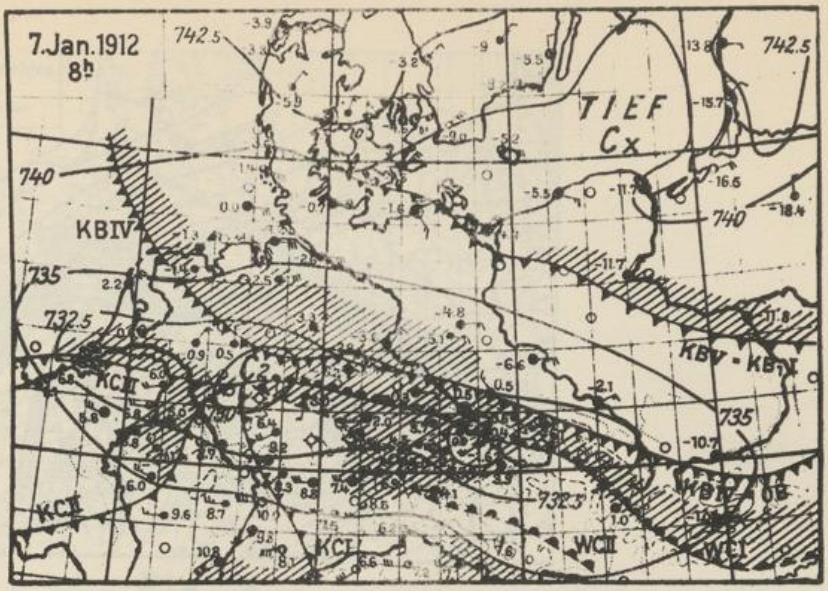


Fig. 1.

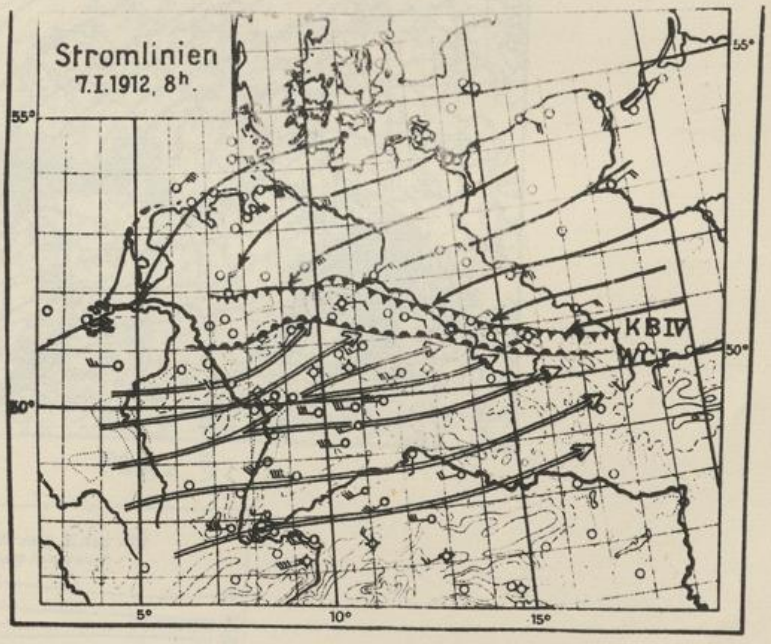


Fig. 2.

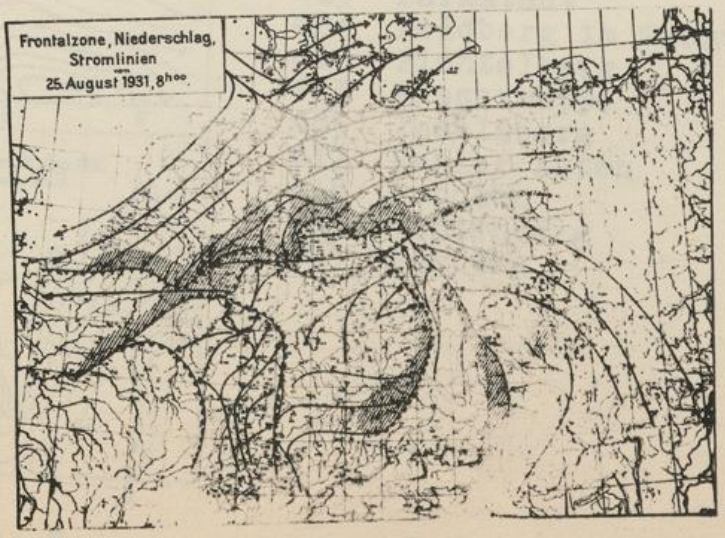
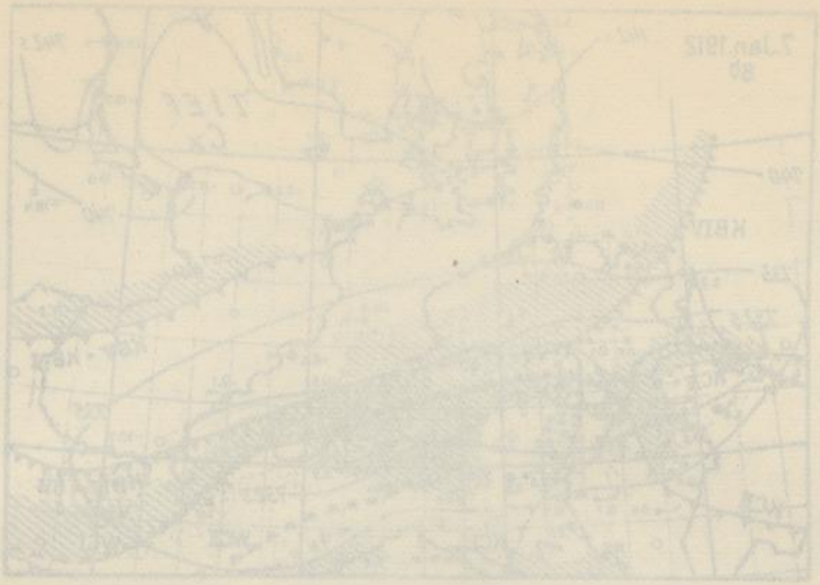
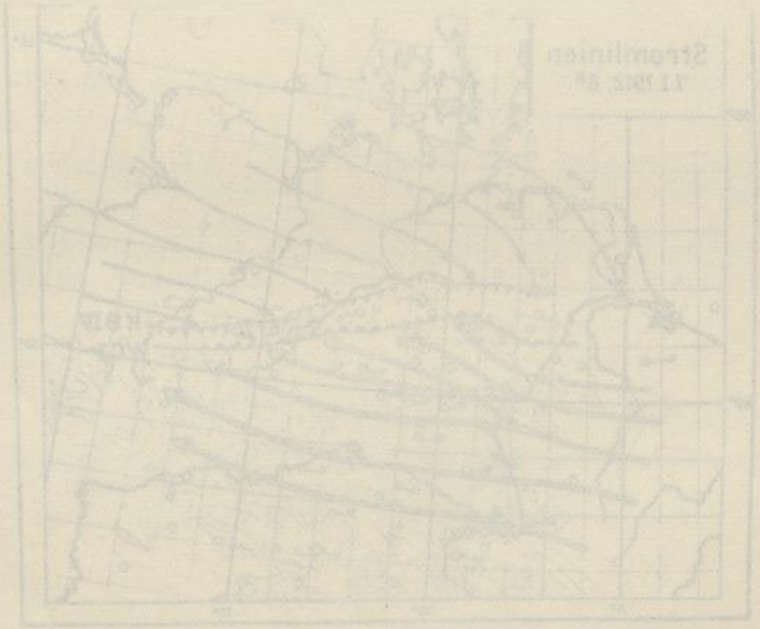
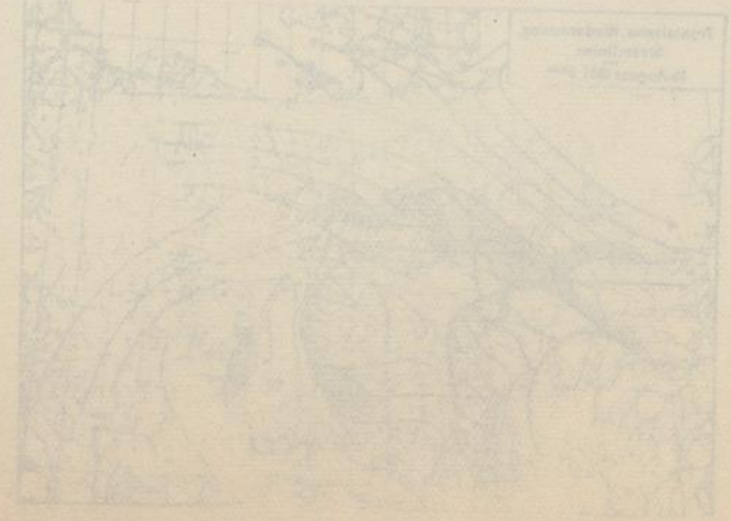


Fig. 3.







Tafel 2

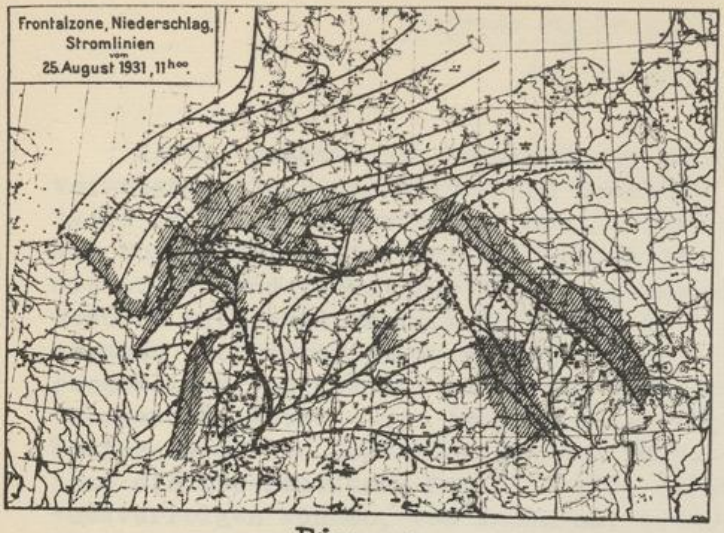


Fig. 4.

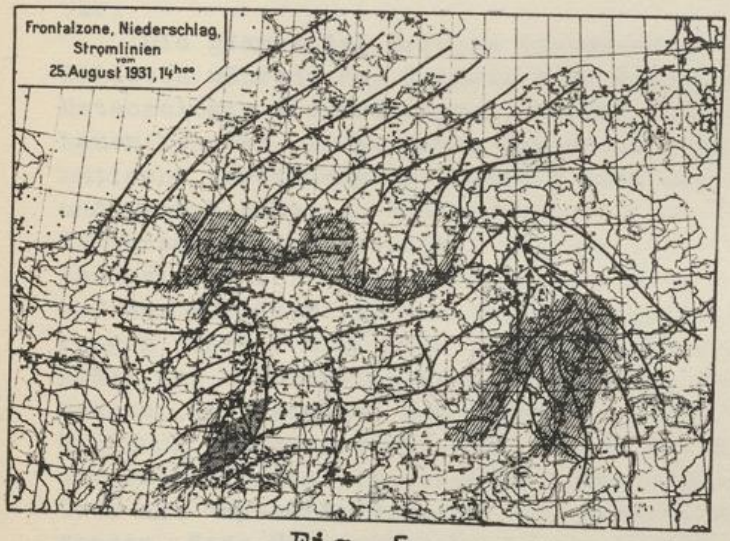


Fig. 5.

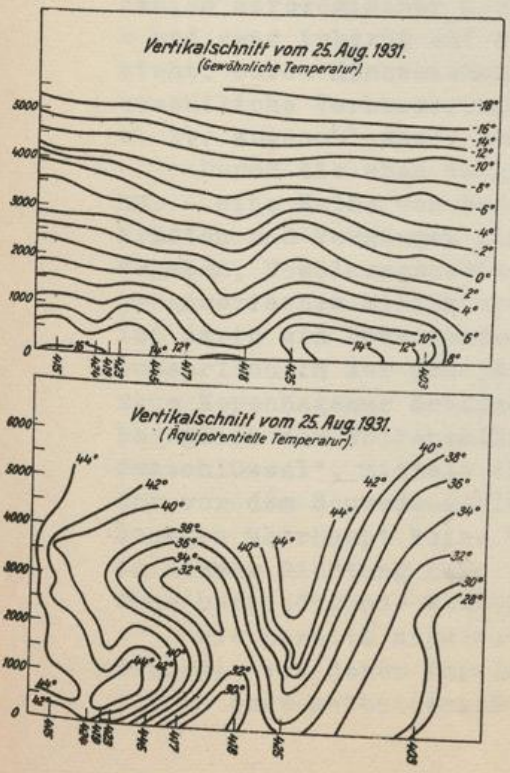
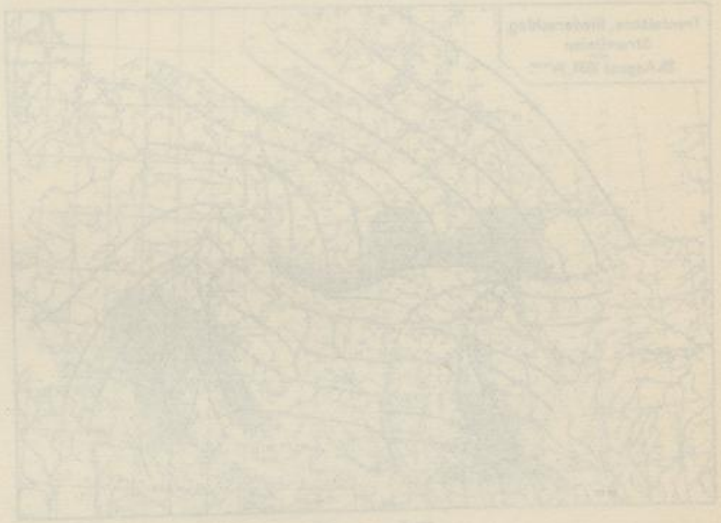


Fig. 6 u. 7.

415 Darmstadt
424 Feldberg im Taunus
419 Fichtelberg
423 Wasserkuppe
445 Inselsberg
417 Kahler Asten
418 Brocken
425 Lindenberg
403 Hamburg



Über die Bedeutung der Wolkenformen für Diagnose und Prognose im Flugwetterdienst

Dr. Wiegand, Frankfurt/M.

In der praktischen Meteorologie wurde die Bewölkung während langer Zeit vorwiegend als Himmelsbedeckung gewertet. Dies lag in der Entwicklung und hatte seinen Hauptgrund wohl darin, dass früher fast nur eine Meteorologie der bodennahen Luftschichten möglich war. Eine Änderung wurde angebahnt durch die aufblühende Aerologie und die gleichzeitige Entwicklung der Luftfahrt, wodurch sich bald tiefere Einblicke in die Vorgänge der freien Atmosphäre ergaben. Man drang immer weiter in den Wolkenraum vor und gewann auch aus persönlicher Anschauung und durch eigenstes Erleben, oft auf eine recht eindrucksvolle Weise - man denke z.B. an eine Reihe von Gewitterballonfahrten - Beziehung zu den Erscheinungen des Luftmeeres. So war es selbstverständlich, dass die Aeronautische Meteorologie, deren Anfänge wir bis in jene Zeit zurückverfolgen können, von Anbeginn, entsprechend den Anforderungen der Luftfahrt, besonders auf die auf die Beachtung der Wolkenvorgänge eingestellt war.

Die glänzenden Erfolge insbesondere der mitteleuropäischen Aerologie bildeten während der Folgezeit im Verein mit den Ergebnissen der synoptischen Meteorologie die Grundlagen, worauf sich die Bjerknes'schen Anschauungen aufbauen konnten. Im Bergener Zyklonenschema war zwar schon eine erste systematische Verbindung hergestellt zwischen einigen der grossen Wettervorgänge und ganz bestimmten Wolkengruppen, doch wurde alsbald ein weiterer Ausbau des Zyklonenmodells notwendig, welcher sich im wesentlichen wiederum aus den Erkenntnissen der mitteleuropäischen Meteorologie, voran der Aerologie ergab und der schliesslich zum "Lindenberger Zyklonenschema" und seinen Erweiterungen führte. Hier sind bereits weitgehende Beziehungen geschaffen zwischen den wichtigsten Wolkenformen und ihren aerologischen Entstehungsbedingungen, insbesondere auf Grund der Gleitflächenforschung. Wieviel in dieser Richtung schon erreicht war, zeigen die Versuche einer genetischen Einteilung der Wolkenformen. Im gewissen Sinne können auch die französischen Arbeiten über die "Systèmes Nuageux" als Erweiterungen des Bergener Systems angesehen werden. Eine Hauptschwäche dieser Arbeiten zeigt sich allerdings im gänzlichen Fehlen aerologischer Gesichtspunkte, obwohl die genetische Betrachtungsweise - und zwar inbezug auf den Einfluss der Druckänderungsgebiete - im Vordergrund steht. Durch Einbeziehung aerologischer Gedankenvorgänge sind hier wohl noch wesentliche Verbesserungen zu erwarten, was durch eine am Frankfurter Institut z. Zt. abgeschlossene Arbeit bestätigt erscheint.

Durch die eben dargelegte Entwicklung, welche - von verschiedenen Seiten her - eine Reihe von Beziehungen der Wolkenformen zu den wetterwirksamen Kräften und Vorgängen klargelegt hatte, war nun umgekehrt die Möglichkeit gegeben, Bewölkungsbeobachtungen in höherem Masse als diagnostisches und prognostisches Hilfsmittel heranzuziehen. Besonders während der letzten Jahre ist darin ein bedeutender Fortschritt zu verzeichnen. Dies kommt schon rein äusserlich in der heutigen Art der Wetterverschlüsselung zum Ausdruck. Der neue Kopenhagener Schlüssel (international eingeführt seit dem 1.3.1930) gibt bezüglich der Wolkenmeldung drei Möglichkeiten gegenüber dem früheren "Schwedenschlüssel", mittels dessen nur zwei Wolkenarten gemeldet werden konnten. Der vor dem Schwedenschlüssel gebräuchliche "Alte Deutsche Schlüssel" besass dagegen überhaupt keine Wolkenziffer. Ein Beweis für ein weiteres Fortschreiten in dieser Richtung kann unter anderem auch in den dauernden Bemühungen um eine befriedigende Wolkensymbolik gesehen werden.

Wie bereits angedeutet wurde, musste besonders die aeronautische Meteorologie von jeher ihr Interesse dem Studium der Bewölkung zuwenden, und so ist es ganz selbstverständlich, dass die morderne Flugmeteorologie an all den

hiermit

hiermit verbundenen Fragen rege teilnimmt. So spielt auch die Frage der Wolkensymbolik im Flugwetterdienst eine wichtige Rolle. Gerade in neuester Zeit hat man, wie bekannt, anknüpfend an frühere Versuche, die Wolkenformen dadurch für diagnostische und prognostische Betrachtungen weitergehend nutzbar zu machen versucht, dass man sie mittels farbiger Zeichen in die Wetterkarte einzeichnet oder auch einstempelt. Man will auf diese Weise eine "bildhafte" Darstellung der Wolken, ja der gesamten Himmelsansicht erreichen und so die Möglichkeiten des neuen Schlüssels bezüglich der Bewölkung vollkommener auswerten.

Es ist ganz klar, dass der Flugmeteorologe sein besonderes Augenmerk dem Himmelszustand zuwendet, dessen Bedeutung für die Flugwettervorhersage er im Laufe seiner Tätigkeit und auf Grund seiner jahrelangen praktischen Erfahrungen immer deutlicher erkennt. Er ist, infolge der Eigenart seiner Aufgaben, eng verbunden mit den Wetterereignissen und "erlebt" den Wetterablauf gewissermassen in allen Einzelheiten mit, wozu auch der Erfahrungsaustausch mit dem Flugzeugführer wesentlich beiträgt. Der Flugmeteorologe darf noch weniger als jeder andere Meteorologe "Papiermeteorologe" sein; er kann seine Arbeitsweise nicht in ein starres System hineinzwängen, sondern muss sich den immer wechselnden Gegebenheiten anpassen. Ausserdem ist er zur baldigen Nachprüfung der auf Grund seiner Anschauung über die betreffende Wetterlage aufgestellten Prognose gezwungen, und er wird öfter seine Anschauungen berichtigen müssen. All das muss zu einer genaueren Beachtung der Wolkenformen und der Himmelsansichten führen.

Die Bewölkung hat in der Flugmeteorologie in der Hauptsache eine doppelte Bedeutung. Einmal sind die Wolkenformen - besonders im Hinblick auf ihre vertikale und horizontale Erstreckung, auf die mit ihnen verbundenen Strömungsverhältnisse und auf ihren Temperatur- und Koagulationszustand (Vereisung) - selbst Gegenstand der Prognose, denn nach der Art und dem Zustande der Bewölkung richtet sich zum grossen Teil die Art der Flugdurchführung. Andererseits sind die beobachteten Wolken, wie auch sonst, von allgemeiner diagnostischer und prognostischer Bedeutung bezüglich der Gesamtwetterlage. Doch wird die Flugmeteorologie auch in Bezug auf diesen zweiten Punkt besonderen Nutzen aus eingehenden Wolkenbeobachtungen ziehen. Die Wolke ist ja ihrer Natur nach selbst eher ein Vorgang als ein fertiges Gebilde. In ihr kommen daher selbst feinere und vorübergehende Einflüsse deutlich zum Ausdruck. Die Feinstruktur der atmosphärischen Ereignisse ist nun aber gerade für die kurzfristige Prognose, wie sie im Flugwetterdienst vorherrscht (auch die Langstreckenberatung fällt zum Teil noch in den Bereich dieser Kurzfristprognose), von grösster Wichtigkeit. Aufmerksame Wolkenbeobachtung muss also unbedingt zu einer Verbesserung der Prognosen führen.

Man ist leicht geneigt, den praktischen Wert der Wolkenbeobachtung zu unterschätzen, da man sich des Gedankens nicht erwehren kann, dass uns die Aerologie und besonders die Physik der Wolken noch so sehr verschlossen ist, und dass es darum nicht leicht ist, die beobachtete Wolkenform in jedem Falle richtig zu bewerten. Ganz so ungünstig liegen die Dinge aber wohl kaum, da es für die Praxis ja nicht auf weitgehende Einblicke in die physikalischen Vorgänge, sondern auf eine möglichst rasche Erfassung der "praktischen" Wettererscheinungen und ihrer Entwicklung ankommt. Die Praxis verlangt mit anderen Worten nicht unbedingt streng gültige Gesetze, sie kann sich vielmehr sehr gut mit Regeln begnügen. Sicherlich sind die Grundlagen für eine "gesetzmässige" Betrachtungsweise wegen Fehlens einer genügenden Zahl von quantitativen Wolkenbeobachtungen noch nicht gegeben, doch haben wir in qualitativer Hinsicht eine ausserordentlich umfassende Wolkenliteratur, die für den Praktiker viel Brauchbares enthält, das allerdings zum grössten Teil ungehobenen Schatz darstellt.

Der Wert der Wolkenbeobachtung gerade für die Flugmeteorologie steht ausser Frage, und wir sollten uns ruhig eingestehen, dass ja selbst der Laie, sofern

er

er ein guter Beobachter ist und über grosse Erfahrung verfügt, gerade Wolkenbeobachtungen mit Erfolg für seine privaten Prognosen verwendet. Sollte der Meteorologe, zumal der Flugmeteorologe, in dieser Hinsicht nicht ausserordentlich viel mehr erreichen? Die Notwendigkeit, die "Kunst" der prognostischen Wolkenbeobachtungen auszuüben, besteht für jeden Flugmeteorologen, denn der Zusammenhang zwischen Wolkenform und Wetterlage bezw. Wetterentwicklung wird - auch in Einzelheiten - fast täglich deutlich, wofür sich viele Beispiele anführen liessen.

Es kommt z.B. öfter vor, dass ein, etwa von Westen her, heranziehendes Niederschlagsgebiet von einem gewissen Zeitpunkte ab nicht mehr in der seitherigen Art fortschreitet, sondern entweder nur vorübergehend oder auch vollständig "abtrocknet". Die ersten, leicht erkennbaren und auch eindrucksvollsten prognostischen Anzeichen einer solchen Abtrocknung liegen im Eintreten einer charakteristischen Himmelsansicht, die durch verbreitete Lenticularis-Formen (Abtrocknungstyp), meist verbunden mit einer gewissen periodischen Dichteänderung in der Bewölkung, gekennzeichnet ist. Wenn diese Zeichen rechtzeitig beobachtet und gedeutet werden, wird die betreffende Flugprognose gesichert sein. Im anderen Fall kann eine Fehlprognose unvermeidlich werden, die in diesem Beispiel, wo "bedeckt und Niederschlag" vorhergesagt ist und "wolkiges bis heiteres Wetter" eintritt, bei allen Beteiligten einen recht nachhaltigen Eindruck hinterlassen wird.

Gewiss gelingt auch in solchen Fällen die Festlegung der Frontalzonen und unter Zuhilfenahme der feineren synoptischen und aerologischen Methoden vielleicht auch noch die Bestimmung der zugehörigen Gleitflächen (unter Voraussetzung, dass genügend aerologische Beobachtungen rechtzeitig vorliegen - was bekanntlich durchaus nicht immer der Fall ist); all dies genügt freilich zur Beurteilung der weiteren Entwicklung nicht, da ja nicht die augenblickliche Lage und der Augenblickszustand der wirksamen Flächen, sondern die Stabilität der an ihnen stattfindenden Gleitbewegungen ausschlaggebend ist, die nur schwierig festgestellt werden kann, weil Einflüsse wirksam werden können (Strahlung usw.), die nicht ohne Weiteres aerologisch und synoptisch in Rechnung zu setzen sind. Bei Lagen des oben erwähnten Typus' z.B. herrscht offenbar schon nahezu Gleichgewicht im Sinne der Margules'schen Bedingungen. Gleichgewicht bezüglich der Flächen entspricht aber einer "Labilität" hinsichtlich der Wetterentwicklung, indem innerhalb solcher Grenzzustände "kleine Ursachen, grosse Wirkungen" hervorrufen müssen. Die Gleichgewichtslage kann dann leicht in einer der seitherigen entgegengesetzten Richtung überschritten werden; es kann etwa - was obigem Beispiel entsprechen würde - aktives Aufgleiten in Abgleiten oder es kann auch aktives Aufgleiten in passives Aufgleiten übergehen usw. Auch ein periodischer Wechsel zwischen verschiedenen Gleitbewegungen, Schwingungen um die Gleichgewichtslage entsprechend, ist denkbar und auch beobachtet (Wellenbildung). Derartige "kleine" Ursachen (Strahlung usw.) sind auf aerologischer Grundlage und nach den gewöhnlichen synoptischen Methoden allein nicht erfassbar, wohl aber im Wolkenbild ausgeprägt. Gerade für die Beurteilung solcher "labiler" Lagen und besonders für die zahlreichen Fälle von Frontenumwandlung sind daher Wolkenbeobachtungen von ausschlaggebender Bedeutung.

Es sind z.B. auch garnicht seltene Fälle anführbar, bei welchen sich auf Grund von Wolkenbeobachtungen Verschlechterungen erkennen lassen, die rascher eintreten, als nach den Ergebnissen der anderen Methoden allein anzunehmen wäre. Dies gilt z.B. besonders für Umwandlungen sommerlicher Aufgleitregen in Gewitterlagen. Die Umwandlungsgeschwindigkeit ist dabei von sehr vielen, durch die üblichen Analysenmethoden nicht oder nicht genügend rasch erfassbaren Einflüssen abhängig, wobei z.B. auch an kolloidchemische Vorgänge gedacht werden kann. Es gilt ja auch, diese Umwandlung nicht nur im allgemeinen vorauszusagen, sondern es kommt im Flugwetterdienst darauf an, den Entwicklungszustand für ein ganz bestimmtes Zeitintervall und ein ganz

bestimmtes

bestimmtes Gebiet abzuschätzen. Woran würde man in diesem Falle den Grad der Entwicklung erkennen? Aufstiege sind, was die frühzeitige Beurteilung der allgemeinen Lage betrifft, von anerkanntem Werte, vorausgesetzt, dass sie von der fraglichen Gegend vorliegen und nicht zu alt sind. Was würde, um ein bestimmtes Beispiel zu geben, der Frühaufstieg eines Gewittertages für die Prognose - und zwar für eine späte, aber für einen ganz bestimmten Zeitraum gültige Flugwetterprognose - aussagen können, wenn Feuchtlabilität erst im Laufe des Tages durch Zustrom euntsprechend temperierter und durchfeuchteter Luftmassen, etwa bei gleichzeitiger Erhitzung der unteren Schichten, entsteht? Auch die synoptischen Analysenmethoden ergeben hier in der Praxis häufig keine eindeutigen Resultate, nicht nur, weil bei derartigen Gewitterlagen das Beobachtungsmaterial meist sehr spärlich ist (Gewitterstörung bei der Funkaufnahme), sondern weil auch gerade in solchen Fällen Beschleunigungseinflüsse aufzutreten pflegen, die - namentlich für kleinere Gebiete und für das Gebirge - eine Extrapolation für 3 Stunden, also von einem zum anderen synoptischen Termin nicht mehr erlauben. Der Entwicklungszustand einer solchen Lage zu einem bestimmten Zeitpunkt und für kurze Zeitintervalle kann dann nur noch aus genauen Wolkenbeobachtungen erkannt werden.

Auch bei typischen Frontallagen mit Aufgleit- und Einbruchsbewölkung ergibt sich die Intensität des Vorganges und die Phase der Entwicklung für den aufmerksamen Beobachter häufig sehr genau aus charakteristischen Wolkenformen.

Schliesslich sei auch noch die Bedeutung der Wolkenbeobachtung für die Erkennung und Abschätzung orographischer Einflüsse auf die Wettergestaltung hervorgehoben.

Beispiele jeder Art liessen sich in grosser Zahl anführen, was im Rahmen dieser Darlegung nicht möglich ist, aber auch nicht notwendig erscheint, da sich wohl jeder Praktiker an Ähnliches erinnern wird.

Zur Erfassung der Einzelheiten und Feinheiten der Wetterentwicklung durch Wolkebeobachtung reicht die Festlegung der Hauptwolkenformen oder des allgemeinen Himmeleindruckes nicht aus; es ist vielmehr wichtig, gerade Einzelheiten der Wolkenbildung zu beachten. Solche Einzelheiten können - und es ist notwendig dies festzustellen - auch mittels des neuen Schlüssels nur im beschränktem Masse übermittelt werden, weil die durch die Schlüsselzahlen festgelegten Wolkenformen und Himmelsansichten noch zu vieldeutig sind. Es kommt aber, wie jeder geübte Beobachter weiss, oft auf scheinbar Nebensächliches im Wolkenbild an. Im Beispiel der Warmfrontlage ist es etwa die Feinstruktur des aufziehenden Altostratus, seine Dichte usw., die Aufschluss über die Phase und Intensität der Entwicklung geben kann. Auch Farbtönungen und Helligkeitsunterschiede sind wichtig, da sie Schlüsse auf Mächtigkeit und Dichte der betreffenden Wolkenformen und damit auf den Energiezustand der Wetterlage zulassen.

Der erfahrene Flugmeteorologe wird aus der Wetterkarte mit Hilfe der üblichen, auf den vorliegenden Fall entsprechend angewandten Analysenmethoden unter Mitbenutzung der gemeldeten Wolkenformen und Himmelsansichten die Natur, Verteilung und soweit möglich auch die Wirksamkeit der Hauptwettervorgänge (Fronten usw.) abschätzen, dann aber durch eingehende Wolkenbeobachtung die Feinstruktur der Wetterlage und die Wetterentwicklung im Einzelnen zu erkennen suchen. Dies wird im Sommerhalbjahr mit vorwiegend aufgelockerter konturenreicher Bewölkung eher möglich sein, als in den Wintermonaten, wo vielfach geschlossene bezw. konturenarme Bewölkung die Beobachtung von Einzelheiten erschwert oder gar verhindert.

In solchen Fällen werden Wolkenbeobachtungen vom Flugzeug aus, also an erster Stelle die Augenbeobachtungen der Aufstiegsstellen, abgesehen von Bergmeldungen, allein Auskunft geben können. Aber auch sonst sind die Augenbeobachtungen von grossem Werte, da sie ja viel freier von Täuschungen sind, welchen der Beobachter am Erdboden leicht ausgesetzt ist. Beobachtungen über

Wolkenschichtungen

Wolkenschichtungen und Wolkenzustand in der freien Atmosphäre können wir in einwandfreier Weise heute ja nur durch das Flugzeug erhalten.

In diesem Zusammenhange sei auch die Bedeutung von Wolkenmessungen (Höhe, Zug, Mächtigkeit u.a.) für den Bodenbeobachter betont. Leider besteht für die Flugwetterwarten im laufenden Dienst wohl nur ausnahmsweise Gelegenheit - wegen Fehlens rasch arbeitender Instrumente (Entfernungsmesser) und aus Zeitmangel (z.B. wegen Umständlichkeit der Doppelanschnittsmethode) - zur Durchführung solcher Messungen.

Das einfache Beobachten der Wolkenformen und ihrer Feinstruktur - also ohne besondere Messung - genügt wohl auch in den meisten Fällen; nötigenfalls können, da ja die ungefähren Wolkenhöhen und Entfernungen oft bekannt sind, Mächtigkeitsschätzungen rasch vorgenommen werden. Genaue Wolken- und Himmelsbeobachtung bedeutet für den beratenden Meteorologen sonst keine besondere Belastung; er wird sie vielmehr, in seinem Bestreben die Wetterentwicklung geradezu "mitzuerleben" fast ohne Absicht und dauernd ausführen.

Man hat aber doch den Eindruck, dass die in genauen Wolkenbeobachtungen liegenden diagnostischen und prognostischen Möglichkeiten durchaus nicht genügend ausgenutzt werden. Es mag dies folgende Ursachen haben: Die grossen prinzipiellen Zusammenhänge der Wolkenform mit Wetterlage und Wetterentwicklung sind in den Hauptzügen bekannt und für dieselben sind eine Reihe von - nach verschiedenen Gesichtspunkten aufgestellten - Systemen vorhanden. (Es ist hier zunächst, wie schon früher angedeutet, nicht an die Berücksichtigung eingehender physikalischer und aerologischer Zusammenhänge gedacht, sondern an Systeme etwa im Sinne des "Lindenberger Zyklonenschemas" oder der "Systèmes Nuageux".) Für die Feinheiten dieser Zusammenhänge fehlt eine solche systematische Darstellung noch, wenn auch in den Lehrbüchern die Grundgedanken längst gegeben sind. Die Folge davon ist, dass die beim Einzelnen als eine Art "Wettergefühl" angesammelten Erfahrungen nicht allgemein nutzbar gemacht werden können, denn dieses "Gefühl für Wolken und Wetterbeziehung" kann nicht in jedem Augenblick und bei jeder Wetterlage als Erkennen gegenwärtig sein. Die grosse Bedeutung der "Systèmes Nuageux" liegt darin, dass sie zur systematischen Wolkenbeobachtung und Deutung anregen. Die Tatsache der noch fehlenden physikalischen Deutung vieler Wolkenformen und besonders vieler Einzelheiten der Wolkenstruktur sollte nicht die systematische Darstellung auch der Einzelheiten in Bezug auf Wetterzustand und Wetterentwicklung verhindern. Eine Darstellung im letzteren Sinne ist nicht ausschlaggebend vom Stand der physikalischen Wolkenforschung abhängig. Man muss z.B. bedauern, dass die grosse Anzahl von Einzelbeobachtungen, die man in der Literatur, besonders auch in der älteren, findet, nicht durch systematische und übersichtliche Zusammenfassung leicht zugänglich und verwertbar gemacht sind, was gerade bei dieser Art des Materials notwendig erscheint.

Eine derartige Zusammenfassung, etwa in Kartothekform würde dieses Material insbesondere für die Praxis lebendig machen und zur diagnostischen und prognostischen Verwendung der bereits vorliegenden Beobachtungen wesentlich beitragen. Es könnte auf diese Weise eine Art Ergänzung zum neuen internationalen Wolkenatlas gegeben werden. Hierbei wäre namentlich eine Vereinfachung und systematische Durcharbeitung der jetzt allgemein gebräuchlichen Bezeichnungsweise notwendig, wodurch auch im Hinblick auf eine rasche und zuverlässige Übermittlung der ins Einzelne gehenden Wolkenbeobachtungen im Rahmen des Meldesystems viel gewonnen wäre. Eine derartige gesonderte Übermittlung eingehender Wolkenbeobachtungen erscheint notwendig, da, wie bereits gesagt, für die hier dargestellten Zwecke häufig die Schlüsselmässige Übermittlung der Wolkenbeobachtungen nicht genügt.

Bisher werden nur ausnahmsweise Zusätze bezüglich besonderer Wolkenformen zu den Obsmeldungen des Flugwetterdienstes gegeben, da eben eine einfache Bezeichnungsweise fehlt und eine ausführliche zur Vermeidung allzulanger Obse nicht beliebt ist. Daher können heute fast ausnahmslos nur die am Orte selbst gewonnenen eingehenden Wolkenbeobachtungen zur verfeinerten Diagnose und

Prognose

Prognose Verwendung finden. Der beratende Meteorologe möchte sich aber oftmals derartige Beobachtungen auch von anderen Orten wünschen; er wüsste den Mehrwert auch nur eines einzigen "Fernblickes" (wenn dies möglich wäre) zum Wolkenhimmel etwa einer westlichen oder nördlichen Station zu schätzen, gegenüber noch so vielen der üblichen "Obse". Ein solcher "Fernblick" würde eben die diagnostisch und prognostisch wichtigen Einzelheiten und Feinheiten in der Wolkenform und Wolkenbildung unmittelbar geben, während die grosse Zahl der "Normalobse" häufig - in Bezug auf die Bewälkung zum Mindesten - als Belastung wirkt. Der neue internationale Schlüssel verlangt an sich schon sehr viele Wolkenbeobachtungen; wegen des halbstündlichen bis stündlichen Meldesystems im Flugwetterdienst, ist daher die Möglichkeit einer gewissen Ermüdung des Beobachters und damit einer Schmematisierung der Wolkenbeobachtung durchaus gegeben. Man sollte sich aus diesen Erwägungen heraus auch jetzt schon an häufigere, Einzelheiten der Wolkenformen beschreibende Zusätze zu den Flugwetterobsen entschliessen.

Wenn wir - mehr als es vielleicht seither geschehen ist - unser Interesse der Beobachtung, Übermittlung und diagnostischen und prognostischen Verwertung von Einzelheiten und Feinheiten in der Wolkenform zuwenden, werden sich nicht nur unmittelbare praktische Erfolge für uns ergeben, sondern auch fortdauernde Anregungen zur Wetterforschung, die mittelbar wieder praktische Ergebnisse zeitigen müssen. Hier liegt ein weites Gebiet für die Zusammenarbeit von Flugwetterwarten und Aufstiegsstellen.

Wenn man ein wichtiges aktuelles Thema dieser Zusammenarbeit herausgreifen will, so wäre dies das Problem der Wolkenschichtung. Bei der fortschreitenden Loslösung des Luftverkehrs von den bodennahen Luftschichten und der Ausnutzung höher gelegener wolkenfreier Räume durch den Flugzeugführer muss das Problem der Schichtung ein Hauptproblem der nächsten Zukunft sein, zu dessen Lösung wir durch Schaffung geeigneter rascher Methoden beitragen müssen. Man möchte wünschen, dass insbesondere während des internationalen Wolkenjahres 1932/33 die Behandlung dieser Frage gefördert würde.

II.

Im folgenden sollen noch einige praktische Beispiele zum Thema "Wetterlage und Wolkenform" gegeben und an Hand von einigen Figuren bezw. Bildern skizzenhaft besprochen werden. Es wurden absichtlich keine "ausgefallenen" Lagen gewählt, sondern recht eigentlich triviale Fälle - Fälle, die aus der Praxis heraus gerade einmal auffielen und leicht zugänglich waren.

1.) Beispiel für die Abhängigkeit der Wolkenform und des Himmelsanblicks von aerologischen Zuständen

Die Wetterlage vom 8. und 9. Juli 1931 gibt ein besonders schönes Beispiel für die Änderung der Wolkenform beim Zusammensinken polarer Luftmassen. Bild 1* zeigt links auf 2 kleinen Kärtchen die Druckverteilung vom 8. und 9. Juli, darin dunkel angelegt die Regengebiete. Der Beobachtungsort (Frankfurt/M.) ist durch einen Punkt gekennzeichnet. An beiden Tagen herrschte dort Zustrom maritim-polarer Luft. Ihr Zustand in Bezug auf Temperatur, relative Feuchtigkeit, Windrichtung- und Stärke ist in den Figuren rechts veranschaulicht. Ferner ist dort der Gang des Luftdrucks (gleichmässig steigend) während des 8. und 9. Juli, Richtung und Stärke des Höhenwindes und der Verlauf der Gesamtbedeckung (im Mittel für beide Tage etwa gleich) aufgetragen. Die Aufstiegskurven von Darmstadt für die beiden Tage geben den vertikalen Aufbau der Luftmassen.

Nach all dem herrschte am 8. und 9. Juli 1931 bis etwa 3000 m hinauf ziemlich gleiches Wetter, wobei z.B. der Gang der Temperatur und der Feuchte in Frankfurt, von einzelnen, durch Schauer am ersten Tage hervorgerufenen Störungen abgesehen, auch in Bezug auf die einzelnen Tagesstunden fast der gleiche war.

Oberhalb

---

*) auf Tafel am Schluss der Arbeit.

Oberhalb 3000 m dagegen ist am 9. 7. eine erhebliche Verstärkung der Inversion zu erkennen (einsetzendes Abgleiten).

Die Bewölkung reagierte nun auf diese oberhalb 3000 m stattfindende Umwandlung in der bekannten, in diesem Falle, wo in den unteren Schichten keine nennenswerte Änderung eingetreten war, besonders auffallenden Weise: am 8. 7. traten kräftige Cumulonimben auf mit Schauer- und vielfach Gewitterbildung, am 9. 7. dagegen konnte die Bewölkung das 3000 m - Niveau nicht mehr durchdringen; es kam zu starker Ausbreitung in diesen Höhen und Schichtwolkenbildung (Startocumulus mit typischen Mammatusformen. Der Himmel bot dabei einen ruhigeren, aber im ganzen auch unfreundlicheren Eindruck als am 8. 7.

Zufälligerweise liegen vom 8. 7. 1700 Uhr (Bild 2) und 9. 7. 1700 Uhr (Bild 3) Wolkenaufnahmen vor, die zwar nicht besonders gut ausgefallen sind, aber doch das Charakteristische des Wolkenbildes zeigen.

2.) "Abtrocknung" eines Regengebietes.

Am 2. Mai 1931 wurde ein östliches Hoch durch anhaltenden Druckfall von Westen her abgebaut (bei nordsüdlichem bis nordwestlichem Isobarenverlauf). Es war zu erwarten, dass das zwischen 5 Uhr und 8 Uhr rasch bis zur Rheinlinie vorgedrungene Regengebiet (siehe Bild 4,*Niederschlag darin dunkel angelegt), sich nicht weiter nach Osten hin würde entwickeln können. Die für den Flugwetterdienst wichtige Frage ist aber: Wie stark wird der Niederschlag, und wie weit dringt er östlich vor?

Der Wetterlage entsprechend ist das aerologische Material dieses Tages nicht leicht zu deuten. Nach den Pilotmessungen tritt - ostwärts bis etwa in die Gegend von Berlin - oberhalb 4000 bis 5000 m Winddrehung von SE - S auf SSW - WSW ein, im Westen verbunden mit Auffrischen des Windes teilweise bis über 10 msk. Danach, sowie nach Aufstiegen und Wolkenbeobachtungen herrschte in diesen Höhen schwaches, nach Westen hin verstärktes aktives Aufgleiten, unterhalb (besonders deutlich nach Pilot Köln 0800 Uhr) jedoch Abgleiten. Im weiteren Verlauf der Entwicklung rückte das Regengebiet bis 14 Uhr kaum nordwärts vor, wobei es erheblich zusammenschrumpfte und sich sogar teilweise von der Rheinlinie wieder zurückzog, jedenfalls keine Fortschritte nach Osten hin machte.

In solchen Fällen werden genaue Wolken- und Himmelsbeobachtungen wichtig; sie geben die meist periodisch erfolgenden Verdichtungen und Auflockerungen der Bewölkung und lassen Schlüsse auf zeitweilige Ausdehnung des Niederschlags zu. Bemerkenswerterweise wurden am 2. 5. 31 während des ganzen Tages vielfach Lenticularisformen im mittleren Niveau (internationaler Schlüssel C_{M4}) beobachtet. (In den Wetterkarten des Bildes 4 ist diese Wolkenform mittels des Wolkenbildes C_{M4} des Frankfurter Wolkenstempelsatzes symbolisiert).

3.) Teilweise Umwandlung eines Regengebietes in Gewitter.

Am Morgen des 4. September 1931 deuteten die schon während der Dämmerung in Frankfurt/Main beobachteten Castellatusformen (internationaler Schlüssel C_{M8}) Instabilität in mitteleren Schichten an. Zum 8 Uhr-Termin meldeten ferner einige Stationen C_{M9}, andere, besonders in Frankreich, C_{L8} und C_{L9}. Diese Wolkenformen sind in Bild 5* mittels der zugehörigen Stempelbilder des Frankfurter Stempelsatzes symbolisiert. Ferner enthält Bild 5 die Lage der nordöstlichen Grenze eines fortschreitenden Regengebietes zu den Zeiten 8, 11 und 14 Uhr und weiter zu den Beobachtungsorten geschriebene Zeitangaben über den Eintritt von Gewittern, sowie schraffiert zwei kleine Frühnebelgebiete.

Leider besteht bezüglich der Verschlüsselung beobachteter Wolkenformen noch keine Einheitlichkeit, sodass man häufig nicht sicher ist, ob die gemeldete Wolkenform nun wirklich mit der im neuen Wolkenatlas gemeinten übereinstimmt. Man kann also häufig nur eigene Wolkenbeobachtungen prognostisch verwerten. Nachdem also am 4. 9. Castellatusformen sicher beobachtet worden waren, bestand die Möglichkeit von Gewitterbildung im Laufe des Tages. Der

Castellatus

---

*) am Schlusse der Arbeit auf Tafel.

Castellatus ist aber kein unbedingtes Gewittervorzeichen;es werden öfter derartige Formen beobachtet, ohne dass Gewitterbildung eintritt; meist reicht dann der Wasserdanpfgehalt in mittleren Höhen nicht aus. Am 4. 9. konnte an Hand der bis etwa 0830 Uhr eingegangenen Meldungen von Ostfrankreich, Süddeutschland und der Schweiz mit dem Eintreffen eines um 8-Uhr im SSW gelegenen Niederschlagsgebietes gerechnet werden. Der etwa um Mittag im Frankfurter Gebiet zu erwartende Feuchtezuwachs in der Höhe musste die letzte notwendige Bedingung der Gewitterbildung erfüllen. Es war also unbedingt mit Gewittern zu rechnen, und eine dahingehende Prognose konnte um 0830 Uhr gegeben werden. Sie ist, wie die Karte zeigt, eingetroffen; so meldete z.B. Bingen mit der Ankunft des Regengebietes um 1230 Uhr Gewitter. Im Laufe des Nachmittags wurden weiterhin bei der östlichen Ausdehnung des Regengebietes verbreitete örtliche Gewitter meist innerhalb und am östlichen Rand der Niederschlagszone gemeldet.

Der später, nach 0830 Uhr, eingegangene Aufstieg Darmstadt zeigt bis über 3000 m Feuchtlabilität an, sodass auch ohne Zustrom neuer feuchter Luftmassen Gewitterbildung, also örtliche Gewitter wahrscheinlich waren. Im Westerwald, einem Gebiet mit Frühnebel, traten schon um 1210 Uhr bezw. 1240 Uhr örtliche Gewitter auf, vor der Ankunft des eigentlichen Regengebietes.

III.

Dem eigentlichen Vortrag wurde schliesslich noch die Vorführung eines kurzen Wolkenfilmes angeschlossen. Es konnten in Frankfurt/M gewonnene Zeitrafferaufnahmen von einer Reihe häufiger Wolkenformen gezeigt werden. Im allgemeinen sind die einzelnen Bildchen in Abständen von 5 zu 5 Sekunden aufgenommen, sodass sich bei der Vorführung (etwa 16 Einzelbilder in der Sekunde) eine Beschleunigung der Wolkenbewegungen im ungefähren Verhältnis $5 \times 16 : 1 = 80 : 1$ ergibt. Demgemäss kommen Bewegungsvorgänge, die sonst mit dem Auge nicht oder nur schwierig beobachtet werden können, anschaulich zum Ausdruck. So wurde z.B. die auf- und absteigende Bewegung innerhalb eines mit der horizontalen Strömung treibenden abtrocknenden Cumulus als Rollbewegung der Wolke deutlich. Sehr schön konnte auf diese Weise auch die Entstehung einer Stratocumulusschicht und die Entstehung und teilweise Abtrocknung von Lenticularisformen an der Rückseite einer Böe beobachtet werden, ferner das Anwachsen eines herbstlichen Abendnebels vom Boden aus usw. - alles Vorgänge, die sich innerhalb von Viertelstunden vollzogen und die bei der Projektion auf die Zeit 10 - 20 Sekunden zusammengedrängt erschienen.

Derartige Filmaufnahmen erscheinen, wie dies bereits von anderer Seite betont wurde, als eine wertvolle Hilfe der Wolkenforschung und sollten viel häufiger gewonnen werden.

Tafel 1

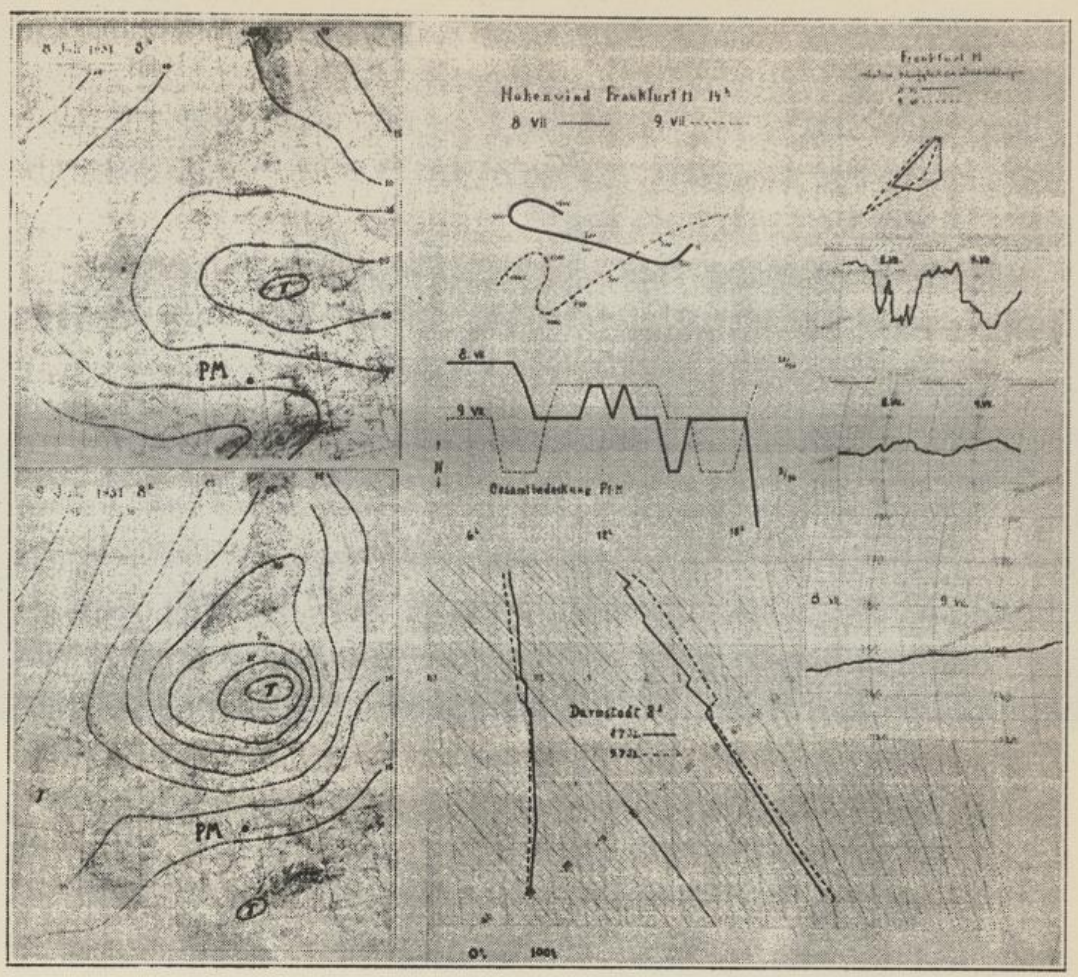


Fig. 1

Fig. 2

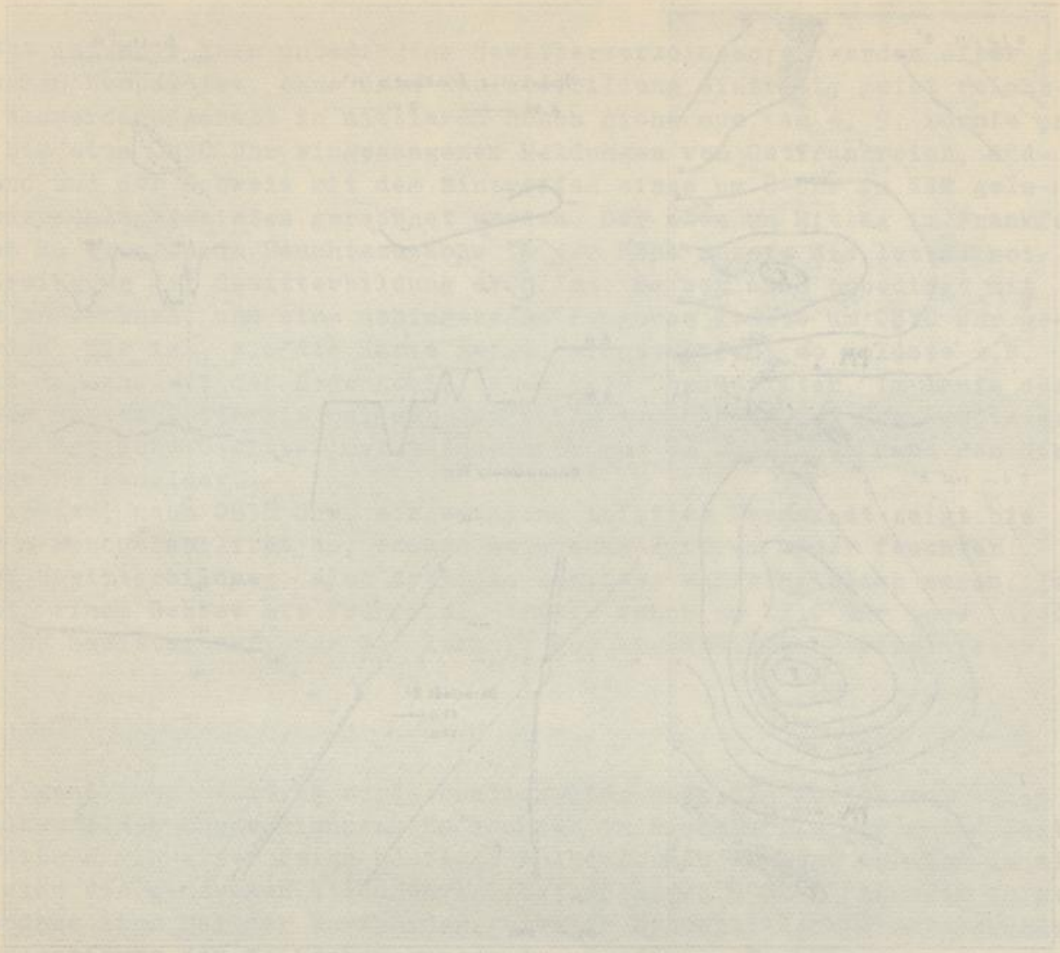


Fig. 3

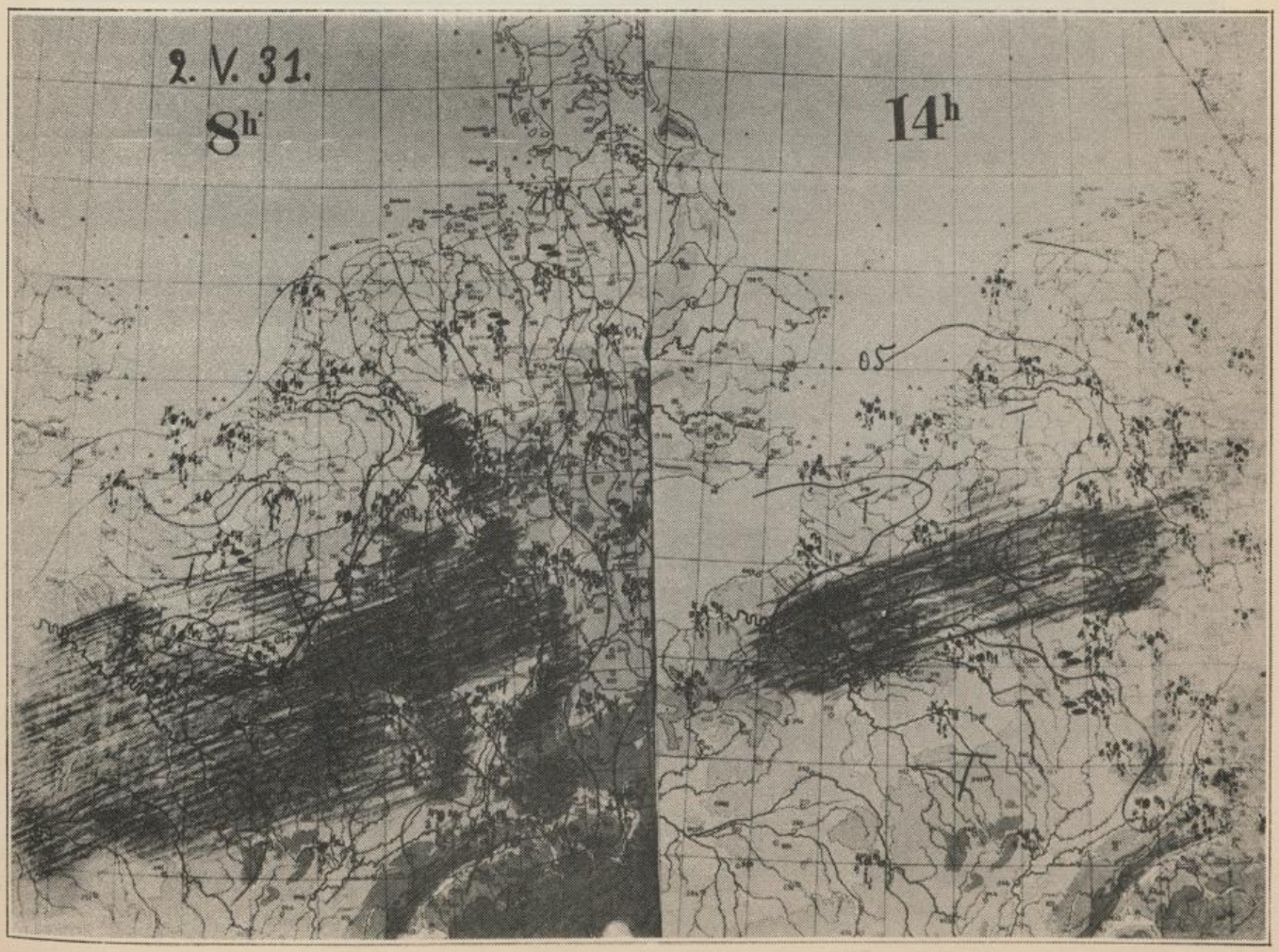
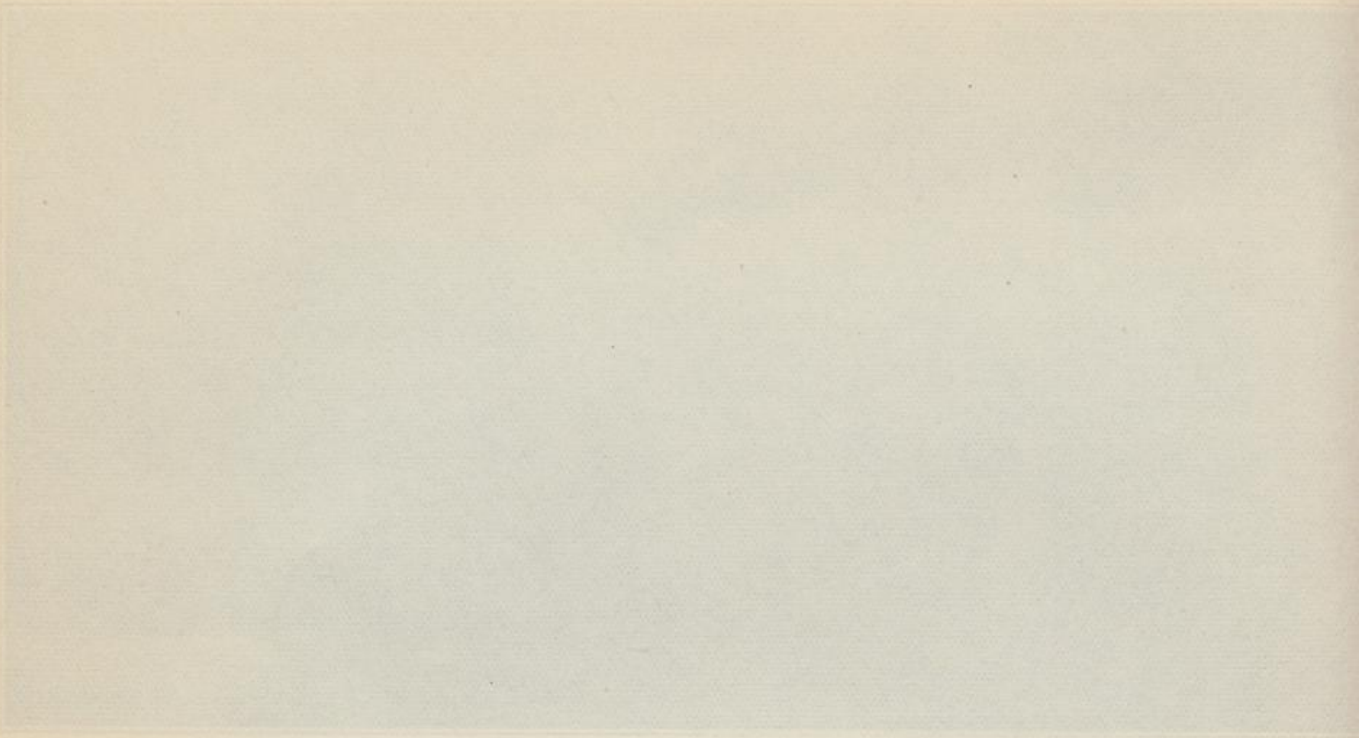
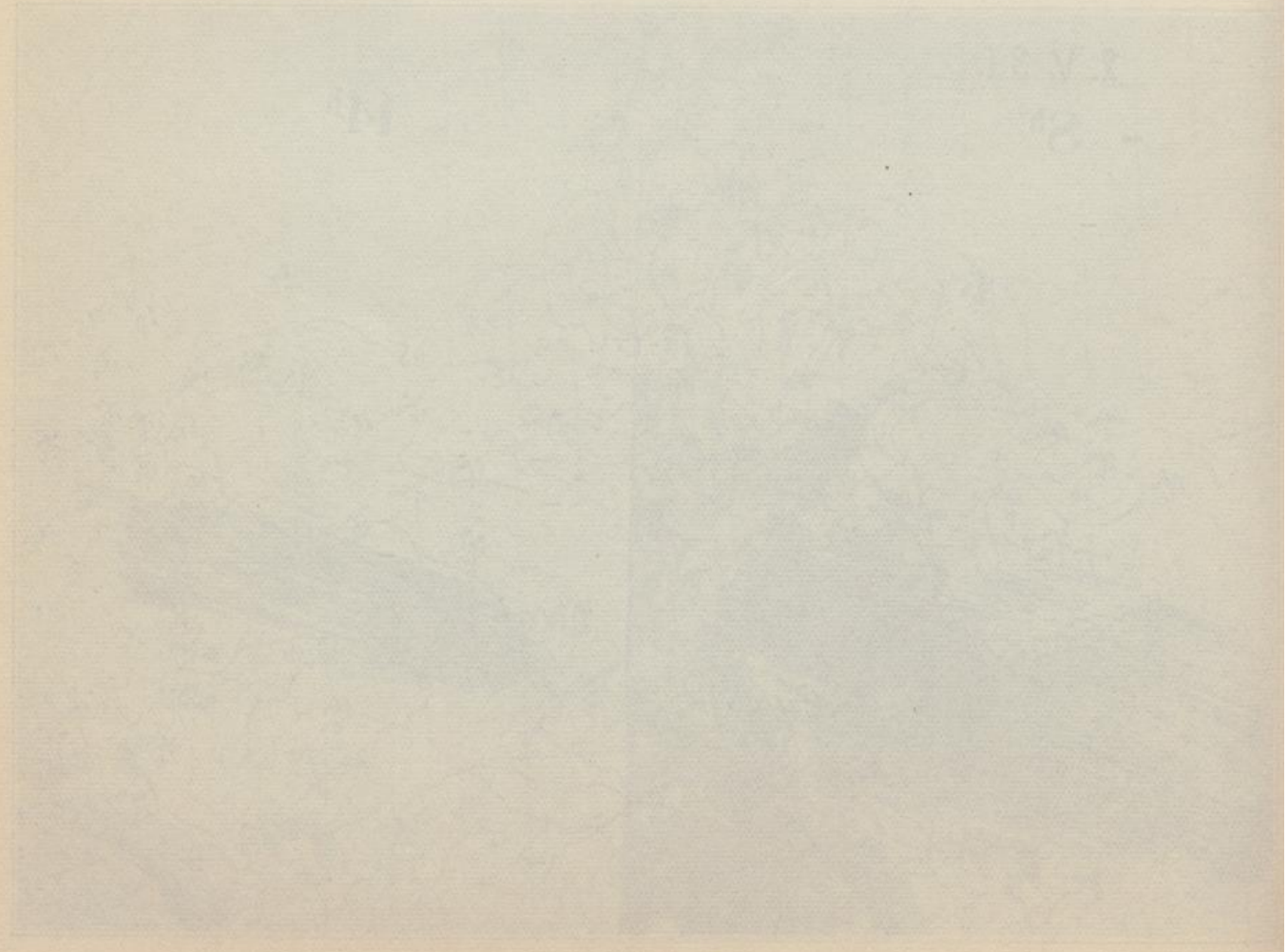


Fig. 4





Tafel 3

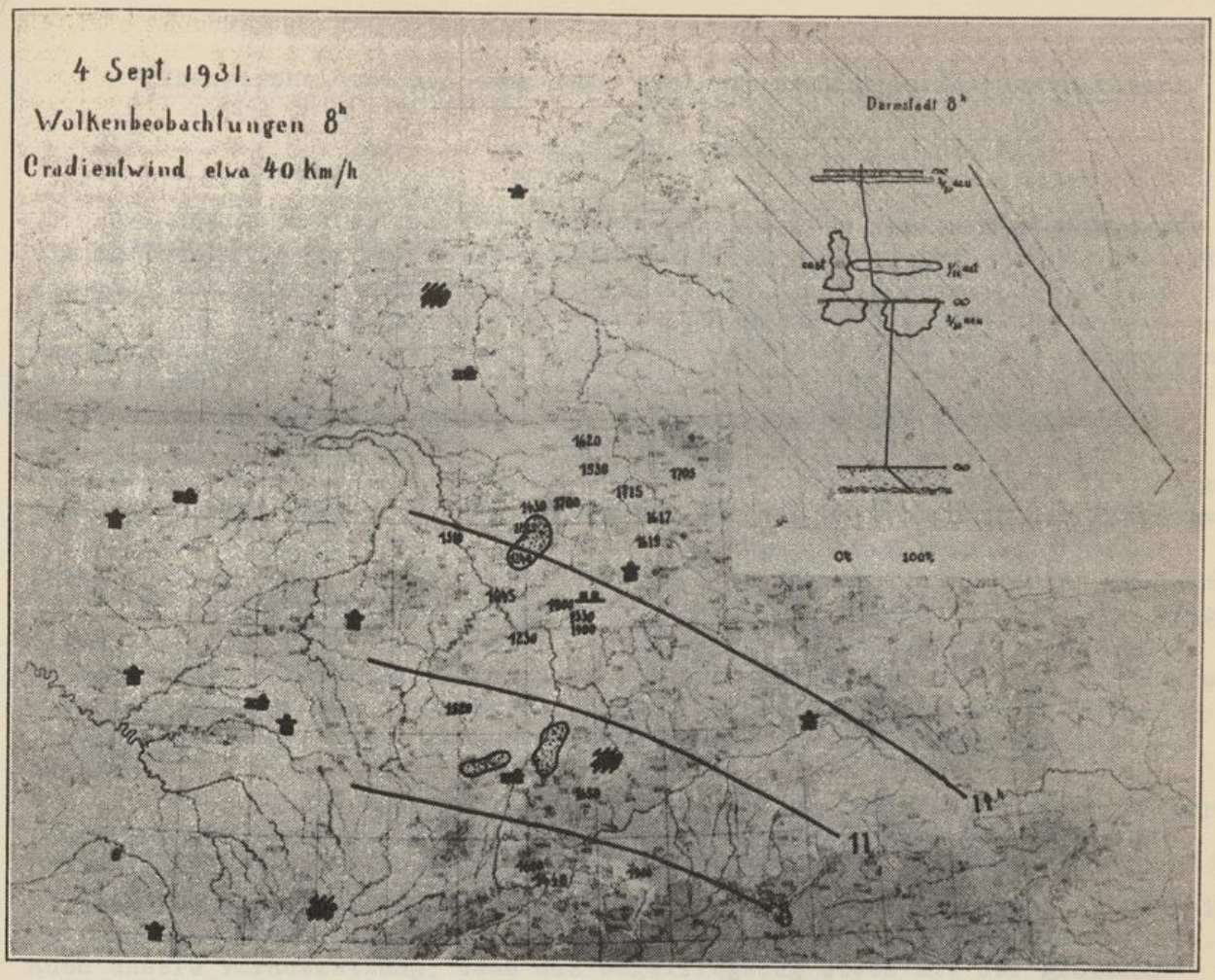
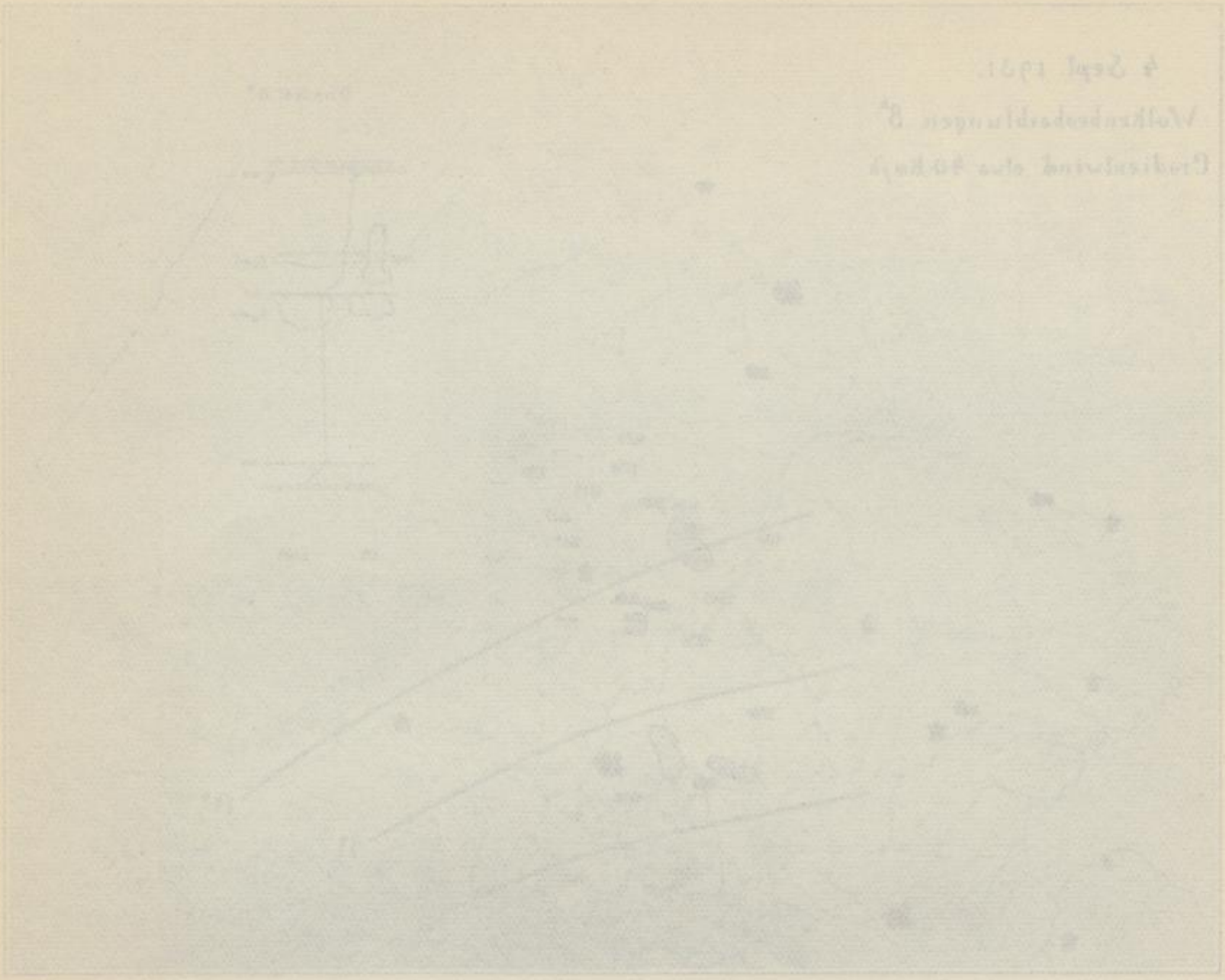

4 Sept. 1931.
Wolkenbeobachtungen 8h
Gradientwind etwa 40 km/h
Darmstadt 8h
0%
100%
11
14h

Fig. 5



Thermische Vertikalbewegungen der Luft nach Segelflugergebnissen

von Dr. F. Höhndorf.

Auf die Bedeutung der Vertikalbewegungen in der freien Atmosphäre für die Meteorologie ist auf dieser Tagung mehrfach hingewiesen worden. Gestatten Sie mir, einleitend kurz auf die Fragestellung der Flugzeugkonstrukteure einzugehen. H.G. Küssner hat in der Z.F.M. 1931 Seite 579 ff. die "Beanspruchung von Flugzeugflügeln durch Böen" untersucht und dabei eine starke Abhängigkeit vom Böengradienten gefunden. Je langsamer der Übergang von der horizontalen zur vertikalen Bewegung stattfindet, je breiter also die Mischungsschicht ist, umso geringer werden die Beanspruchungen. Ferner zeigte sich eine Abhängigkeit von der Flügeltiefe und zwar derart, dass diese direkt als Längeneinheit für die Bestimmung des Gradienten bei der Untersuchung der Flügelbeanspruchung eingeführt wird. Je tiefer der Flügel, umso grösser muss die Übergangszone sein, um die Beanspruchungen in den gleichen Grenzen zu halten.

P.E. Köster ist in einem Entwurf über "die Festigkeit gefesselter Flugzeuge" auf die durch Vertikalböen möglichen Anstellwinkeländerungen eingegangen; eine seiner Figuren zeigt, wei leicht gerade bei geringen Horizontalgeschwindigkeiten das Flugzeug durch Vertikalbewegungen in den überzogenen Flugzustand kommen kann. Auch hier erhebt sich die Frage nach dem Böengradienten.

Auf diese Frage muss ich hier aber die Antwort schuldig bleiben. Unsere Auswertmethode arbeitet mit normalen Segelflugbarographen. Die Zeiten und Höhen lassen sich dabei nur mit einer Genauigkeit abgreifen, die sich zur Bildung von Mittelwerten über Zeiten von der Grössenordnung einer Minute eignet, Momentanwerte sind nicht zu erhalten. Für diese Mittelwertbildung ist auch unsere Voraussetzung, dass das Segelflugzeug stets mit der gleichen Sinkgeschwindigkeit fliegt, genügend genau erfüllt, denn ein erfahrener Segelflieger wird dies möglichst anstreben und geringere Abweichungen des Anstellwinkels bedingen - bei den benutzten Maschinen - nur geringe Verschiebungen der Sinkgeschwindigkeit. Da nun die Sinkgeschwindigkeit selbst durch längere Gleitflüge bestimmt wurde, so haben wir es hier auch schon mit einem Mittelwert zu tun, den wir mit genügend grosser Genauigkeit in Rechnung stellen können.

Nun zu den Flügen selbst. Wir verstehen hier unter thermischen Vertikalbewegungen alle Bewegungen der Atmosphäre, die nicht durch den Aufwind an festen Hindernissen oder durch Turbulenz hervorgerufen werden, also solche, die wesentlich als Austauschströme bei der Auslösung thermischer Instabilitäten entstehen. Als erstes Beispiel möchte ich den Flug von Fuchs am 24. April 1931 mit der "Starkenburg" über Darmstadt zeigen. (Abb. 1) Das Barogramm zeigt nach dem Ausklinken vom Schleppflugzeug zunächst, dass sich Fuchs von 10. bis etwa 50. Minute annähernd in gleicher Höhe über Darmstadt hielt. Dann setzte ein Aufwind ein, der ihn mit 1,8 msk von 800 auf 1200 m hob; nach einer kurzen Pause, in der 0,2 msk Abwind während der Dauer von 4 Minuten in Erscheinung trat, fand ein neuer Aufstieg an derselben Stelle statt, der ihn mit 1,6 msk bis auf etwa über 1500 m hob. Ob dieser zwischen den beiden Aufstiegn liegende Abwind tatsächlich an dieser Stelle stattfand, oder ob der Pilot den Aufwind verlor, ist nicht eindeutig festzustellen. Nach den Erzählungen der Piloten, vor Allem von Fuchs, ist der "Aufwindschlauch" nichts Geschlossenes. Der thermische Austauschstrom schreibt sich empor und ändert dabei auch häufig seinen Querschnitt, ohne dass damit die aus den Rohrströmungen bekannte Geschwindigkeitsänderung notwendig verbunden ist. Als Beispiel für die Schwierigkeit der Zuordnung möchte ich einen Flug an einem der ersten Sonntage im Monat Juni 1931 nennen, an dem Fuchs über dem Griesheimer Flugplatz nach dem Ausklinken bis auf eine Höhe von 50-100 m im Gleitflug herunter kam, dann unerwartet Aufwind verspürte und in diesem kreisend

in

in einer Höhe von 1000 m unter einer Wolke ankam, die etwas mehr als 1 km nördlich des Platzes lag. Da am Startort sehr schwacher Nordwind herrschte, war diese Zuordnung überraschend. Zu unserem Barogramm zurück: Nachdem Fuchs in etwa 1500 m den Aufwind verlassen hatte, verlor er wieder rasch an Höhe und bekam bei der 80. Flugminute, also rund 12 Minuten später, über der gleichen Stelle von neuem Aufwind, der ihn wieder auf seine alte Höhe hob. Dann folgte ein Gleitflug nach dem Griesheimer Flugplatz. Dieses Barogramm ist charakteristisch für eine ganze Reihe von ähnlichen Thermikflügen über Darmstadt, erstens das Intermittierende des Aufwindes und die späte Tageszeit. Es ist wohl so, dass in den Mitttagsstunden sich die Stadt stärker erwärmt als die Umgebung, dass aber die Luft in den Strassen mehr stagniert und deshalb erst zur Auslösung kommt, wenn die Stadt als solche ganz beträchtlich wärmer wird, als die Umgebung. Dies dürfte in den späteren Nachmittagsstunden dann der Fall sein, wenn die aufgespeicherte Sonnenwärme von den Hausdächern an die Luft abgegeben wird. Zu Beginn des Aufstieges zeigt die Zustandskurve, die mit dem Schleppflugzeug "Flamingo" erhalten wurde, auch noch über dem Griesheimer Exerzierplatz - Sandboden, umgeben von Nadelwald - eine starke Labilität vom Boden bis etwa 1150 m. Austauschströme sind hier noch notwendig, in der Stadt wird sich auch noch später diese Labilität gezeigt haben.

Das Intermittierende fanden wir aber auch im Gebirge beim thermisch bedingten Hangaufwind. Schon der Tagesgang der Cumulusbewölkung zeigt, dass über den Hängen vormittags die Wolken entstehen und vergehen in einem Rhythmus von etwa 30-35 Minuten, am frühen Nachmittag in einem Rhythmus von etwa 20-25 Minuten. Am 2. August 1931 herrschte auf der Wasserkuppe Ostwind. Da unternahm es der Jungflieger Pfeiffer von der Akaflieg Breslau, mit seiner Maschine "Schlesien in Not" nach dem bisher unbeflogenen Osthang der Eube vorzustossen, und er erreichte dort grosse Höhen. Die Abbildung 2 zeigt Ihnen den Aufriss des Fluges. Die Basis der Wolke stieg während der Beobachtungszeit langsam von 1800 m am Anfang bis auf 2000 m am Schluss. Sie sehen auch hier wieder, dass die Maschine zeitweise rasch Höhe gewinnt, um sie nach einiger Zeit wieder zu verlieren. Die gleichzeitig segelnden Maschinen zeigten dasselbe und es ist eine bei allen Wettbewerben normale Erscheinung, wenn eine Maschine an Höhe verliert, ihr die anderen rasch folgen und wenn eine steigt auch die anderen bald an Höhe gewinnen. Die Zustandskurve (Abb. 3) zeigt eine starke Feuchtlabilität bis etwa 2300 m, darüber eine Inversion. Cu-Wolken von 1900-2300 m durchstossen eine Dunstschicht in 2200 m.

Es ist derselbe Tag, an dem Hirth nach Bröhl an der Mosel, 193 km weit, und Groenhoff nach Laubach bei Bad Homburg 107 km weit fliegen konnten. Die Vertikalbewegungen ausserhalb der Wolke, von denen ich Ihnen bisher Beispiele zeigen konnte, werden ganz wesentlich übertroffen von der Vertikalgeschwindigkeit innerhalb der Wolken. Ich muss Ihnen hier die Abbildung eines etwas älteren Fluges zeigen, weil dort die Verhältnisse am schönsten in Erscheinung traten. Es handelt sich um den Flug von Bedau vom 24. August 1930. (Abb. 4) Nach ungefähr 3 1/2 stündigem Fliegen, das meteorologisch nichts Besonderes zeigte, wurde Bedau plötzlich in die Cumuluswolke hineingehoben mit einer maximalen Vertikalgeschwindigkeit von 6,7 msk. Nach diesem Aufwind kam dann ein Abwind, der hier so deutlich deswegen in Erscheinung tritt, weil die Maschine wohl kaum noch in normaler Fluglage sich befand. Der Abwind ist in dieser Grössenordnung wohl sicherlich nicht als reell anzusehen. Die Zustandskurve zeigt bis etwa 2600 m feuchtlabile Schichtung und darüber eine Inversion. Die von Raethjen entwickelte Formel gestattet, aus der Temperaturverteilung die Vertikalgeschwindigkeiten zu berechnen. Sie finden in der nächsten Tabelle die Zuordnung der Zahlen und man erkennt, eine verhältnismässig gute Übereinstimmung.

Tabelle

Tabelle

Vertikalgeschwindigkeiten berechnet nach der Formel von Raethjen

$$v_z^2 = 0{,}05 \int_{z1}^{z} \left[T'-T' - 0{,}11 \ (T'' - T') \right] dz$$

und gemessen mit Segelflugzeug "Luftikus" Führer Bedau am 24.8.1930

z =	1,4	1,6	1,8	2,0	2,2	2,4	2,6	2,8	km
v_z ber. =	0,0	3,8	5,8	6,8	7,7	8,7	9,5	9,0	msk
V_z gem. =	1,4	(0,8)	4,4	6,7	6,7	6,3	-	-	msk

Dass in einzelnen anderen durchrechneten Beispielen die Zahlenwerte genau übereinstimmen, ist ein gutes Zeichen für die Brauchbarkeit der Formel.

In dem Diagramm des Bedaufluges sehen wir, dass in Gipfelnähe die Wolke kälter war als ihre Umgebung, ein Resultat, das selbstverständlich erscheint, weil ja die warme Luft zufolge ihrer kinetischen Energie über ihre Gleichgewichtslage hinaus gehoben wird. Für die Frage der Temperatur auf- und absteigender Luftbewegungen haben wir, seitdem auch die Segelflugzeuge mit Barographen ausgerüstet werden, ein schönes Beispiel vom 31. März 1931, bei dem der "Fafnir" in auf- und absteigenden Luftbewegungen segelte.(Abb.5) Wir erkennen, dass zwischen der aufsteigenden und der absteigenden Bewegung eine Temperaturdifferenz von ~ 1/2° in diesem Falle auftrat. Da die Vertikalbewegungen in diesem Falle langsam vor sich gegangen sind, im Verhältnis etwa zu den Steiggeschwindigkeiten der Wetterflugmaschine, und die Horizontalgeschwindigkeit des "Fafnir" 17 msk beträgt, ist für genügend grosse Ventilation gesorgt. Die Temperaturdifferenzen können also als reell und frei von Beobachtungsfehlern angesehen werden.

Nach diesen Beispielen orographischer Auslösung, die nach Refsdal als in Bezug auf die Luftmasse ungeordnet angesehen werden können, wenden wir uns jetzt den geordneten Auslösungen zu. Als erstes Beispiel eines, bei dem wir leider keine Temperaturmessung haben. Nachdem Koschmieder das Aufwindfeld des Westhanges durch Vermessung eines "Vampyr" - Fluges untersucht hatte, war es die Aufgabe, diese Untersuchungen im Spätsommer 1927 zu wiederholen und fortzusetzen. Nach einer ganzen Reihe von schlechten Tagen flog Kronfeld auf dem "Rhöngeist" und es zeigte sich dabei wider Erwarten, das Aufwindfeld völlig unabhängig vom Gelände. Die Wetterlage ist vielleicht am besten charakterisiert durch die Form der auftretenden Wolken. In etwa 1500 m zogen Wolken, die ich früher als Roll-Cumuli bezeichnet habe, und die etwa die Form von Segelflugzeugflügeln hatten. Sie hatten eine Breite von etwa 6 - 8 km und eine Tiefe in der Mitte von etwa 800 - 1000 m. Nach den Enden zu verjüngten sie sich; in der Mitte an der Vorderkante mag die Wolke etwa 200 m dick gewesen sein, die Dicke nahm langsam nach den Seiten und ziemlich rasch nach hinten ab. Die einzelnen Wolkenstaffeln folgten sich etwa in Abständen von 10 km. Jeweils unter der Wolke war ein starkes Ansteigen der Maschine zu beobachten, die sich dann in der erreichten Höhe annähernd hielt. Bei diesem Vorgange wird es sich um Austauschströme gehandelt haben, die entstanden durch rudimentäre Fronten im Sinne Refsdals, jedenfalls durch Vorgänge, deren Energie im Wolken-Niveau zu suchen ist. Wärend die Wolken über der Wasserkuppe an Dicke und Mächtigkeit deutlich zunahmen, war dies bei den vorgelagerten Hügeln nicht zu beobachten. Es ist also anzunehmen, dass die Austauschströme von oben nach unten nicht überall den Boden erreichen .

Die Vorgänge in einer Austauschböe nach der Defination von Raethjen, bei der also der Austauschstrom notwendig bis in die bodennahen Schichten heruntergreift, sind am 13. April 1931 näher untersucht worden. Es waren sportliche

Ziele

Ziele, welche die 3 Flugzeuge "Darmstadt", "Starkenburg" und "Fafnir" dazu veranlassten, den Anschluss an diese Wolke zu suchen. Der "Flamingo" startete also dreimal vor der Böe und brachte jedesmal Temperaturregistrierungen mit, die "Starkenburg" verlor bald an Höhe und musste wieder landen, so dass sie das vierte Mal schon während des Regens hochgeschleppt werden musste. Nach Durchzug der Böe fand ein letzter Aufstieg mit dem "Flamingo" statt. Wir haben in Abständen von etwa 20 Minuten 5 Aufstiege zur Verfügung. Nach längerem Fluge vor der eigentlichen Front kam der "Fafnir" in den Regen hinein und aus seinem Barogramm konnten die Vertikalgeschwindigkeiten bstimmt werden, die in der Figur durch Zahlen in Rechtecken dargestellt sind. (Abb. 6) Wir sehen ferner das leichte Ansteigen der Thermo-Isoplethen vor der Böe und das rasche Absinken in und hinter ihr, eine Abkühlung, die in der Höhe wesentlich kräftiger als in den bodennahen Schichten ist.

Nun zu den Flügen vor dem eigentlichen Gewitter. Am 25. Juli 1931 zog eine Böenfront auf die Wasserkuppe zu. Die Isobronten sehen Sie in der nächsten Figur. (Abb. 7) Gegen etwa 17 1/2 Uhr erreichte die Front die Wasserkuppe und es war wohl einer der grössten Augenblicke, die die Wasserkuppe je gesehen, als 12 Maschinen innerhalb 7 Minuten in diese Böe hinein starteten. Während alle anderen in der Nähe der Wasserkuppe wieder zur Landung gezwungen waren, gelang es Groenhoff und Hirth, den Wolkenaufwind zu erreichen und mit der Front dahin zu segeln. Die Zustandskurve (Abb. 8) vor der Front zeigt Trockenlabilitäten in den unteren Schichten bis etwa 1300 m und dann ab 2800 m Feuchtlabilität für diese selben bodennahen Luftmassen. Die Zwischenschichten sind stabil. Die Höhenzeitkurve (Abb. 9) von Groenhoff und Hirth zeigt zunächst eine starke Böigkeit, die sich vielleicht am besten dadurch charakterisieren lässt, dass bei dem Flugbericht auf der Wasserkuppe der eine Pilot den anderen fragt: "Hast Du Dich auch am Knüppel festgehalten, um nicht herauszufallen ?" Dann setzte plötzlich der gleichmässige Aufwind ein, der die Maschinen auf annähernd 2500 m über N.N. hob. Diesen Aufwind trafen die Piloten an verschiedenen Stellen, Groenhoff kurz hinter der Hohen Rhön, Hirth in der Nähe der Geba, einem Höhenzug, der etwa 10 km weiter östlich liegt. In der Höhe folgt nachher ein sehr ruhiger gleichmässiger Flug mit geringer Turbulenz, der auch schon in früheren Gewittern auffiel.

Wenn wir nun aus diesem Strömungsbild Rückschlüsse auf das Schmea des Kaltlufteinbruches ziehen wollen, so kommen wir dahin, dass wohl der Schmidt'sche Böenkopf in seiner üblichen Darstellung nicht ganz zutreffend erscheint. Erstens ist es unerklärlich, weshalb das Kondensationsniveau, das vorher in der Wrmluft in etwa 1900 m lag, durch den Einbruch plötzlich auf 1000 m über N.N. gesenkt werden soll. Es erscheint wahrscheinlicher, dass der untere Teil der Cumulonimbus-Wolken der einbrechenden Kaltluft entstammt und dass die Kondensationswärme dieser Kaltluft die Energie liefert für die Hebung der vorliegenden Warmluft bis in das Niveau, von dem aus dann sie selbst beschleunigt weitersteigen kann. Wir hätten demnach im Cumulonimbus unten Wolkenluft, die der kalten, oben solche, die der warmen Luft entstammt. Noch etwas ist auffällig. In der Darstellung von Stüve wird das Acu-Niveau erklärt durch die dynamisch aufsteigende vor der Front liegende Warmluft, die in der Höhe nachher mit der in diesem Niveau ursprünglich liegenden Warmluft eine Inversion bildet, an deren Grenze die Acu-Wolken entstehen. Da es heute nicht mehr so ganz ketzerisch erscheint, an das Vorhandensein bewegter potenziell kalter Luft über warmer zu glauben, so kann man die Aufwinde im Acu-Niveau vielleicht als Austauschströme von Labilitäten der oberen Schichten erklären in der Art, wie wir es vorher bei dem einen Wolkenaufwind taten. Sicher ist folgendes: Die Stüve'sche Erklärung als solche reicht nicht aus, einen Aufwind von im Mittel 0,7 msk (gleich der Sinkgeschwindigkeit unserer Segeflugzeuge) an der Sperrschicht zu erklären, da diese eine Neigung von der Grössenordnung 1° bestenfalls besitzt und die dazu nötigen ungeheueren Horizontalgeschwindigkeiten sicherlich nicht auftreten, da die Acu nur geringe

Bewegungen

Tafel 1

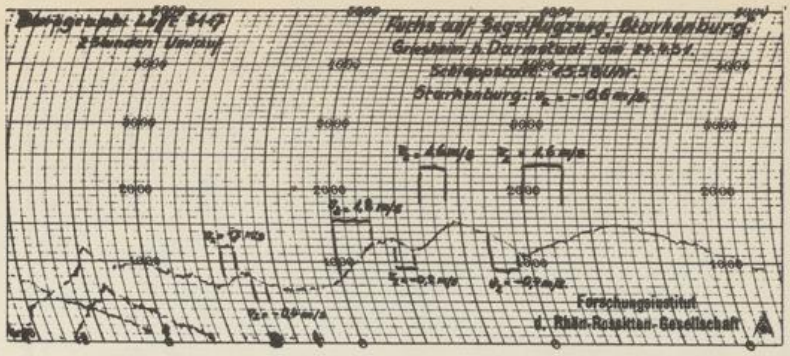


Abb. 1

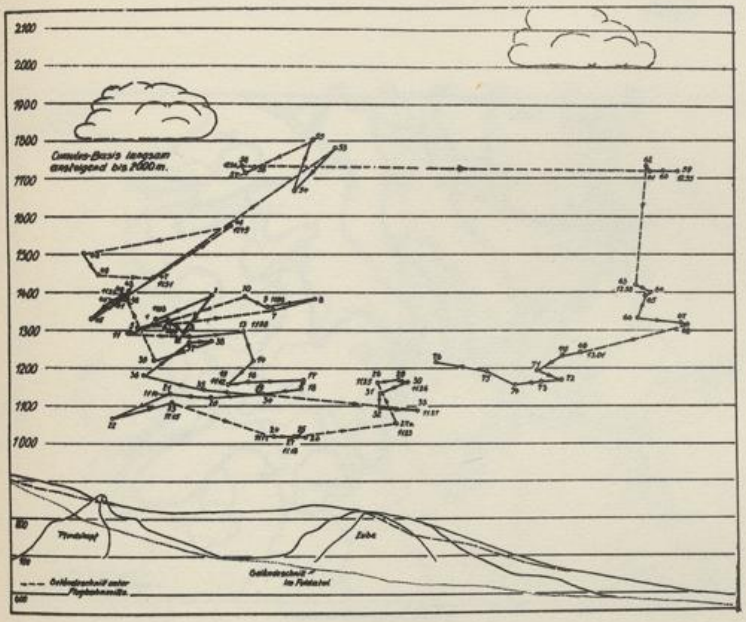


Abb. 2

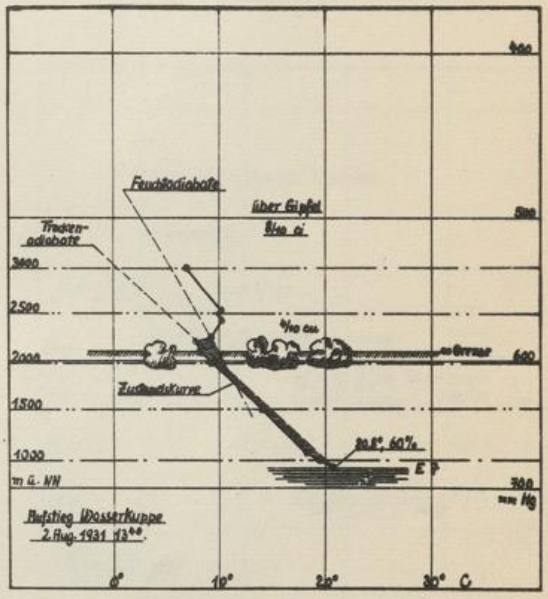


Abb. 3

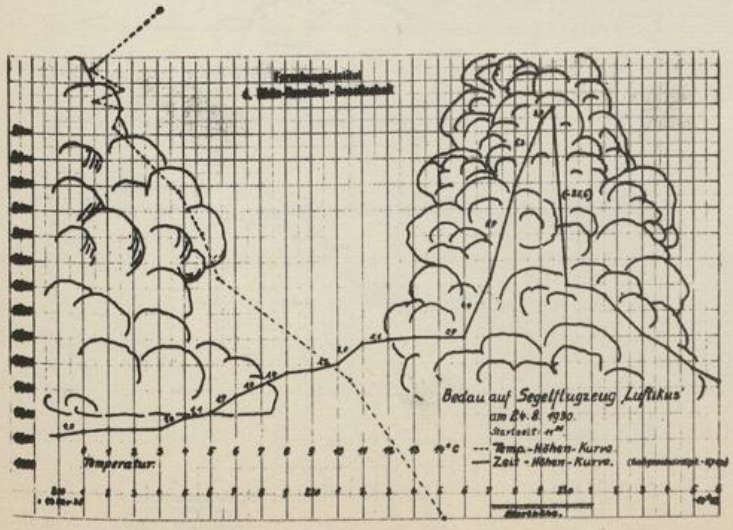


Abb. 4

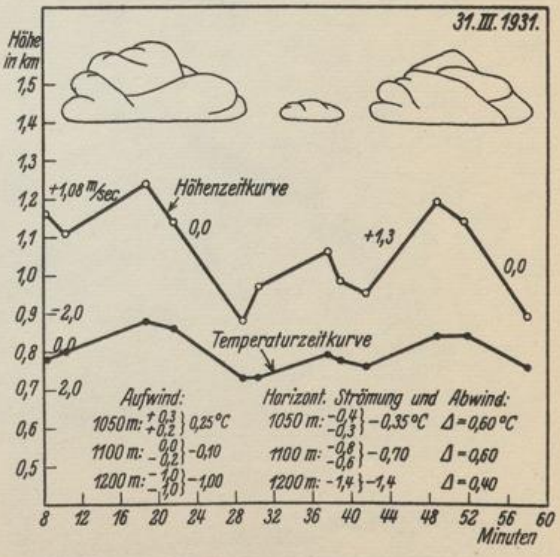


Abb. 5

Tafel 2

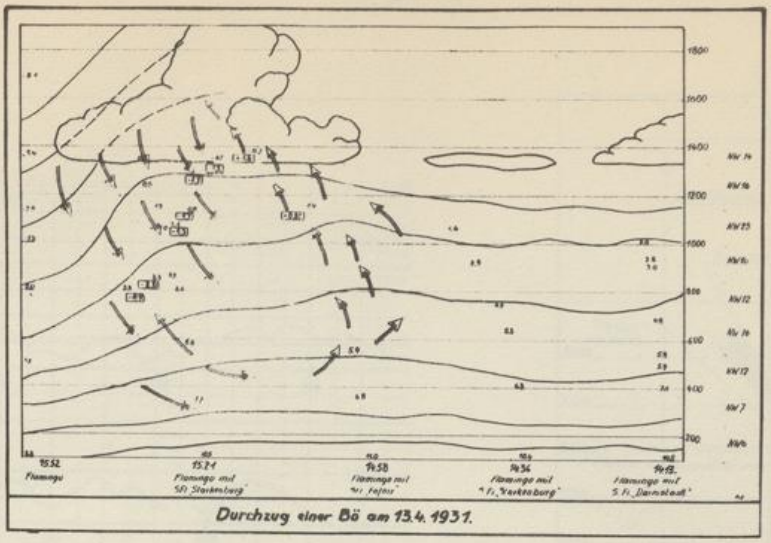


Abb. 6

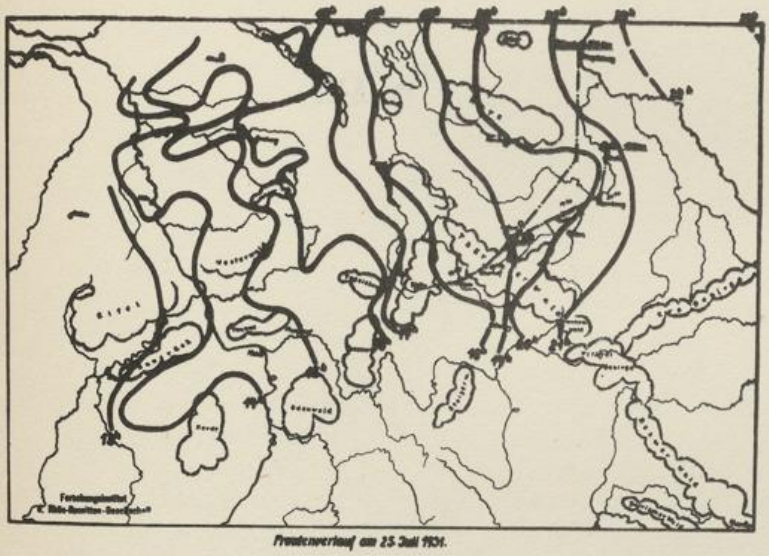


Abb. 7

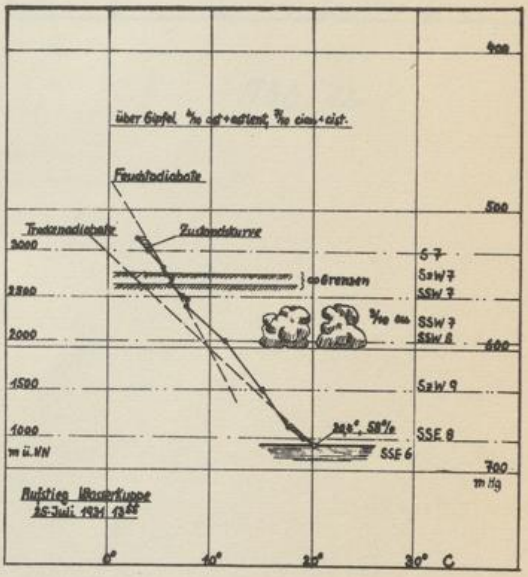


Abb. 8

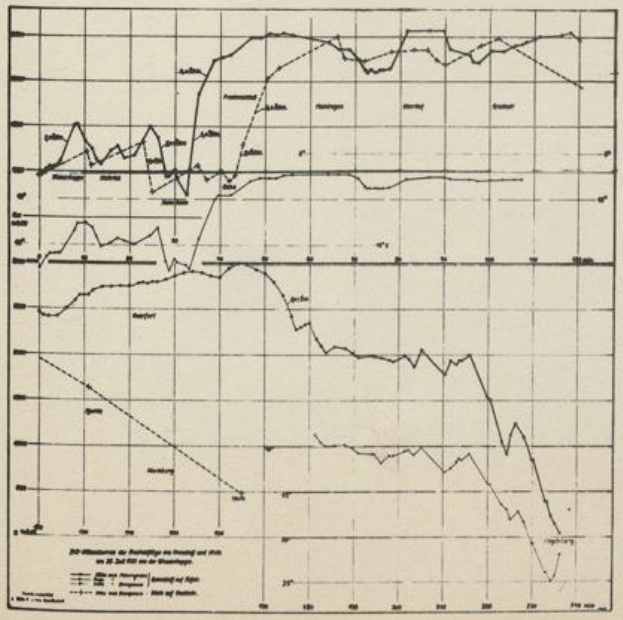


Abb. 9

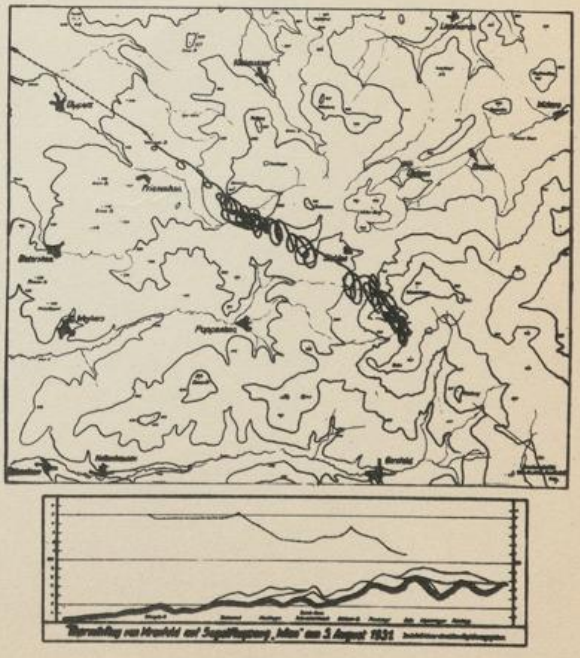
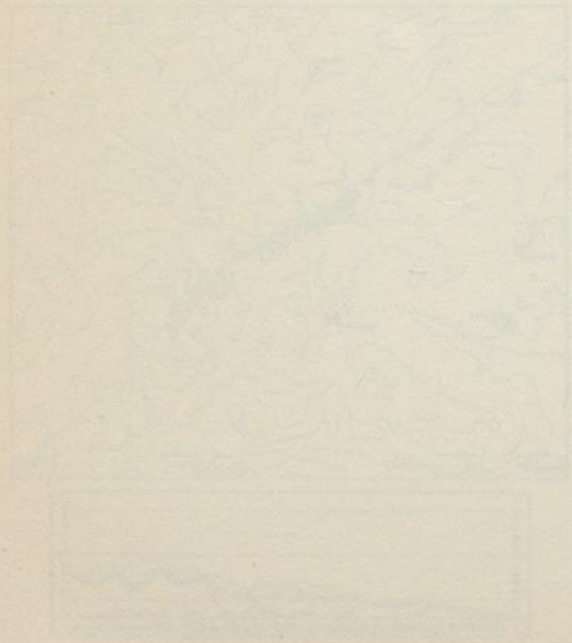


Abb. 10



Tafel 3

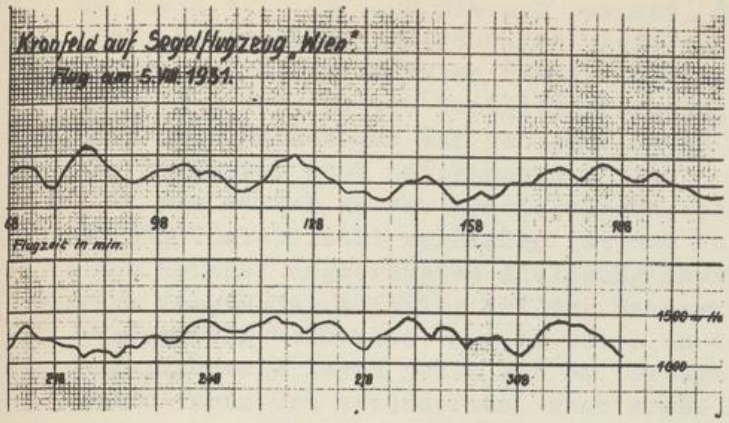


Abb. 11

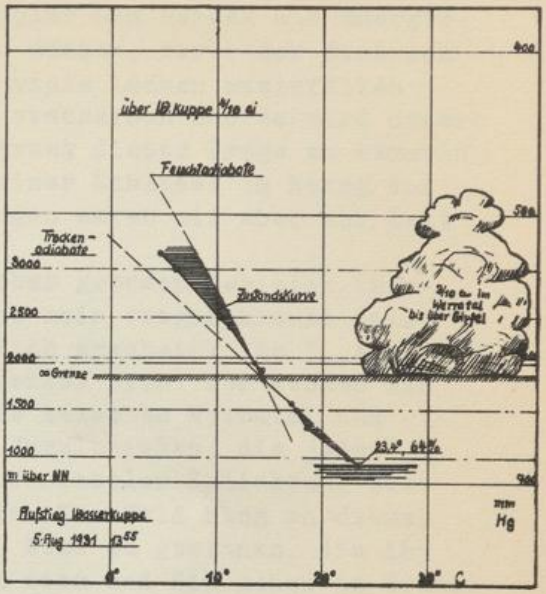


Abb. 12

Bewegungen zeigen. Wir kämen dann dahin, nach Peppler und Reidat als Energiequelle in der Höhe schon die Kaltluft annehmen zu müssen, bevor der Einbruch am Boden erfolgt. Ich bin mir bewusst, dass noch viele Lücken auszufüllen sind, bevor diese Anschauungen wiederspruchsfrei erscheinen und es wird unsere Aufgabe sein, im nächsten Sommer Material zur Klärung dieser Frage zu sammeln (nach dem Vortrag von Raethjen sind wohl viele seiner Schlüsse in Bezug auf Stcu auch anzuwenden auf den Acu. Diese Anschauungen waren mir aber zur Zeit des Vortrages noch unbekannt.)

Nun zurück zu den Erscheinungen, bei denen über grossen Gebieten thermische Instabilität vorhanden ist und für die eine rein orographische (also nach Refsdal ungeordnete) Auslösung unwahrscheinlich erscheint. Am 5. August 1931 zeigte der Aufstieg auf der Wasserkuppe folgendes Bild: Der Westen war vollständig wolkenlos, nur im Osten in dem Gelände zwischen Werratal und Thüringerwald lagen genau wie am Vortage schwere Cumulonimben, die jedoch nicht ihren Ort veränderten. Nach einer Zone trockenlabiler Schichtung trat dann innerhalb der Dunstgrenze Feuchtlabilität ein. Kronfeld flog an diesem Tage über eine Stunde vor der Eube und versuchte, Höhe zu gewinnen, die ihn vom Hang freimachte. In der 68. Minute gelang ihm dies und Sie sehen im Grundriss (Abb.10) den ersten Teil seiner nun folgenden Flugbahn. Nach seinem Abflug von der Wasserkuppe zog er zunächst unter ständigem Kreisen in einer Höhe zwischen 1200 und 1500 m von Hang zu Hang nach Nordosten. Die Höhenzeitkurve (Abb.11) zeigt nun, wie gleichmässige Gebiete auf- und absteigender Luftbewegungen aufeinander folgten und wie er dauernd zwischen 1000 und 15000 m sich haltend flog. Er landete schliesslich in einer Entfernung von 163 km nach etwas mehr als 5 1/2 stündigem Fluge bei Arnsberg in Westfalen. Dieser gleichmässige Wechsel von auf- und absteigender Bewegung erscheint nicht allein orographisch bedingt zu sein.(Abb.12) Es ist fast so, als ob eine Austauschströmung, die irgendwo einmal entstanden ist, in ihrer Nachbarschaft Austauschströme erzeugt, die nun ihrerseits wieder ihre Nachbarschaft in Bewegung setzen, so dass wir von einer Störungsstelle aus fortschreitend Wellenbewegung in der Atmosphäre antreffen müssen, wenn wir geradlinig durch dieses Störungsgebiet hindurch fliegen. Nach Aussage von Kronfeld hat er auch schliesslich das Kreisen aufgegeben und ist mehr oder weniger Strich geflogen und trotzdem finden wir während des ganzen Fluges diesen Wechsel zwischen auf- und absteigender Bewegung.

Dies waren Beispiele, die ich Ihnen hier zeigen wollte und ich möchte nicht schliessen, bevor ich nicht den Dank an die Piloten ausgesprochen habe, die uns diese schönen Ergebnisse beschert haben. Waren es ursprünglich rein sportliche Ziele, denen schliesslich die Beschäftigung mit der Meteorologie als Mittel zum Zweck folgte, so haben wir doch heute unter unseren Segelfliegern eine ganze Reihe, die so viel Freude an den Ergebnissen gefunden haben, dass sie uns elbstständig auf Erscheinungen aufmerksam machen, die uns wohl sonst entgehen würden. Wir müssen ihnen besonders dankbar sein, weil sie bei diesen Untersuchungen Leben und Gesundheit dauernd aufs Spiel setzen. Schliesslich möchte ich Herrn Professor Georgii danken für die freundliche Überlassung des Materials.

Über Stauwirkungen an Gebirgen und Kaltluftmassen

von Dr. H. Noth, Berlin

Gerade in den letzten Jahren sind die Vorgänge, die beim Auftreffen eines Luftstromes auf ein Gebirge eintreten, besonders eingehend untersucht worden. In mustergültiger Zusammenarbeit haben Aerodynamiker und Meteorologen die dynamische und strömungstechnische Seite des Problems bearbeitet. Ganz besonders hat die Segelflugbewegung auf eine möglichst umfassende Klärung dieser Fragen hingewirkt. Es seien hier die Arbeiten von Wenk und Ackeret genannt, dann die Arbeiten der Meteorologen der Rhön-Rossittengesellschaft und derjenigen die mit ihr in Verbindung standen, wobei Georgii, Lange, Höhndorf, Koschmieder, Wagner, Koch, Raethjen und Baumann zu erwähnen sind, im Auslande P. Idrac.

Die dynamische und strömungstechnische Seite ist durch die obengenannten Arbeiten bereits weitgehend theoretisch geklärt, wobei allerdings der Schwierigkeit des Problems entsprechend vorerst in der Hauptsache nur zweidimensionale Bewegungen untersucht worden sind, also entweder Bewegungen über das Hindernis hinweg oder um das Hindernis herum. Dabei konnte die lange umstrittene Frage der Möglichkeit und Existenz von Luvwirbeln einwandfrei in positivem Sinne gelöst werden, aber auch andere mehr oder weniger umstrittene Fragen wie z.B. das Auftreten von wellenartigen Schwingungen hinter Gebirgen sind durch Versuche im Hangwind und durch Auswertung der Ergebnisse geklärt. (Abb.1)

Man kann sagen, dass die Bewegungsvorgänge auf den beiden Seiten eines Gebirges ziemlich gleichmässig behandelt worden sind. Gross ist aber der Unterschied in der Betrachtung der Wettererscheinungen. Während über die Wirkungen des Föhns eine ganze Literatur besteht und man auf Grund der Arbeiten von Hann und v. Ficker in den Hauptfragen völlige Klarheit hat, sind die Zusammenhänge für das Zustandekommen und die Ausdehnung der Wettererscheinungen an der Luvseite der Gebirge, die man allgemein als Stauwirkungen bezeichnet, bis jetzt recht stiefmütterlich behandelt worden. Dabei ist diese Gebirgswirkung an der Luvseite mindestens genau so ausgedehnt wie die Wirkungen an der Leeseite, für die Luftfahrt haben sie aber eine weit grössere Bedeutung als diese, weil damit Flughindernisse geschaffen werden, die zum Teil in machen Fällen auch für die heutigen Flugzeuge noch Flugausfälle bewirken. Jedem Flugzeugführer ist die "Stauwirkung" ein ebenso bekannter wie gefürchteter Begriff. Gerade darum ist dieser Erscheinung auch von Seiten der Flugmeteorologie besondere Beachtung geschenkt worden, die schliesslich dazu führte, diese Frage hier vor einem grösseren Kreise einmal eingehend zu erörtern, zumal, wie sich später zeigen wird, auch für den allgemeinen Wetterdienst, bezw. die meteorologische Forschung ein wichtiges Ergebnis gewonnen wird.

Die theoretischen Untersuchungen leiden allesamt unter der grossen Schwierigkeit, dass sie nur im zweidimensionalen Felde vorgenommen werden können. Die dabei zu berücksichtigenden Faktoren sind: vertikaler Temperaturgradient, vertikaler Geschwindigkeitsgradient, Winddrehung mit der Höhe, Erddrehung, innere Reibung, Turbulenzzustand, Reibung an der Erdoberfläche, horizontaler Druckgradient; Komplikationen treten ein durch die dynamischen Druckwirkungen beim Auftreffen der Luft am Hang, durch hydrodynamische Druckwirkungen bei der Verengerung des Querschnittes über dem Gebirge, schliesslich durch statische Druckwirkung der am Hang gehobenen und dadurch dynamisch abgekühlten und deshalb gegenüber der Luft in derselben Höhe der freien Atmosphäre schwereren Luft am Berghang, sowie durch die Kondensationswärme etwa am Hang infolge der Hebung eintretender Kondensation. All diese Schwierigkeiten sind von den genannten Verfassern eingehend gewürdigt worden; am umfangreichsten in die Berechnungen eingestellt, soweit dies bis jetzt überhaupt möglich war, hat sie Raethjen. Die Schwäche der zweidimensionalen Behandlungsweise beruht darin, dass auf Grund

des

des gesamten theoretischen Aufbaues in den Annahmen bereits die Voraussetzung steckt, dass die unterste Stromlinie der unbeeinflussten Strömung genau wie die oberen Stromlinien über den Kamm des Gebirges hinweggeführt wird. Dass dies nicht der Fall ist, zeigt die Betrachtung der Unterschiede der Temperatur der Berggipfel gegenüber der freien Atmosphäre derselben Höhe, so wie sie Peppler gefunden hat und wie sie auch aus den Werten wie ich sie in meiner Dissertation gefunden habe, hervorgeht. Meine Untersuchungen ergaben, dass das Taunusobservatorium im Winter etwa 2 Grad kälter ist als dieselbe Höhe der freien Atmosphäre. Nach G. v. Elsner hat man bei uns im Winter einen mittleren vertikalen Temperturgradienten von etwa o,4 Grad auf 100 m. Wenn man Luft hebt so kühlt sie sich um etwa 1 Grad auf 100 m ab, dass heisst es entsteht auf 100 m Hebung gegenüber den mittleren gegebenen Verhältnissen eine Temperaturdifferenz von etwa 0,6 Grad. Um die 2,0 Grad des beobachteten Unterschiedes hervorzubringen, muss also die Luftmasse im Mittel um 2,0 : 0,6 = etwa 3,3 mal 100 m also etwa 330 m gehoben worden sein. Wenn die Luft immer so über das Gebirge hinwegströmte, dass die unterste Stromlinie im Vorland auch als unterste Stromlinie am Gebirgskamm erschiene, dann müssten die Unterschiede gegenüber der freien Atmosphäre auch viel grösser sein als sie tatsächlich sind. Zum Glück für unsere Bergobservatorien ist dies nicht der Fall, sonst wären ihre Beobachtungen als Stichproben der freien Atmosphäre, als die man sie mit mehr oder weniger Vorsicht überall benutzt, überhaupt nicht verwendbar. Sie gäben dann ja nur die Verhältnisse der gehobenen Bodenluftschichten wieder. Das ist also erfreulicherweise nicht der Fall, man muss aber, je nach den Verhältnissen deren Beachtung oben schon für die theoretischen Untersuchungen erwähnt wurde, und die bei dieser Gelegenheit aufgezählt wurden, bei der Verwendung der Bergbeobachtungen daran denken, dass sie in Luftmassen vorgenommen werden, die unter Umständen einige hundert Meter heraufgehoben worden sind.

W. Peppler hat die Temperaturunterschiede zwischen der freien Atmosphäre bei Friedrichshafen und der Zugspitze unmittelbar in Zusammenhang mit den vertikalen Temperaturgradienten untersucht. Unter Anwendung der obigen Überlegung wollen wir nachstehend die Pepplersche Tabelle bringen und die Werte für die Hebung hinzufügen, die wir erhalten, wenn wir einmal trockenadiabatische Zustandsänderung mit der Höhe annehmen und zwar der Einfachheit halber 1 Grad auf 100 m dann unter Annahme feuchtadiabatischer Zustandänderung mit 0,7 Grad auf 100 m. Es ist hier der Temperaturgradient der freien Atmosphäre in der Schicht 2500-3000 m (morgens) genommen:

Δt/100 m	0.8/1.0	0.6/0.8	0.4/0.6	0.2/0.4	0.0/0.2	
Oktober-März	-0.2	-0.5	-1.9	-2.6	-3.6	
	200	ca.170	380	ca.370	400	Heb. bei trock. ad. Änderung
	-	-	950	650	600	Heb. bei feucht. ad. Änderung
April-Sept.	-0.1	-0.4	-1.0	-1.7	-2.7	
	100	ca.130	200	ca.340	300	Heb. bei trock. ad. Änderung
	-	-	500	ca.430	450	Heb. bei feucht. ad. Änderung

Bei dieser Rechnung wurde der Mittelwert des oben angegebenen Gradienten benutzt. Eine weitere Stufe für Inversionen, die Peppler noch gibt, wurde nicht angeführt, weil der genaue Gradient hier nicht angegeben ist. Man sieht, dass man bei trockenadiabatischer Zustandsänderung Hebungen herausbekommt, die zwischen 100 und 400 m liegen. Unter Annahme des feuchtadiabatischen Gradienten ergeben sich natürlich wesentlich grössere Werte, aber auch sie erreichen maximal nur 950 m. Da naturgemäss gerade bei grossen Gradienten

Gradienten die Hebung grösser sein muss, hier in den ersten beiden Kolonnen aber das Gegenteil dadurch in Erscheinung tritt, dass mit trockenadiabatischer Zustandsänderung gerechnet worden ist, so muss bei einer Rechnung dieser Art Kondensationswärme sicherlich sehr stark in Rechnung gestellt werden. Es ist selbstverständlich, dass die Hebung trockener Luft am grössten ist bei trockenadiabatischen Gradienten oder einem noch grösseren, dass die Hebung gesättigt feuchter Luft bei feuchtadiabatischem oder einem grösseren Gradienten am grössten ist. Immerhin zeigt die Überlegung, dass natürlich nicht die Rede davon sein kann, dass eine Luftmasse von unten bis oben hin bei gleichmässiger vertikaler Stromlinienanordnung die Gebirge übersteigt. Alle diese Untersuchungen sind nun auf Berggipfeln gemacht, es wäre aber interessant, wie die Temperaturdifferenzen eines Gebirgspunktes, an den die Luftmassen viel weniger Gelegenheit zum umfliessen haben, wie an den Gipfeln, auf denen gewöhnlich die Observatorien stehen, also etwa eines Punktes der Talsole eines Gebirgspasses gegenüber der freien Atmosphäre sind. Man sollte annehmen, dass man dort wesentlich grössere negative Differenzen erhält.

Weiterhin ist es nach den nachfolgenden Ausführungen nicht anzunehmen, dass der Temperaturgang über dem Bodensee noch dem Gang der freien Atmosphäre entspricht. Von diesem Gesichtspunkte heraus betrachtet erscheint es fast sicher dass auch dort die Flächen schon gehoben sind, sodass die Wirkung des Gebirges dann noch etwas grösser wäre. Ohne dass wir weiter auf die Grössenordnung der Hebung eingehen wollen, soll also noch einmal betont werden, dass sie nicht so erheblich ist, wie man gemeinhin annimmt. Daraus folgt, dass die Luft zuerst wohl nach dem Gebirge zu angehoben wird, dass sie sich aber dann um das Gebirge herum bewegt. In seiner Dissertation "Strömungseinfluss des mitteldeutschen Gebirgsrandes" hat Baumann diese Umströmungen aus den Geschwindigkeitszunahmen an den Flanken des Gebirges, sowie an den Geschwindigkeitsabnahmen die Richtungsänderungen im Luv der Gebirge festgestellt. (Abb.2) Diese Arbeit gibt das bisher vollständigste Bild über die zweidimensionalen Strömungsvorgänge wobei als zweite Dimension diesmal nicht mehr die Vertikale gemeint ist, sondern die Horizontale. Auch er kommt bereits zu dem Ergebnis, dass die Windbeeinflussung sich in Entfernungen der 50 bis 100fachen Gebirgshöhe luvseits der Gebirge bereits bemerkbar macht. Auch L. Lammert hat den Alpeneinfluss in ihrer bekannten Arbeit, (Veröffentl. des Geophysikal. Institutes, Leipzig B. 2) in der sie damals schon den Luvwirbel südlich der Alpen erkannte, auf etwa 100 km angenommen. Hann erwähnt in seinem Lehrbuch der Klimatologie den Einfluss des Khassia-Gebirges und führt die nachstehende Tabelle der Niederschlagshöhen an:

	Dakka	Borgra	Mymensingh	Silhet	alle 20 m hoch
Entf. v. Gebirge	161	96	48	32	km
Niederschlag	191	231	275	380	cm

Das Khassia-Gebirge hat eine Kammhöhe von etwas über 1000 m. Wenn man die Niederschlagszunahme, wie sie in der obigen Tabelle zum Ausdruck, als die Fernwirkung des Gebirges ansieht - eine andere Erklärung ist kaum möglich - so ergibt sich auch hier eine Entfernung, die etwa der 100fachen Gebirgshöhe entspricht.

Wenn wir einen Überblick über die Vorgänge beim Überfliessen eines Gebirges durch Luftmassen mit unteradiabatischem Gradienten geben wollen, so erhält man etwa das folgende Bild: Zuerst werden die ursprünglich horizontalen Schichten nach dem Gebirge zu gehoben, bis sie in eine gewisse Gleichgewichtslage kommen. Dieselbe bestimmt sich in der Hauptsache aus der dynamischen Abkühlung, der kinetischen Energie und dem horizontalen Druckgradienten unter dem sie stehen. Wie wir oben schon sahen, beträgt diese Höhe über dem ursprünglichem Niveau im Mittel etwa 300 - 400 m. Der alsdann in dieser Region infolge der dynamischen und der statischen Druckzunahme nach aussen beginnende Abfluss verursacht die Umwandlung des zweidimensionalen Stromfeldes in das

dreidimensionale,

dreidimensionale, d.h. von jetzt ab fliesst die Luft horizontal an den Berghängen weiter. Das Endergebnis ist die Ausbildung eines keilartigen Totluftgebietes vor dem Gebirge wie W. Peppler es 1928 auch ausdrücklich bei N-Strömung für das nördliche Alpenvorland feststellte, das die Hänge sozusagen abflacht und die aufsteigende Bewegung der nachströmenden Luftmassen schon weit luvwärts vor dem eigentlichen Gebirgshang beginnen läßt. Es ist dabei zu berücksichtigen, dass eine Stauwirkung nicht erst dann eintritt, wenn die Luftmassen beim Ansteigen zum Stehen kommen, sondern bereits viel früher. Im gleichen Augenblick, in dem die Luftmassen am Hang aus ihrer Gleichgewichtslage herausgehoben werden, streben sie nach unten in diese Gleichgewichtslage zurück und wirken damit der Strömung entgegen. So entsteht die Stauwirkung, die sich schnell rückwärts fortpflanzt. Man muss sich das so vorstellen, dass die betreffende Luftschicht wie eine ebene, aber geneigte Fläche, die an den Hang angelehnt ist, wirkt, auf der dann das Aufgleiten der später kommenden Luftmassen stattfindet. Dass dies den tatsächlichen Verhältnissen entspricht, kann man im Gebirge an der Luvseite sehr oft beobachten. Dann steht die Wolkendecke fast horizontal am Hang, über ihr bewegt sich die Luft aufwärts. Es ergibt sich dann etwa das folgende Bild: (Abb.3, am Schluss der Arbeit).

Bei dieser Betrachtungsweise ergibt sich dann auch mit zwingender Notwendigkeit die Ausbildung eines Luvwirbels: Zwischen den oberen Schichten und den unteren Schichten herrscht dann stets ein Geschwindigkeitsunterschied. Infolgedessen findet ein Impulsübergang von der oberen schneller bewegten Masse auf die darunter liegende langsamer bewegte Masse statt, die dann immer noch in Richtung des Berghanges in Bewegung gesetzt wird. Da sie dort nicht weiter fliessen kann, von rückwärts aber Nachschub erfolgt, tritt ein Ausweichen einmal nach der Seite, dann aber auch vertikal nach unten ein. In diesem Totluftkeil findet dann die Zirkulation des Luvwirbels statt, ähnlich der Drehbewegung einer horizontal liegenden Walze, deren Rotieren durch ein darüber laufendes Band aufrecht erhalten wird, eine Annahme, die W. Pepplers Anschauungen über die Vorgänge bei Nordstau der Alpen bestätigt.

Welches sind nun die Wetterwirkungen, die in dem Luvgebiet entstehen und wie erklären sie sich! - Auf den einzelnen Schichten findet Aufgleiten statt, aus dem sich nach den bekannten Erklärungen Wolkenbildung in dieser aufgleitenden Schicht, dazu Niederschlagbildung ergibt. Im Laufe der Zeit führt das zu den bekannten üblen Stauerscheinungen, die dem Luftverkehr so ausserordentlich viel zu schaffen machen, nämlich zu Staubregen bei sehr tiefen Wolkendecken und schlechter Sicht. Ein Durchdenken der Vorgänge erklärt die Erscheinungen restlos. Es ist zu bedenken, dass in dem Totluftkeil von oben her Niederschlag einfällt, der unterwegs verdunstet und die schwach bewegte Luft in dem Keil immer stärker mit Feuchtigkeit anreichert. Eine wichtige Rolle spielt dabei auch das Absinken der kleineren Wolkentröpfchen, deren Fallgeschwindigkeit zwar sehr gering ist, bei einer stagnierenden Luftmasse aber ganz erheblich ins Gewicht fällt. Wassertröpfchen von 1/100stel mm Durchmesser haben noch eine Fallgeschwindigkeit von 1.3 cm in der Sekunde, fallen in der Stunde also um rund 50 m. Zuerst verdunsten sie natürlich in den durchfallenden Schichten, und erhöhen dadurch dort die Feuchtigkeit. Sobald in diesen unteren Schichten die relative Feuchte auf 100% gestiegen ist, bleiben die Tröpfchen erhalten und senken damit die Wolkenuntergrenze langsam immer tiefer. Dazu kommt, dass der durchfallende großtropfige Regen nicht nur ebenfalls eine Feuchteanreicherung mit sich bringt, sondern auch eine Abkühlung, so dass die absolute Feuchtigkeit in langsamem, die relative in schnellem Tempo steigt. Somit sinkt auch die Kondensationsgrenze langsam in immer tiefere Schichten. Es handelt sich hier nicht mehr um die von Seilkopf beschriebenen tieferen Wolken über Hügelgelände, denn diese Gebilde sind ihrer Entstehung nach Kondensationsprodukte in dem gehobenen und in fortdauernder Bewegung befindlichen Luftstrom, in denen die absolute Feuchtigkeit noch nicht von derjenigen verschieden ist, die in dieser Schicht herrschte, als sie noch am Boden lag. Die

Stauluft

Stauluft des Luftdruckkeils hat vielmehr eine ganz andere und zwar viel höhere absolute Feuchte, als sie vorher hatte, sie hat infolgedessen eine wesentlich veränderte Kondensationshöhe und viel schlechtere Sichtverhältnisse. Infolge dieser Vorgänge ist auch die aequivalentpotentielle Temperatur verändert, so dass sie ebenso wenig wie die potentielle oder die wirkliche Temperatur eine sichere Unterlage bei der Luftkörperbestimmung gelegentlich der Wetterdiagnose geben können.

Eine sehr interessante und seither m.W. nach nicht bekannte Anwendung des Stauphänomens haben wir vor Kaltluftgebieten. Auch diese Gebilde haben einen Aufbau, der sich wohl in der Neigung der Fläche, sonst aber in nichts Wesentlichem von demjenigen eines Gebirges unterscheidet. Die festliegende Kaltluftmasse wirkt hier wie ein Berg, an dem die heranströmende Warmluftmasse nicht nur aufgleitet, sondern vor dem sie sich auch staut. Daher kommt es, dass bereits weit vor der eigentlichen Warmfront am Boden die Windgeschwindigkeit immer geringer wird und starke Bewölkung mit Niederschlag noch in einer Zone beobac htet wird, die völlig zum "warmen Sektor" rechnet. Nach der Theorie sollen Niederschläge abgesehen von Konvektionsniederschlägen nur in Kaltluftmassen auftreten und zwar dadurch, dass warme Luft auf sie aufgleitet, der Niederschlag also durch die Kaltluft fällt oder dass kalte Luft sich in warme Luft einschiebt, sie hochhebt, zur Kondensation ihres Wasserdampfes veranlasst, woraufhin der sich bildende Niederschlag ebenfalls durch die sich einschiebende Kaltluftmasse fällt. Die breiten Niederschlagsstreifen, die aber vor solchen Kaltluftmassen auftreten, sind reine Stauerscheinungen. Wenn man berücksichtigt, dass sie sich ähnlich wie die Stauerscheinungen bei Gebirgen, bis zu einer Entfernung der 100fachen Höhe der Kaltluftmasse vor dieser ausbilden können, so ist manche Wetterlage leichter zu diagnostizieren. Gegenüber den Stauerscheinungen an Gebirgen tritt hier allerdings eine Komplikation auf, die darin besteht, dass die Kaltluftmassen sich bewegen. Bei einer sich schnell zurückziehenden Kaltluftmasse tritt unter gewissen Umständen eine Stauwirkung überhaupt nicht in Erscheinung. Eine Untersuchung der näheren Zusammenhänge dieser Erscheinungen soll in einer späteren Arbeit durchgeführt werden, dagegen soll in den nachstehenden Abbildungen 4 und 5 noch ein Fall demonstriert werden, der diese Stauwirkung in einem selten schönen Ausmaße zeigt. Der Niederschlag, der in der Warmluftwestströmung am 4. Januar vor der Kaltluft fiel, lässt sich nur durch Stauwirkungen an dieser Kaltluft erklären. Für eine Höhenstörung lässt sich aus den aerologischen Daten kein Anhaltspunkt erkennen, ausserdem deutet das Stationärbleiben der Regenfront und ihr Gebundensein an die Zone vor der Kaltluft eindeutig auf die Ausbildung der Stauzone vor dem festliegenden Kaltluftberg hin.

L i t e r a t u r .

1. Georgii, Veröffentl. d. Forsch.Inst. d. Rhön-Rossitten-Ges.Nr. 1
2. " M.Z. 1928, S.309
3. " ZfM. 1929, S. 3
4. K. Wegener, Beiträge zur Physik der freien Atmosphäre Band 5 "Die Wirkung der Berge auf eine sie übersteigende Luftströmung".
5. v. Ficker, M.Z. 1913, S.608
6. " M.Z. 1913, S.278
7. E. Kleinschmidt, Beiträge zur Physik der freien Atmosphäre Band 6 "Die Temperaturverhältnisse der freien Atmosphäre und auf Berggipfeln."
8. R. Benkendorff, Schriften d. naturwiss. Vereins zu Schleswig-Holstein 1906, Band 16
9. J. Akceret, ZfM 1923, S.86
10. H. Koschmieder, M.Z. 1925, S.187
11. " ebenda 1930, S.156
12. P. Raethjen, M.Z.1929, S.329, S.383, S.420
13. " ebenda S.420
14. " " S.288, 1931
15. " ZfM 1926, S.185
16. " Jahrbuch der wiss. Gesellschaft f. Luftfahrt 1926
17. H. Noth, ebenda 1924, S.66
18. " "Ueber Unterschiede in d er Temperatur eines Berggipfels gegenüber der freien Atmosphäre und im Gang der beobachteten Mitteltemperatur einer Luftschicht gegenüber der wahren". Dissertation Frankfurt/Main 1924.
19. Lange, Veröffentl. d. Forschungs-Inst. d. Rhön-Rossitten-Gesellschaft Nr.1
20. Höhndorf, Beiträge zur Physik der freien Atmosphäre Band 17, S.69
21. " ebenda Bd.14 und Bd.16
22. W. Kühnert, ZfM 1930 S.106
23. Wagner, ZfM 1925, S.187
24. P. Raethjen u. F. Wagner, ebenda 1926, S.190
25. H. Seilkopf, Annalen der Hydrographie 1926, S.75
26. Koch, Veröffentl. d. Forsch. Inst. d. Rhön-Rossitten-Gesellschaft Nr.1
27. Kronfeld und Kühnert, ZfM 1930
28. Baumann, "Strömungseinfluss d. Mitteldeutschen Gebirgsr. (Dissertation Darmstadt 1931)
29. P. Idrac "Memorial d. l'off.nat.mét. de France, Paris 1923"
30. L. Lammert, Veröffentl. d. Geoph.Inst. Leipzig Bd.2

31. Bürger, Erfahrungsberichte des Deutschen Flugwetterdienstes (5.Folge Nr.5)

32. Erk, M.Z. 1887, S.55

33. Marchand, M.Z.1905, S.254

34. Pockels, M.Z. 1901, S.300

35. Hann, M.Z., 1906, S.513

36. " Klimatologie, 2. Aufl, Bd.I S.295

37. W. Peppler, Beiträge z. Physik der freien Atmosphäre, Bd.14 S.142

M.Z. = Meteorologische Zeitschrift

ZfM = Zeitschrift für Flugtechnik und Motorluftschiffahrt

Tafel 1

Fig. 1

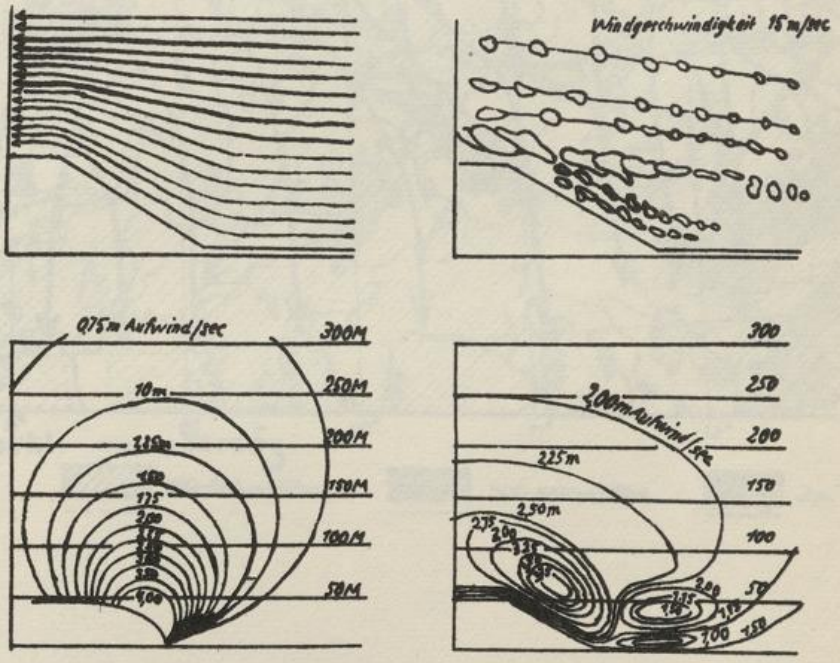
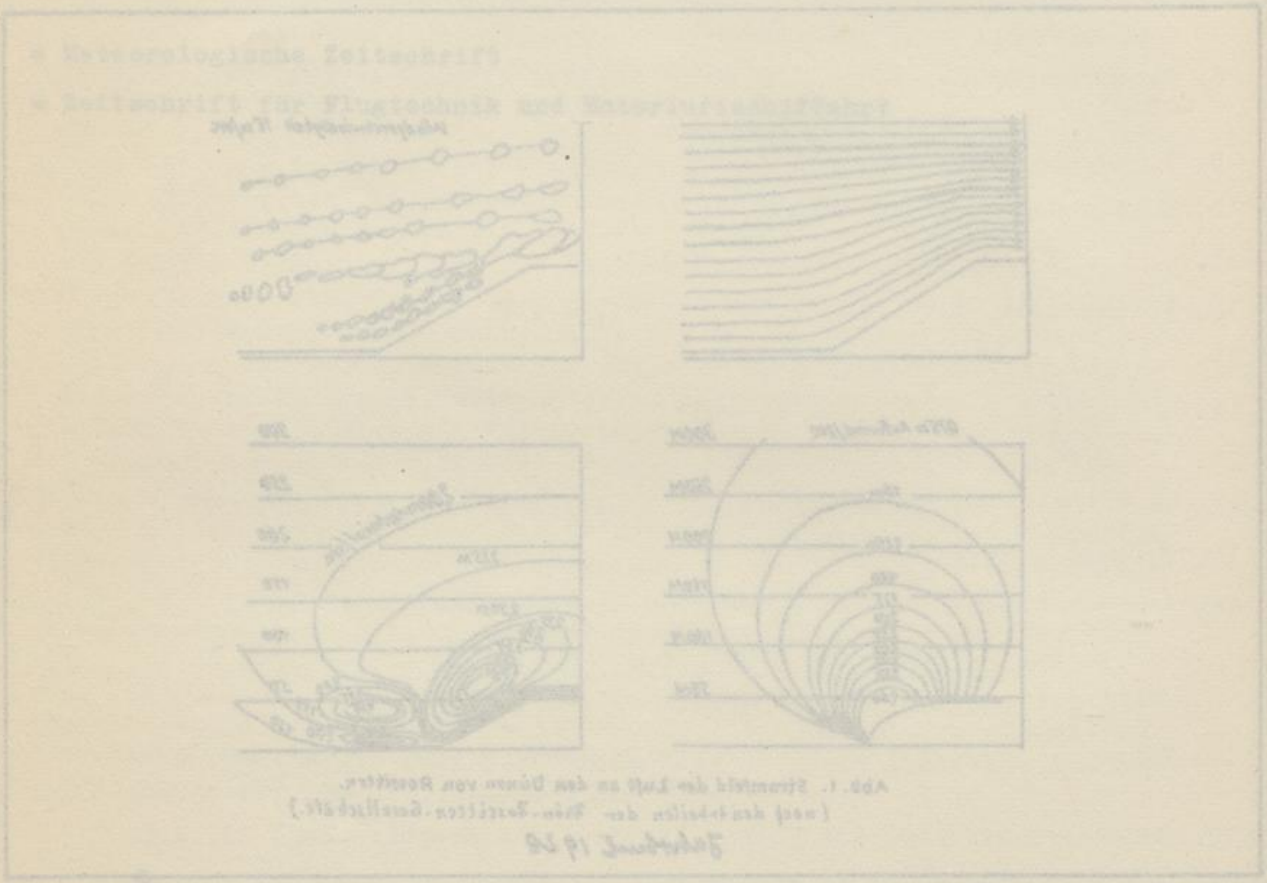
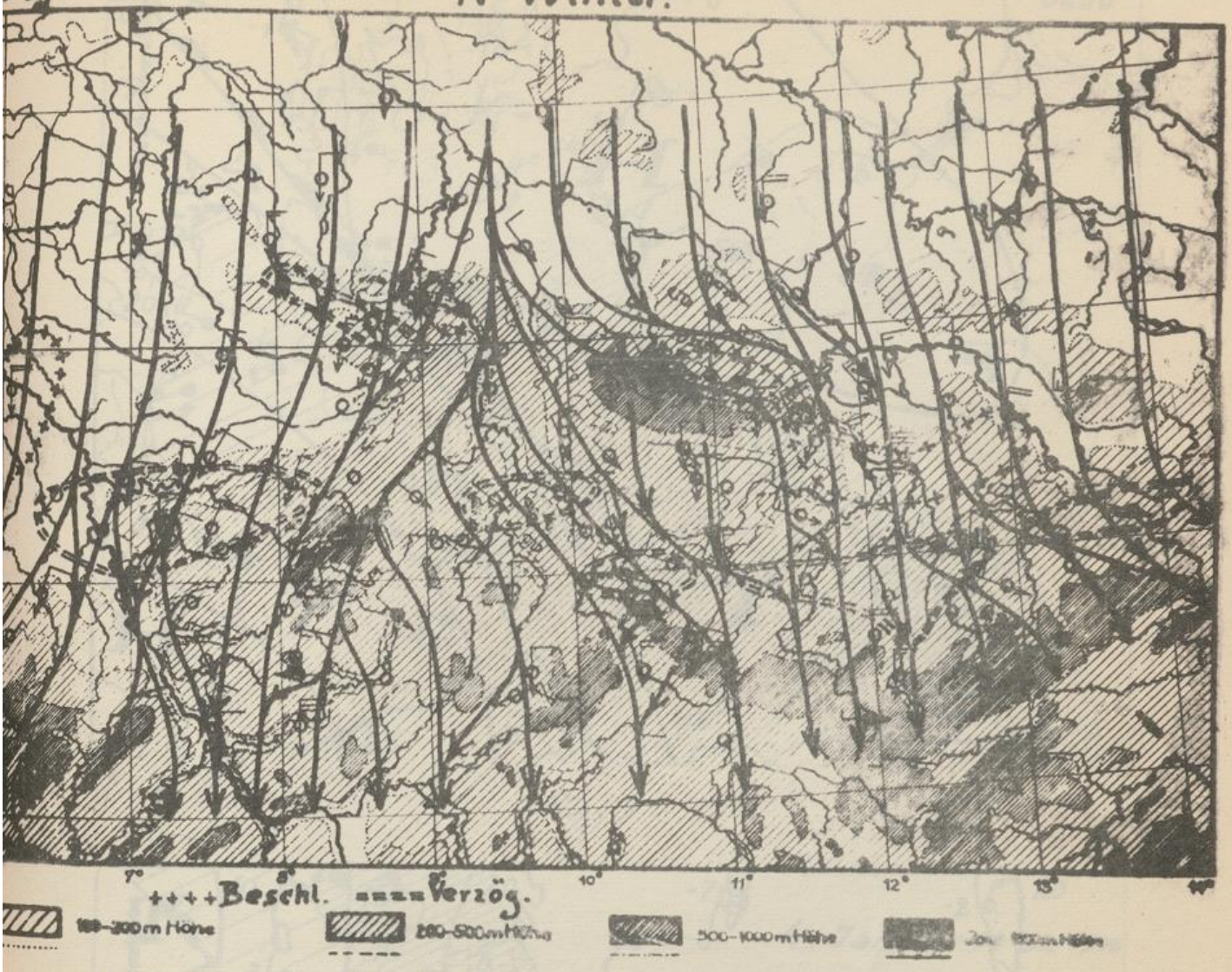


Abb. 1. Stromfeld der Luft an den Dünen von Rossitten.
(nach den Arbeiten der Rhön-Rossitten-Gesellschaft.)
Jahrbuch 1928



Figur 2 N-Winter.



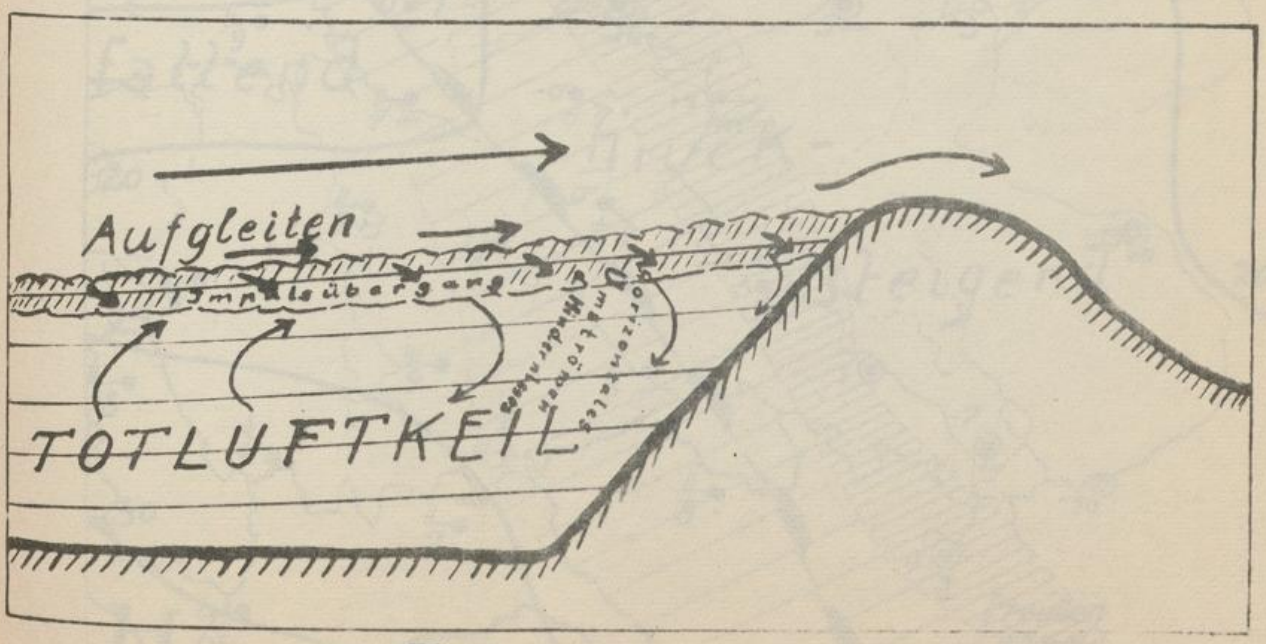
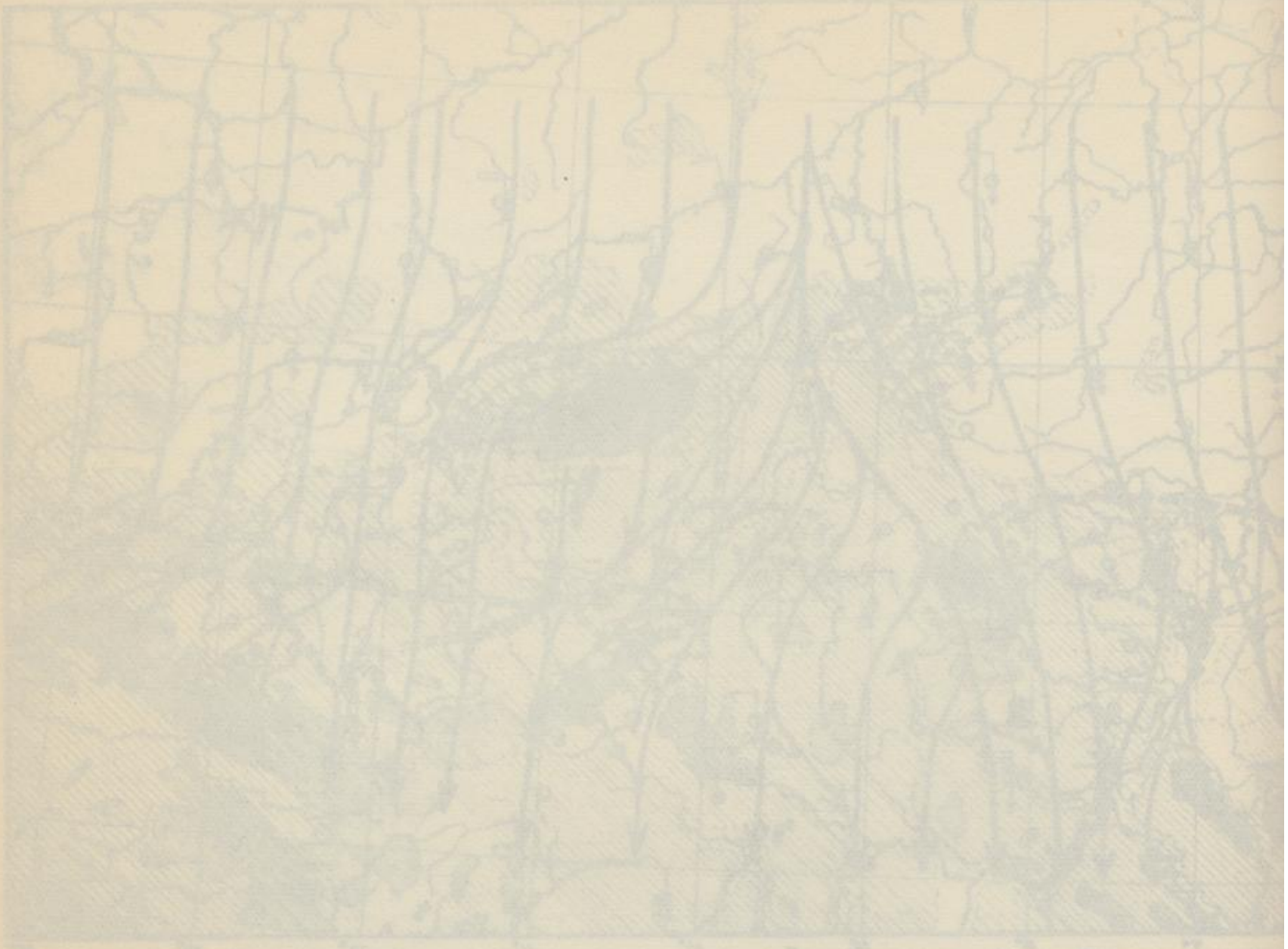
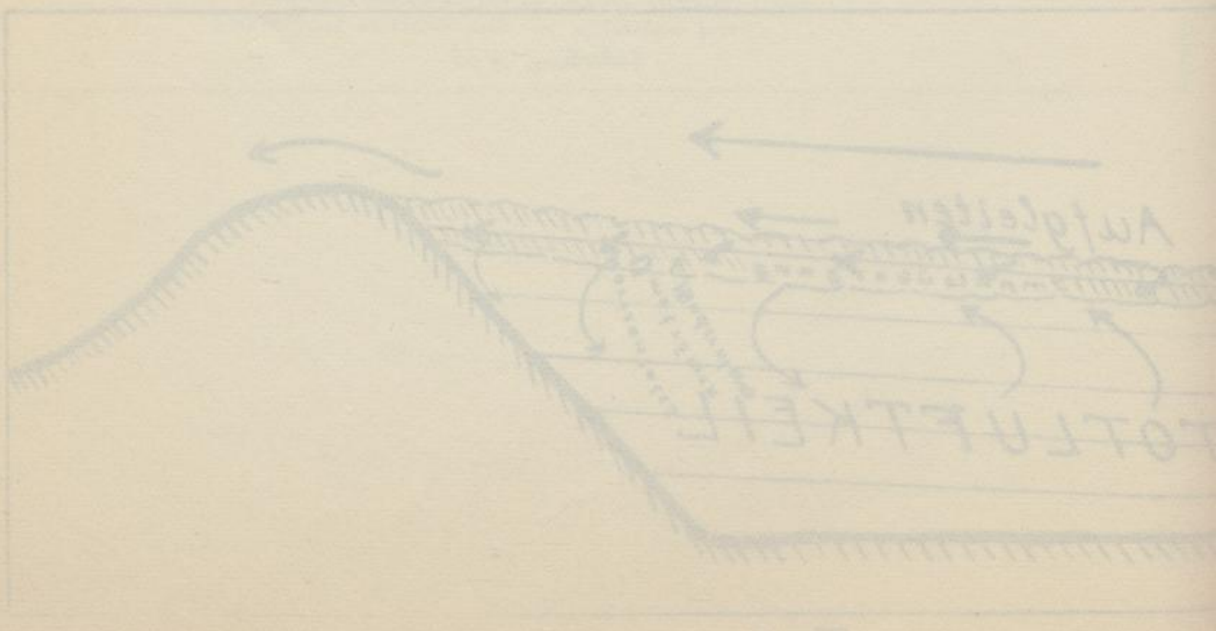


Fig.3





Tafel 3

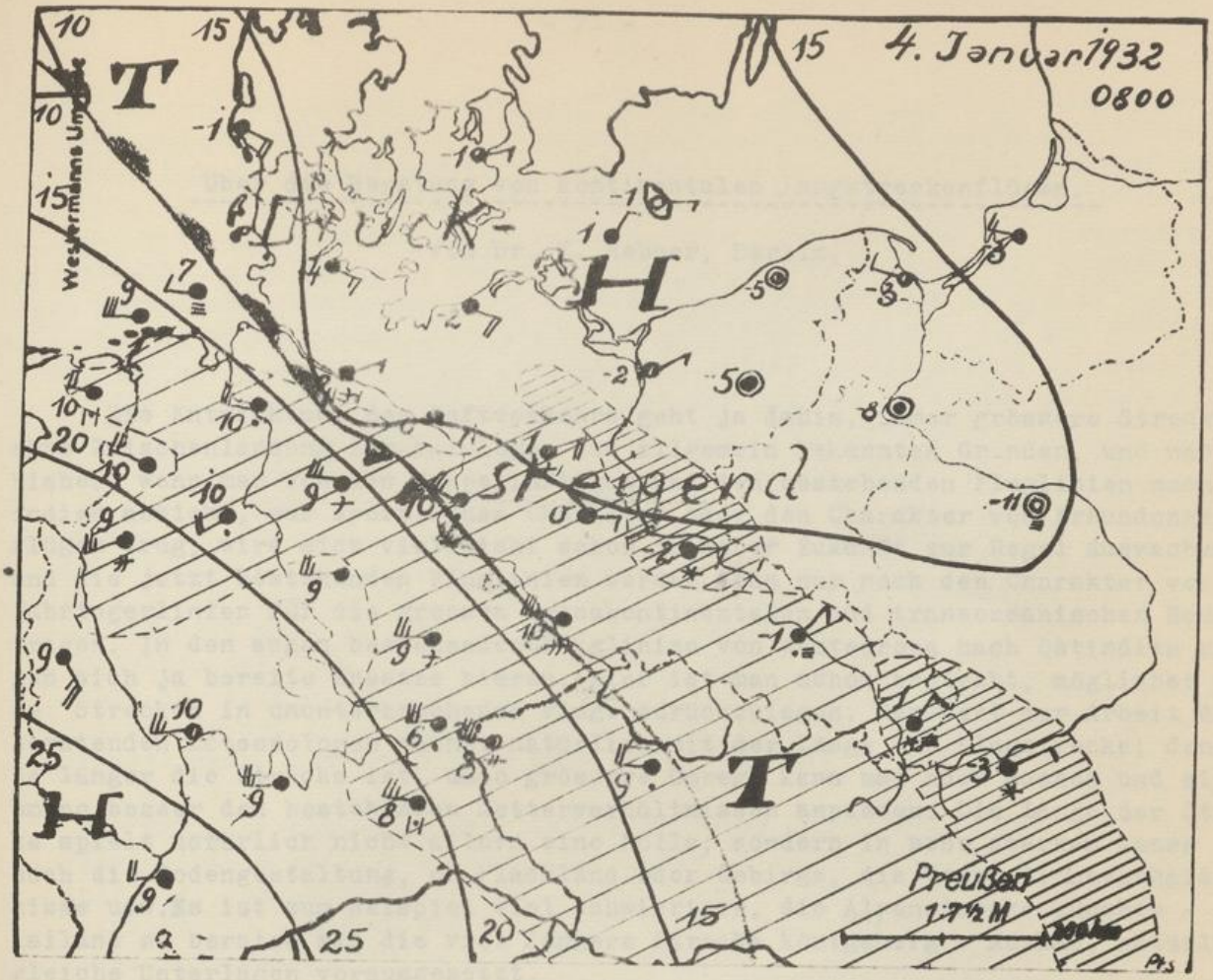


Fig. 4

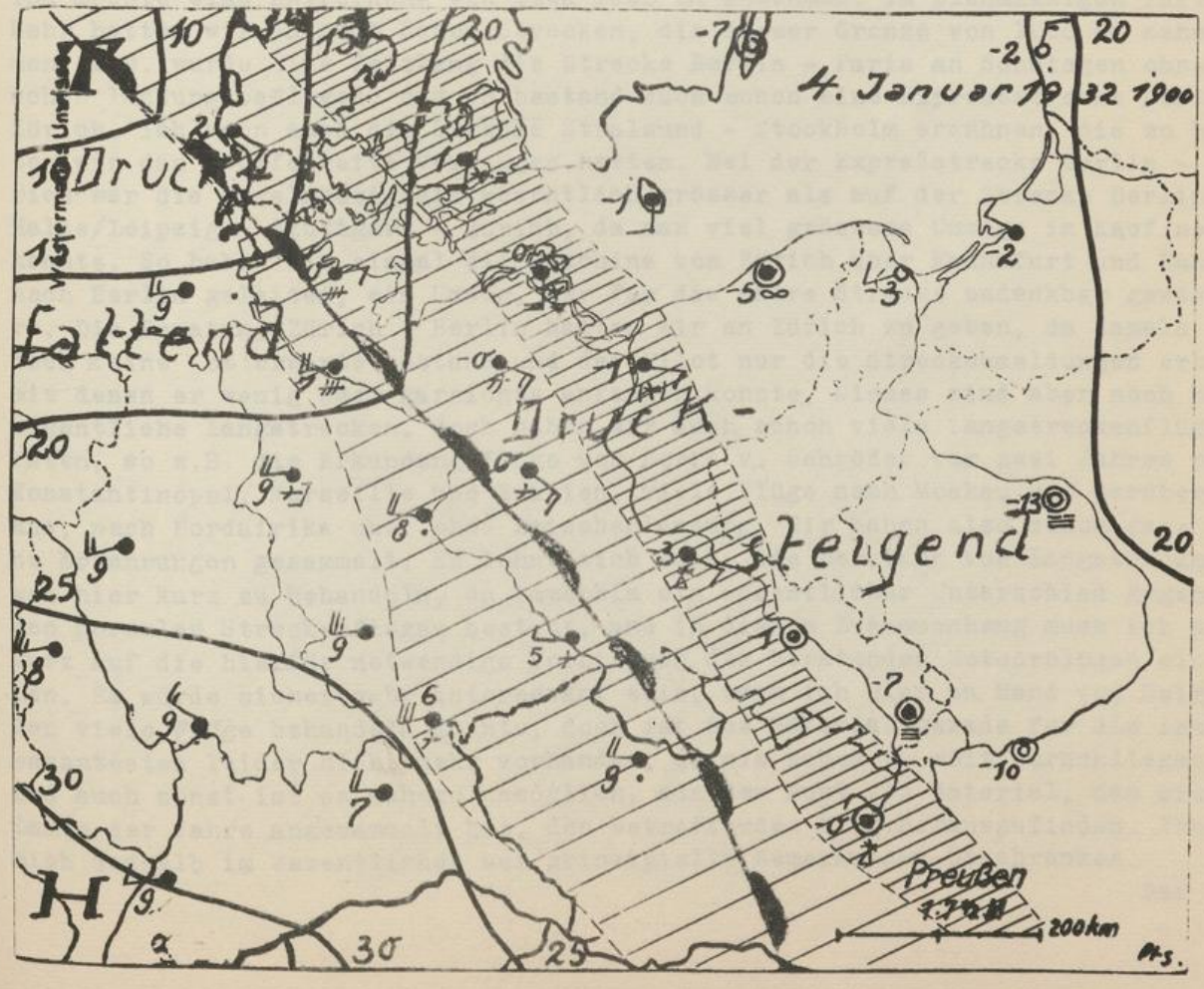


Fig. 5

Über die Beratung von kontinentalen Langstreckenflügen.

von Dr. E. Hebner, Berlin.

Die Entwicklung des Luftverkehrs geht ja dahin, immer grössere Strecken ohne Zwischenlandung zurückzulegen aus allgemein bekannten Gründen, und was bisher, wenn man von den Zeppelinflügen und den bestehenden Fluglinien nach Indien absieht, nur sportlichen Charakter oder den Charakter von Erkundungsflügen trug, wird sich vielleicht schon in naher Zukunft zur Regel auswachsen, und die jetzt bestehenden Fluglinien werden dann nur noch den Charakter von Zubringerlinien für die grossen transkontinentalen und transozeanischen Routen tragen. In den schon bestehenden Fluglinien von Westeuropa nach Ostindien zeigen sich ja bereits Ansätze hierzu. Hier ist man schon bestrebt, möglichst große Strecken in ununterbrochenem Fluge zurückzulegen. Der Wert der Arbeit des beratenden Meteorologen wächst natürlich mit der Länge der Flugstrecke; denn je länger die Strecke ist, umso grössere Umwege kann man auch machen und sich um so besser den bestehenden Wetterverhältnissen anpassen. Die Länge der Strekke spielt natürlich nicht allein eine Rolle, sondern in sehr starkem Masse auch die Bodengestaltung, ob Flachland oder Gebirge, die Vegetationsverhältnisse usw. Es ist zum Beispiel viel schwieriger, die Alpenstrecke München - Mailand zu beraten als die viel längere Strecke Königsberg - Moskau, natürlich gleiche Unterlagen vorausgesetzt.

Bis zu welcher Grenze rechnet man nun einen normalen Streckenflug, und wo beginnt ein Langstreckenflug ? Es ist schwer, hier eine Grenze zu ziehen. Ich möchte eine Entfernung von etwa 1000 km annehmen. Im planmässigen Luftverkehr hatten wir ja auch schon Strecken, die dieser Grenze von 1000 km nahekamen, z.B. wurde eine Zeitlang die Strecke Berlin - Paris an Sonntagen ohne Zwischenlandung beflogen, und es bestand auch schon eine Expressstrecke Berlin - Zürich. Ich kann auch die Strecke Stralsund - Stockholm erwähnen, die zu beraten wir das zweifelhafte Vergnügen hatten. Bei der Expreßstrecke Berlin - Zürich war die Regelmässigkeit wesentlich grösser als auf der Strecke Berlin - Halle/Leipzig - Stuttgart - Zürich, da man viel grössere Umwege in Kauf nehmen konnte. So haben wir einmal die Maschine von Zürich über Frankfurt und Hannover nach Berlin geleitet, ein Umweg, der für die andre Strecke undenkbar gewesen wäre. Die Beratung Zürich - Berlin hatten wir an Zürich zu geben, da damals dort noch keine Wetterwarte bestand und der Pilot nur die Streckenmeldungen erhielt, mit denen er wenig oder garnichts anfangen konnte. Dieses sind aber noch nicht eigentliche Langstrecken, doch haben wir auch schon viele Langstreckenflüge beraten, so z.B. die Erkundungsflüge von Herrn v. Schröder vor zwei Jahren nach Konstantinopel, Marseille und Spanien, viele Flüge nach Moskau und darüber hinaus, nach Nordafrika usw. ohne Zwischenlandung. Wir haben also schon ganz schöne Erfahrungen gesammelt. Es lohnt sich auch, die Beratung von Langstreckenflügen hier kurz zu behandeln, da immerhin ein wesentlicher Unterschied gegenüber den normalen Streckenflügen besteht, und in diesem Zusammenhang muss ich auch kurz auf die hierfür notwendige Vorbildung des beratenden Meteorologen eingehen. Es würde sicher sehr interessant sein, wenn ich hier an Hand von Beispielen viele Flüge behandeln könnte, doch ist das Material gerade für die interessantesten leider nicht mehr vorhanden, da sie schon zu weit zurückliegen, und auch sonst ist es nahezu unmöglich, aus dem Wust von Material, das sich im Laufe der Jahre angesammelt hat, den betreffenden Flug herauszufinden. Ich muss mich deshalb im Wesentlichen auf prinzipielle Bemerkungen beschränken.

Der

Der grossen Schwierigkeiten, die die Beratung von Langstreckenflügen bietet, war man sich von fliegerischer Seite natürlich auch vollkommen bewusst, und man kam uns deshalb hier anfangs mit noch grösserem Misstrauen entgegen, als es ohnehin schon der Fall war. Wir mussten uns ja alle unsere Stellung erst erkämpfen. Ich entsinne mich noch an meine erste Langstreckenberatung, die ich Anfang 1925 vom Observatorium Lindenberg aus zu geben hatte. Es handelte sich damals um eine Überführung mehrerer Junkersmaschinen von Dessau nach Angora und zwar musste sich die Beratung auf zwei Tage erstrecken. Als die Prognose in Dessau ankam, lachte man darüber, besonders, da sie ziemlich präzise Angaben enthielt, und man war sehr darüber erstaunt, dass sie tatsächlich zutraf. Diese zweitägige Beratung stellt durchaus keinen Sonderfall dar. Wir mussten häufig für Fernflüge Prognosen geben, die sich auf zwei Tage erstreckten, meist, weil am zweiten Tage Gebiete überflogen wurden, in denen noch kein gut funktionierender Wetterdienst bestand. Es ist ja allgemein bekannt, wie schwer es ist, allgemeine Prognosen für zwei Tage abzugeben und dass vielfach auf Grund des augenblicklichen Standes der Wissenschaft die Berechtigung dazu noch bestritten wird. Umso schwerer ist es, eine Flugberatung für zwei Tage zu geben, die ja unter allen Umständen noch präzisere Angaben enthalten muss. Selbstverständlich gilt dies nicht uneingeschränkt. Es sind auch Fälle vorgekommen, wo es nicht möglich war, Angaben über das voraussichtliche Flugwetter am zweiten Tage zu machen oder zumindest doch unter starker Einschränkung.

Die Frage der synoptischen Beratung war bei den Langstreckenflügen von jeher gegenstandslos, und lediglich aus Pietät haben wir meist einige Strekkenmeldungen auf den Wetterzettel geschrieben. In der Beratung hat sich also durch die Einführung der Synopsis nichts geändert. Die Beratung unterscheidet sich nun sehr wesentlich, je nachdem in welcher Klimazone der Flug verläuft. Beim polaren und gemässigten Klima besteht allerdings kein grösserer Unterschied, und das erstere scheidet zudem noch nahezu aus. Grundlage der Beratung ist eine möglichst vollständige Wetterkarte, dazu müssen aber noch geographische Kenntnisse treten. Bei der Wetterkarte muss man das Hauptaugenmerk auf ein eingehendes Studium der vorhandenen Störungsfronten lenken, und hier muss man an Hand einer möglichst langen vorangegangenen Entwicklung deren Geschwindigkeit eingehend studieren; denn man muss ja bei den in Betracht kommenden langen Flugstrecken ihre Verlagerung auf längere Zeit möglichst genau zu erfassen suchen. Man benötigt also ein vollständiges Kartenmaterial, zumindest Europakarten für alle drei Termine und möglichst auch eine 2 Uhr-Karte. Beispielsweise kann sich schon bei einem Flug von Berlin nach Paris eine Front, die gerade erst die West-Küste von Irland erreicht hat, sehr unangenehm auswirken. Um deren wahrscheinliche Verlagerung studieren zu können, benötigt man deshalb eine möglichst vollständige Ozeankarte für 8 bis 16 Stunden vorher. Geographische Kenntnisse sind weiter notwendig, um die Modifikation einer Störung durch Gebirgszüge erkennen zu können, dann muss man über die Vegetationsverhältnisse, Vorhandensein von Sümpfen usw. orientiert sein. Eingehende geographische Kenntnisse sind überhaupt zu jeder Beratung eines Langstreckenfluges notwendig, auch schon deshalb, weil mancher, der einen grossen Flug unternimmt, über keine grösseren geographischen Kenntnisse verfügt und schon darum dem beratneden Meteorologen für jeden Fingerzeig dankbar ist.

Führt ein Langstreckenflug nun in die Tropen oder Subtropen hinein, so sind ausserdem noch eingehende klimatologische Kenntnisse Voraussetzung für eine gute Beratung; denn es ist ja allgemein bekannt, dass hier die unperiodischen Erscheinungen gegenüber den periodischen etwas in den Hintergrund treten. Die Periodizität des täglichen Witterungsverlaufes ist auf große Strecken hin, wie z.B. auf den Großen und Kleinen Antillen oder auf den Sunda-Inseln eine so strenge, dass man geradezu einen klimatologischen Flugplan aufstellen könnte, natürlich ausreichende Unterlagen vorausgesetzt, die leider vielfach noch fehlen. Für die Kleinen Antillen würde einem derartigen klimatologischen

Flugplan

Flugplan ein Wahrscheinlichkeitswert von mindestens 85% innewohnen. Infolge dieses regelmässigen täglichen Witterungsverlaufes wird sich für die normalen Streckenflüge jeder Pilot in kurzer Zeit einen derartigen Erfahrungsschatz erwerben, dass er geneigt sein könnte, auf eine meteorologische Beratung zu verzichten. Dieses ist aber ein Trugschluss; denn es bleiben noch genügend unperiodische Erscheinungen übrig, die einen Flug gefährden, wenn nicht gar ausschliessen, wie gerade auf den Kleinen Antillen im Gebiet des beständigsten Passats die Hurricanes oder auf dem Festland die dort unter den Namen Northers oder Nortes bekannten Einbrüche polarer Luftmassen, die bis Guatemala hin noch eine starke Wetterverschlechterung zur Folge haben und bis zur Nordküste von Südamerika hin noch eine völlige Umkehr der normalen Windverhältnisse bedingen. Für Langstreckenflüge versagt die Streckenkenntnis aber auch hier mehr oder weniger, und eine gute Beratung ist teilweise sogar Vorbedingung für die Durchführbarkeit des Fluges. Um mich wieder auf europäische Verhältnisse zu beziehen, so kann man sagen, dass auch schon im Mittelmeergebiet der Wert der Wetterkarte nicht mehr der große wie bei uns ist. Jeder, der bereits **schon Flüge** nach dorthin beraten hat, weiss, dass hier scharf ausgeprägte Fronten zu den Seltenheiten gehören, und auch wir sind bisher bei allen unseren Beratungen nach Konstantinopel und Kleinasien mit der Wetterkarte allein nicht ausgekommen, erstens stieß die Aufnahme auf große Schwierigkeiten, und dann existiert in der Türkei auch noch kein gut ausgebautes Netz synoptischer Stationen.

Die Beratung von Ozeanflügen dürfte im Allgemeinen etwas leichter sein als die von transkontinentalen Flügen. Hier kommt aber wieder hinzu, dass man gewisse grundlegende ozeanographische Kenntnisse nicht gut entbehren kann.

Was nun die Vorbildung des Flugmeteorologen hinsichtlich der Beratung von Langstreckenflügen anbelangt, so geht aus dem Gesagten hervor, dass sie garnicht vielseitig genug sein kann. Zu möglichst umfassenden meteorologischen und klimatologischen Kenntnissen müssen auch noch geographische und z.T. sogar ozeanographische treten. Es ist nun nicht unbedingt nötig, dass man diese Fächer studiert haben muss, man muss aber Gelegenheit nehmen, sich die fraglichen Kenntnisse anzueignen, denn sonst bleibt jede Beratung von Langstreckenflügen Stückwerk.

Einfluss des Windes auf den Luftverkehr

unter besonderer Berücksichtigung der Weitstreckenflüge.

von Dr. F. W a g n e r, Hamburg.

Der Einfluss des Windes auf die Reisegeschwindigkeit von Luftfahrzeugen ist durch die Vektoraddition des Windvektors zum Geschwindigkeitsvektor bestimmt. In dieser bekannten Grundbeziehung sind die Lösungen aller Fragen der Luftnavigation in Bezug auf den Windeinfluss enthalten. Die wichtige praktische Frage, wie in der Luft ein Luftfahrzeug zu steuern ist, um bei Wind seinen Kurs einzuhalten, ist schon oft behandelt worden und hat schon viele praktische Lösungen gefunden; sie soll hier nicht erörtert werden (ich erinnere nur an den Vortrag von Herrn John auf der ersten Tagung), sondern hier soll vornehmlich die Frage behandelt werden, welchen Kurs man einzuschlagen hat, um auf dem schnellsten Wege von einem Orte nach einem anderen Orte zu kommen. Hier soll jetzt zur Diskussion gestellt werden, wie man die fördernde Wirkung des Windes am meisten ausnutzen kann und wie man die hemmende Wirkung des Windes durch geeignete Wahl am meisten vermeidet, um auf die schnellste Weise zwei gegebene Orte auf dem Luftwege zu verbinden, zwischen denen ein räumlich verändertes Windfeld liegt.

Über die Frage der kürzesten Flugwege zwischen zwei gegebenen Punkten sind im letzten Jahre in der Zeitschrift für angewandte Mathematik und Mechanik zwei bemerkenswerte Arbeiten erschienen. Zunächst hat Professor Zermelo das Problem des kürzesten Flugweges im veränderlichen Windfelde mit Hilfe der Variationsrechnung gelöst. Er bringt in seiner Abhandlung den Nachweis, dass es extremale Flugbahnen in Bezug auf die Zeit bei gegebenen und bekannten Windverhältnissen gibt. Jedoch eignen sich seine Ergebnisse noch nicht zur Anwendung auf die Praxis. Als Ergänzung dieser Arbeit ist daher im Oktober eine Abhandlung über das Navigationsproblem der Luftfahrt von Professor R. von Mises erschienen. In dieser Abhandlung gibt er ein einfaches graphisches Näherungsverfahren an, mit dem man die kürzesten Flugwege durch ein räumlich veränderliches Windfeld konstruieren kann. Dieses Näherungsverfahren beruht darauf, dass Mises die Verwandschaft des Problems des kürzesten Luftweges mit Fragen der geometrischen Optik - nämlich dem Fermat'schen Prinzip des kürzesten Lichtweges - aufdeckt und analoge Betrachtungen durchführt.

Auf Grund der Näherungsmethode von Mises wollen wir hier untersuchen, welche Zeitersparnis auf den kürzesten Wegen im Vergleich zu der direkten Verbindung herauszuholen sind. Die Möglichkeit der Windausnutzung durch besondere Wahl des Weges ist aber meistens nur bei langen Flugstrecken gegeben - wenn man von Vertikalnavigation absieht - da nur auf längeren Strecken eine ausnutzbare Windverteilung angetroffen werden kann und weil erst auf längeren Strekken die Flugzeitersparnis von wirtschaftlicher Bedeutung ist. In einem einheitlichen Windfeld ist die kürzeste Verbindung zwischen zwei Punkten die Gerade und alle Abweichungen von der Geraden bringen eine Verlängerung der Flugzeit mit sich. In einem einheitlichen Windfeld von bekannter Stärke sind die Strecken von einem Punkt aus nach den verschiedenen Richtungen, die von Flugzeugen mit gleicher Eigengeschwindigkeit zurückgelegt werden, sehr leicht zu bestimmen: Sie liegen alle auf einem Kreis mit dem Radius der Eigengeschwindigkeit, der in der Windrichtung um den Betrag der gleichzeitigen Luftversetzung verschoben ist, wie auf Abbildung 1 zu ersehen ist. Man kann aus der Figur ohne weiteres ablesen, dass sich die jeweilige Reisegeschwindigkeit v aus der Komponente der Windgescheindigkeit w und aus der Komponente der Eigengeschwindigkeit c bezogen auf die Richtung des zurückgelegten Weges zusammensetzt.

setzt. Dass beim Zustandekommen der Reisegeschwindigkeit nur die Komponente der Eigengeschwindigkeit mitwirkt, zeigt ja schon die allgemeine Beobachtung, dass ein Flugzeug bei Wind schiebt, also dass die Bewegungsrichtung der Flugzeugachse nicht mit der Kursrichtung übereinstimmt - abgesehen von den Fällen, in welchen der Wind genau von vorne oder von hinten kommt. Das Flugzeug schiebt umso mehr, je stärker der Wind ist und desto mehr wirkt auch der Wind auf die Reisegeschwindigkeit ein. Der Prozentsatz, mit dem der Wind einer bestimmten Richtung die Bewegung eines Luftfahrzeuges verändert, ist nicht bei allen Windgeschwindigkeiten gleich, er verändert sich mit zunehmender Windgeschwindigkeit und zwar bei den einzelnen Windrichtungen in Bezug auf den Kurs verschieden. Um eine allgemeine Vorstellung von diesem Windeinfluss zu bekommen, genügt es nicht, sich immer nur die Kursdreiecke mit oder ohne besondere Hilfsmittel zu konstruieren, sondern es empfiehlt sich sehr, einfache Darstellungen zu betrachten, die den Zusammenhang zwischen der Reisegeschwindigkeit, der Eigengeschwindigkeit und dem Wind für alle Fälle veranschaulichen. Darum gebe ich zunächst einige ganz allgemeine, aber einfache und umfassende Darstellungen über den Flug bei Wind, um später die Fragen des kürzesten Weges um so schneller behandeln zu können. In Abbildung 2 soll gezeigt werden, mit welchen Geschwindigkeitsbeträgen die Winde aus den verschiedenen Richtungen auf die Fluggeschwindigkeit einwirken. In der rechten Darstellung ist der Sektor einer Windrose schräg schraffiert (von links nach rechts), der die Windrichtungen umfasst, die bei einer Windgeschwindigkeit von 1/10 der Eigengeschwindigkeit um mehr als 90 % ihres Betrages fördernd wirken. Ihm gegenüber liegt ein größerer Sektor (von rechts nach links schraffiert), der die Windrichtungen umfasst, welche bei einer Geschwindigkeit von 1/10 der Eigengeschwindigkeit mehr als 90 % ihres Betrages hemmend wirken. Mit zunehmender Windgeschwindigkeit wird der Sektor der fördernden Windrichtungen kleiner, wenn auch nur wenig (siehe gestrichelte Linie), während der Sektor der hemmenden Winde rasch größer wird. Den funktionellen Zusammenhang der Veränderung des Windeinflusses mit der Windgeschwindigkeit zeigt die linke Darstellung. Hier ist auf der Ordinate die Windrichtung in Winkelgrade, und zwar 0° = Mitwind, 180° = Gegenwind, - und auf der Abszisse die Windgeschwindigkeit in Dezimalteilen der Eigengeschwindigkeit aufgetragen. Die schräg schraffierten Felder überdecken den Winkelbereich, in dem die Windgeschwindigkeit mit mehr als 90 % ihres Betrages fördernd bzw. hemmend wirkt. Der schmale Streifen mit der senkrechten Schraffur umfasst die Windrichtungen, die als Seitenwind mit weniger als 10% ihres Geschwindigkeitsbetrages auf die Eigengeschwindigkeit einwirken. Diese Zone des indifferenten Seitenwindes verschiebt sich von 90° bei den schwachen Winden bis auf 60° bei den stärksten Winden. Man sieht aus dieser Darstellung an der Breite der schraffierten Felder sehr deutlich, dass eine Windrichtungsänderung im Bereich der stark fördernden Winde und der stark hemmenden Winde nur von geringem Einfluss auf die Reisegeschwindigkeit ist, während bei Windrichtungen im Bereiche des indifferenten Seitenwindes sich der Einfluss bei Windrichtungsänderungen sehr schnell ändert.

Für die meisten Erörterungen über den Windeinfluss auf die Flugleistung ist nicht so sehr der Ausdruck der Reisegeschwindigkeit - also der Geschwindigkeit über Grund - maßgebend, sondern die Flugzeiten, die zur Bewältigung einer Einheitsstrecke erforderlich sind, oder die Flugstrecken, die in der Zeiteinheit bei Wind zurückgelegt werden können.

Abbildung 3 vermittelt eine Anschauung über die Flugstrecken, die in der Zeiteinheit unter Windeinfluss bewältigt werden können (siehe auch Tabelle am Schluss). Auf der Ordinate sind die Strecken im Maßstab der Einheitsstrecken aufgetragen, auf der Abszisse die Windgeschwindigkeiten wieder als Dezimalteile der Eigengeschwindigkeit. Die Kurven sind für die Windrichtungen von 10 zu 10 Grad gezeichnet. Hier zeigt sich ein starkes Zusammendrängen der Kurven in der Nähe von 0° und von 180°, dass im Bereich der Gegenwinde bei den großen Windgeschwindigkeiten bis zu der Windrichtung 90° reicht, entsprechend der

geringen

geringen Bedeutung von Windrichtungsänderungen in den Bereichen, die wir in der vorigen Abbildung kennen lernten. Die Kurve des reinen Querwindes liegt immer auf der Seite der Streckenverkürzung. Selbst die 60°-Kurve zeigt oberhalb der Windgeschwindigkeit 0,5 c verminderte Streckenleistung auf. Diese Darstellung der möglichen relativen Flugstrecken ist ganz allgemein zu gebrauchen, da hier auch die Windgeschwindigkeiten nur im Verhältnis zur Eigengeschwindigkeit gegeben sind. Um die tatsächliche Flugstrecke zu bekommen, muss man nur den Wert der relativen Flugstrecke mit der Eigengeschwindigkeit multiplizieren.

Ein vollständig entsprechendes Bild zeigt die Darstellung der relativen Flugzeiten, mit denen eine Einheitsstrecke bei Wind durchflogen werden kann (Abb.4, siehe auch Tabelle am Schluss). Man sieht sehr deutlich, in welchem Windrichtungsbereich (nämlich im Bereich der Gegenwinde) kleine Änderungen der Windgeschwindigkeit große Änderung der Flugzeiten hervorrufen und bei welchen Windgeschwindigkeiten sich kleine Änderungen der Windrichtung auf die Flugzeiten stark auswirken. Der maximale Betrag der Flugzeitenänderung bei Änderung der Richtung des Windes zum Kurs liegt bei schwachen Winden in der Nähe von 90°, und er verschiebt sich mit zunehmender Windgeschwindigkeit bis nach 60°. Diesen Winkelbereich haben wir eben schon als den indifferenten Seitenwind kennen gelernt. Die Darstellung der relativen Flugzeiten wurde zu einem unentbehrlichen Hilfsmittel bei der Berechnung der kürzesten Flugzeit durch die Wahl besonderer Kurse, und sie dürfte auch in der Praxis der Flugberatung gut zu gebrauchen sein, da sie für alle möglichen Kombinationen von Windrichtung, Windstärke, Eigengeschwindigkeit und Flugstrecke zu verwenden ist.

Zu Beginn habe ich schon gesagt, dass in einem einheitlichen Windfeld der kürzeste Weg zwischen zwei Punkten die Gerade ist, weil dort bei der Abweichung von der Geraden die Vergrößerung der Strecke immer größer ist als die durch den Windeinfall auf dem abweichenden Wege bedingte Reisegeschwindigkeitsänderung. Im räumlich veränderten Windfeld gibt es dagegen immer Kurse, auf denen der Zuwachs der Reisegeschwindigkeit den Zuwachs der Strecke überwiegt, sodass kürzere Flugzeiten herauskommen. Die Beziehung, die dann zwischen dem Windvektor und dem Geschwindigkeitsvektor herrschen muss, um auf dem kürzesten Wege ein zweiteiliges Windfeld zu durchqueren, lautet nach von Mises:

$$\frac{\sin\varphi_1}{v_1 \cos\alpha_1} = \frac{\sin\varphi_2}{v_2 \cos\alpha_2}$$

(Abb.1) rechte Seite)

wobei mit der Winkel zwischen der Flugzeugachse und der Normalen auf die Trennungslinie der beiden Windfelder gemeint ist, und mit der Winkel zwischen der Flugzeugachse und dem geflogenen Kurs, v ist die Reisegeschwindigkeit; alle die Größen sind abhängig von dem Wind w und von der Eigengeschwindigkeit c. Die Indices beziehen sich je auf einen Teil des Windfeldes. Wenn man auf dem schnellsten Wege das zweiteilige Windfeld durchqueren will, muss der Kurs so gewählt werden, dass in jedem der beiden Windfelder diese Gleichung erfüllt bleibt. Eine rechnerische Ermittlung dieses Ausdruckes ist aber nicht erforderlich, denn von Mises gibt eine einfache zeichnerische Methode an, mit der man den kürzesten Weg direkt auch in einem mehrteiligen Windfeld zeichnen kann. Die zeichnerische Methode benutzt den Umstand, dass der Ausdruck

$$\frac{\sin\varphi}{v \cdot \cos\alpha}$$

einem bestimmten Abschnitt auf der Trennungslinie der beiden Windfelder entspricht, der für zwei aneinandergrenzende Windfelder identisch ist. Diese lässt sich leicht aus Abbildung 1 entnehmen. Um den Rahmen dieser Ausarbeitung nicht zu überschreiten, muss ich wegen der graphischen Konstruktion des kürzesten Weges auf die Originalabhandlung von Mises verweisen.

Für einige einfache Fälle, bei denen die Winde auf beiden Seiten der Trennungslinie die gleichen Winkel zum Kurs aufweisen, aber von der entgegengesetzten Seite einfallen, und bei denen die beiden Orte die gleiche Entfernung

fernung von der Trennungslinie haben, sind für die Windgeschwindigkeiten von der Größe 0,1 bis 1,0 der Eigengeschwindigkeit die kürzesten Wege konstruiert worden (Abbildung 6). Sie sind grundsätzlich an der Trennungslinie der Windfelder geknickte Geraden, da ja auf beiden Seiten der Trennungslinie das Windfeld einheitlich angenommen worden ist. Bei dieser Darstellung habe ich mich dabei auf die Fälle beschränkt, in denen die Windrichtung die Winkel 90°, 60° bezw. 120° und 30° bzw. 150° gegen die direkte Verbindung der beiden Orte aufweisen.

In dem Falle, in dem die Winde der Trennungslinie parallel aber entgegengesetzt laufen, sind die kürzesten Wege für den Hin- und den Rückflug spiegelbildlich in Bezug auf die direkte Verbindung. Mit zunehmender Windgeschwindigkeit wird die Abweichung von der geraden Verbindung immer größer und zwar proportional der Windgeschwindigkeit. Ändert sich die Windrichtung in Bezug auf die Verbindungslinie, sodass der Wind für den Hinflug kleinere Winkel als 90° und für den Rückflug größere Winkel als 90° annimmt, dann verändern sich auch die kürzesten Wege. Im Bereich des Mitwindes werden die Abweichungen von der direkten Verbindung immer kleiner und im Bereich des Gegenwindes immer größer, jedoch ist jetzt die Größe der Abweichung nicht mehr proportional der Windgeschwindigkeit. Entsprechend der vorhin bei den Flugzeiten erörterten Abhängigkeit des maximalen Betrages der Flugzeitenänderung von der Windrichtung und der Windgeschwindigkeit gestalten sich die kürzesten Wege. Sie sind daher in den beiden gezeichneten Windrichtungsfällen für die einzelnen Windgeschwindigkeiten verschieden, so zeigt z.B. der kürzeste Weg bei der Windgeschwindigkeit = 0,5 c bei der Windrichtung 120° seine maximale Abweichung von der direkten Verbindung, bei Windrichtung 150° ist die Abweichung des Weges dieser Windgeschwindigkeit schon wieder merklich kleiner; aber hier hat gerade die Abweichung für die Windgeschwindigkeit = 0,9 c ihr Maximum. Im Falle des gleichen Windes auf beiden Seiten der Trennungslinien müssen ja alle kürzesten Wege wieder ungeknickte Gerade werden, abgesehen von dem Wege bei einer Windgeschwindigkeit von der Größe der Eigengeschwindigkeit, der ja im Falle des Gegenwindes nicht mehr zu definieren ist.

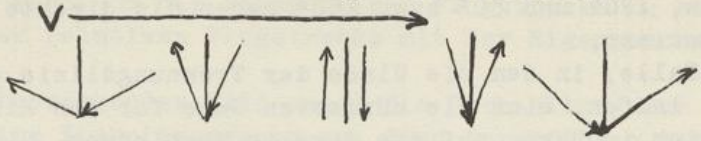
Windverteilungen in der Form der beiden linken Figuren können in der Praxis bei Frontendurchgängen vorkommen. Man sieht, dass aber nur bei den größeren Windgeschwindigkeiten die Abweichungen des kürzesten Weges von der direkten Verbindung beachtlich werden. Ist die Windgeschwindigkeit von der Größenordnung eines Drittel der Eigengeschwindigkeit, dann sind allgemein die kürzesten Wege durchaus zu berücksichtigen, besonders aber in dem Falle, dass der Wind schräg von vorne kommt. Bei der "symetrischen" Windverteilung ist das Einhalten der gezeigten Kurse sehr einfach. Im Flugzeug liegt der Kurs von A nach B bzw. B nach A an und das Flugzeug lässt sich vom Wind abtreiben. Diese Art der Navigation hat schon 1922 Kurt Wegener für das schnellste Durchfliegen eines Tiefdruckgebietes angegeben. Im allgemeinen wird auf allen kürzesten Wegen mit kleineren Vorhaltewinkeln geflogen als auf dem direktem Wege. Bei größeren Windgeschwindigkeiten bleibt die Abweichung des kürzesten Weges von der direkten Verbindung auch dann noch sehr wesentlich, wenn die Trennungslinie der beiden Windgebiete nicht in der Mitte zwischen den beiden Orten verläuft. Rechts unten bei Abbildung 5 sind die kürzesten Wege bei einer Windgeschwindigkeit von der Größe der Hälfte der Eigengeschwindigkeit gezeichnet, wenn die Trennungslinie die direkte Verbindung im Verhältnis 1:1, 1:2, 1:3 und 1:5 teilt. Die schnellsten Wege lassen sich aber auch in ganz allgemeinen Fällen leicht konstruieren, auch wenn die Trennungslinie zwischen den beiden Windgebieten gegen die direkte Verbindung des Abflug- und des Zielortes geneigt ist oder auch wenn die Trennungslinie eine Kurve ist. In diesen Fällen können die Zeitersparnisse auf den kürzesten Wegen noch erheblicher sein als bei den hier bisher behandelten Windfeldanordnungen.

Die

Die Größe der Zeitersparnis ist das entscheidende, ob man überhaupt gut tut, die kürzesten Wege auszufliegen. Die prozentuale Zeitersparnis auf den bisher gezeigten Wegen sind in der folgenden Tabelle zusammengestellt.

Zweiteiliges symmetrisches Windfeld.

Zeitersparnis auf den schnellsten Wegen in Prozenten.



Windrichtung	150°	120°	90°	60°	30°
Windgeschwindigkeit 0.1	0,3	0,3	0,3	0,2	0,1
0.2	0,7	1,9	2,0	1,3	0,4
0,3	1,6	3,8	4,1	4,1	1,0
0.4	3,0	8,5	7,1	4,7	1,3
0.5	5.9	12.9	11,4	7.6	2,5
0.6	9,7	21,3	14.4	10,7	3.0
0.7	15.5	31,3	17,9	14,8	3,7
0.8	27.8	49,3	21,9	19,5	4.8
0.9	47.5	67,5	25.6	24,7	6,0

Zu dieser Tabelle ist zu bemerken, daß auf allen Wegen mit zunehmender Windgeschwindigkeit die Beträge der Ersparnis größer werden. Von der Windgeschwindigkeit 0.3 bis 0.4 c ab sind die Beträge der Ersparnis so groß, dass sie bei längeren Strecken durchaus schon von Bedeutung sind. Von der Windgeschwindigkeit 0.4 c ab liegt das Maximum der Ersparnis in der Windrichtungsgruppe 120°, das Minimum im Bereich der Mitwinde. Diese Verteilung war nach den eingangs allgemein gemachten Erörterungen zu erwarten.

Die Verschiebung der Trennungslinie zwischen den beiden Windfeldern nach der einen Seite hin macht bei der Flugzeitersparnis des Mitwindes nicht viel aus, erst wenn das Teilungsverhältnis unter 1:3 sinkt. Ganz anders sieht dagegen das Bild beim Gegenwind aus. Dort ist der Abfall der hohen Ersparnis bei der Veränderung der gleichartigen Aufteilung des Windfeldes zur ungleichartigen Windfeldaufteilung wesentlich steiler, aber immerhin ist eine fast 5%ige Ersparnis bei dem Verhältnis der Windfelder von 1:3 noch durchaus berücksichtigungswert, wie aus folgender Tabelle zu entnehmen ist.

Zeitersparnis auf den schnellsten Wegen bei Windgeschwindigkeit 0,5 c im ungleichartig geteilten Windfeld. Windrichtung 120° und 60°.

Teilungsverhältnis	1 : 1	1 : 2	1 : 3	1 : 5	
	12,9	8,1	4,9	3,1	bei 120°
	7.6	7,2	6,9	4.8	bei 60°

Der Hauptvorteil der Feststellung der kürzesten Flugbahnen liegt aber besonders auf sehr langen Strecken, auf denen man die immer vorhandene ungleichartige Windverteilung sehr zu seinem Nutzen heranziehen kann. Um die Möglichkeiten zu zeigen, sind die kürzesten Wege durch ein stark schematisiertes Tiefdruckgebiet gezeichnet worden und die Flugzeitersparnis auf den kürzesten Wegen errechnet. Das Tiefdruckgebiet ist in sechs Sektoren mit gleicher Windrichtung

Größe der Flugstrecken, die bei Wind in der Zeiteinheit zurückgelegt werden können.

$w = n \times c$

n	0.1	0.2	0.3	0.4	0.5	0.6	0.7	0.8	0.9	1.0
0°	1.1000	1.2000	1.3000	1.4000	1.5000	1.6000	1.7000	1.8000	1.9000	2.0000
10°	1.0983	1.1964	1.2941	1.3915	1.4886	1.5855	1.6820	1.7781	1.8740	1.9696
20°	1.0934	1.1856	1.2766	1.3665	1.4552	1.5425	1.6288	1.7136	1.7972	1.8794
30°	1.0854	1.1682	1.2475	1.3262	1.4012	1.4736	1.5429	1.6093	1.6624	1.7320
40°	1.0746	1.1435	1.2110	1.2727	1.3299	1.3822	1.4292	1.4705	1.5051	1.5220
50°	1.0614	1.1168	1.1660	1.2085	1.2461	1.2739	1.2941	1.3044	1.3028	1.2856
60°	1.0464	1.0848	1.1158	1.1381	1.1519	1.1544	1.1454	1.1218	1.0764	1.0000
70°	1.0298	1.0506	1.0620	1.0634	1.0537	1.0310	0.9927	0.9330	0.8414	0.6840
80°	1.0125	1.0151	1.0075	0.9886	0.9572	0.9119	0.8459	0.7547	0.6192	0.3472
90°	0.9950	0.9798	0.9540	0.9165	0.8650	0.8000	0.7141	0.6000	0.4359	0.0000
100°	0.9777	0.9457	0.9033	0.8498	0.7836	0.7025	0.6029	0.4769	0.3068	
110°	0.9614	0.9138	0.8568	0.7898	0.7117	0.6206	0.5139	0.3758	0.2258	
120°	0.9464	0.8848	0.8158	0.7381	0.6519	0.5544	0.4454	0.3218	0.1764	
130°	0.9328	0.8596	0.7804	0.6943	0.6033	0.5025	0.3941	0.2760	0.1458	
140°	0.9214	0.8371	0.7514	0.6599	0.5639	0.4630	0.3568	0.2449	0.1263	
150°	0.9122	0.8218	0.7279	0.6334	0.5352	0.4344	0.3305	0.2233	0.1136	
160°	0.9054	0.8102	0.7128	0.6147	0.5154	0.4149	0.3132	0.2100	0.1058	
170°	0.9013	0.8024	0.7033	0.6037	0.5038	0.4037	0.3032	0.2025	0.1014	
180°	0.9000	0.8000	0.7000	0.6000	0.5000	0.4000	0.3000	0.2000	0.1000	0.0000

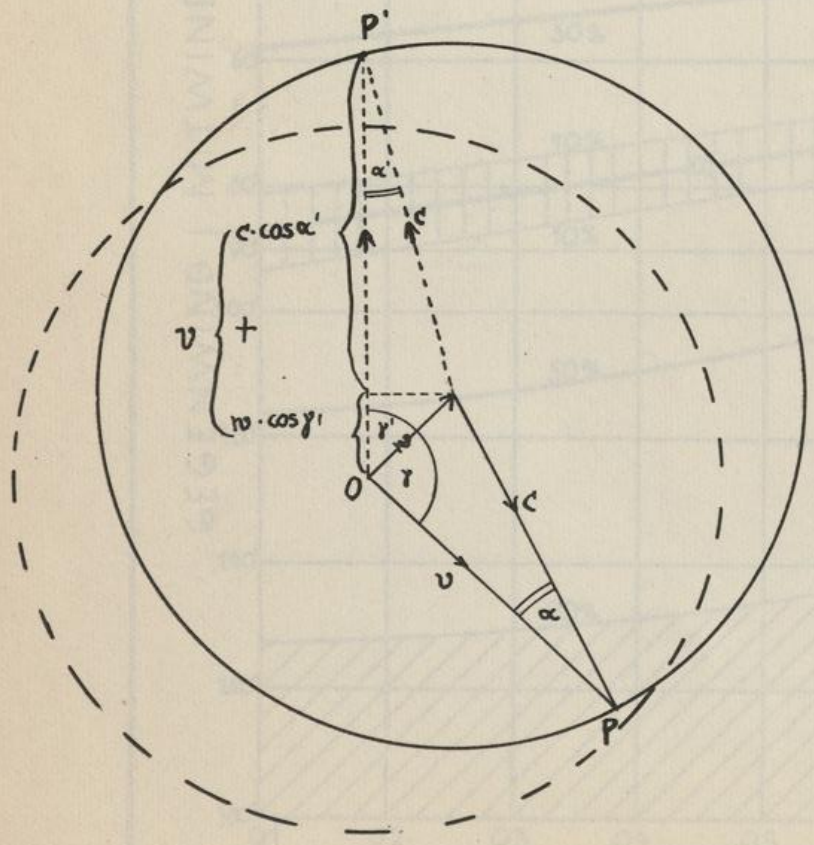
Größe der Flugzeiten, mit der die Einheitsstrecke bei Wind durchflogen werden kann.

$w = n \times c$

n	0,1	0,2	0,3	0,4	0,5	0,6	0,7	0,8	0,9	10
0°	0.909	0.834	0,769	0,714	0,667	0,625	0,588	0,556	0,526	0.500
10°	0.910	0.836	0,773	0,718	0,672	0,631	0,594	0,563	0,534	0.508
20°	0.912	0.844	0,784	0,732	0.687	0,648	0,615	0,583	0,557	0,532
30°	0.92	0,856	0,803	0,755	0,714	0,678	0,648	0,622	0,600	0,577
40°	0.929	0.874	0,825	0.785	0,752	0,722	0,700	0,680	0,664	0,656
50°	0.940	0.896	0,859	0,828	0,792	0,785	0,772	0,766	0,766	0,778
60°	0.955	0,922	0,897	0,880	0,866	0,866	0,873	0,890	0,930	1.000
70°	0.971	0,950	0,940	0,940	0,949	0,969	1,008	1,070	1,188	1,462
80°	0.986	0.984	0,993	1,010	1,043	1,089	1,181	1,328	1,618	2,880
90°	1,003	1,021	1,049	1,090	1,156	1,250	1,400	1,667	2.295	
100°	1,023	1,058	1,108	1,180	1,278	1,421	1,660	2,098	3,260	
110°	1,040	1,094	1,168	1,267	1,403	1,610	1,948	2,660	4,440	
120°	1,058	1,130	1,224	1,355	1,532	1,805	2,240	3,110	5,67	
130°	1,071	1,162	1,280	1,440	1,658	1,990	2,538	3,620	6,86	
140°	1,084	1,193	1,330	1,519	1,773	2,160	2,800	4,080	7,91	
150°	1.096	1,217	1,372	1,579	1,868	2,303	3,025	4,480	8,80	
160°	1,103	1,231	1,402	1,630	1,939	2,413	3,195	4,76	9,45	
170°	1,109	1,248	1,422	1,658	1,988	2,480	3,303	4,94	9,86	
180°	1,110	1,250	1,430	1,667	2,000	2,500	3,333	5,00	10,00	

$$v = w \cdot \cos\gamma + c \cdot \cos\alpha$$

$$\frac{\sin\varphi_1}{V_1 \cos\alpha_1} = \frac{\sin\varphi_2}{V_2 \cos\alpha_2}$$



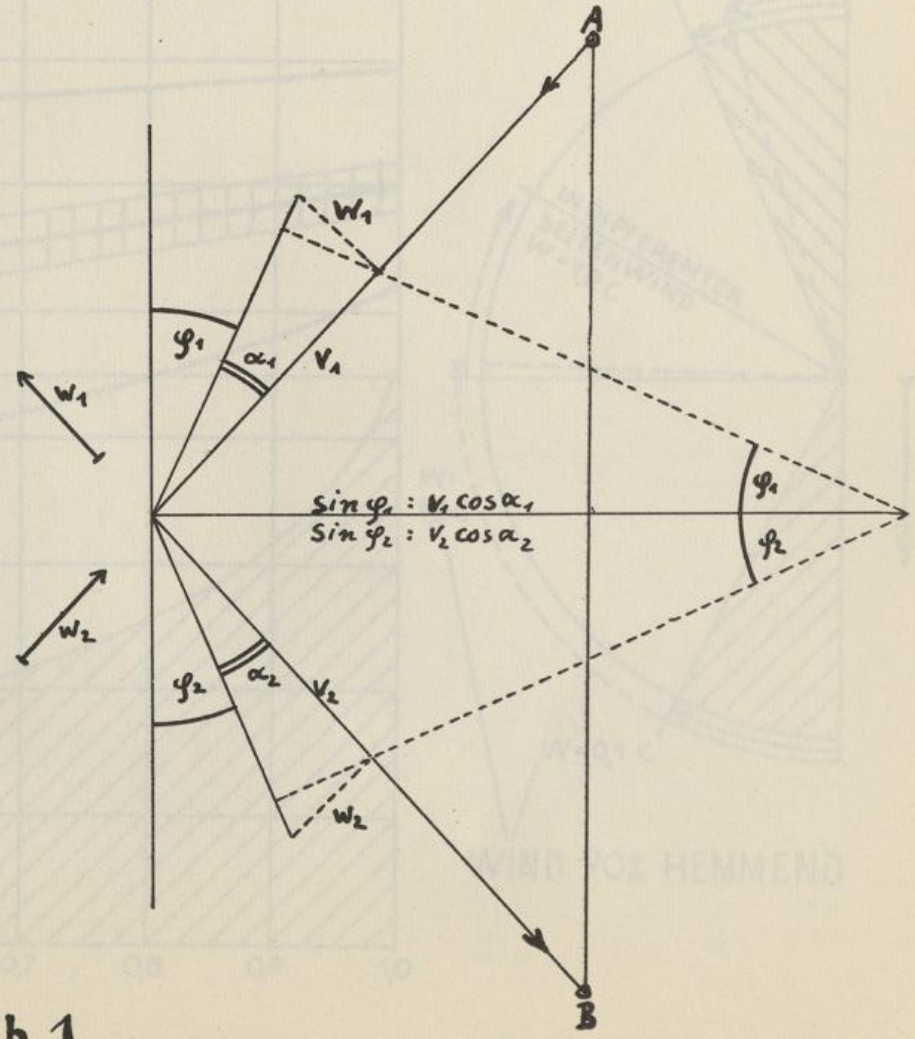
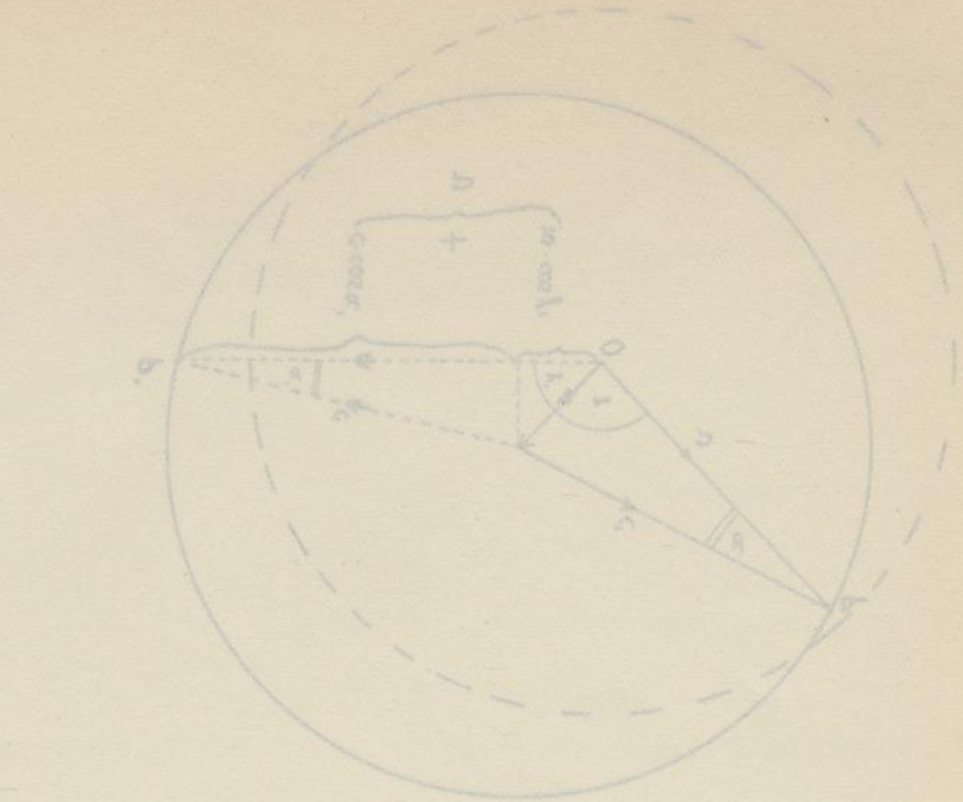
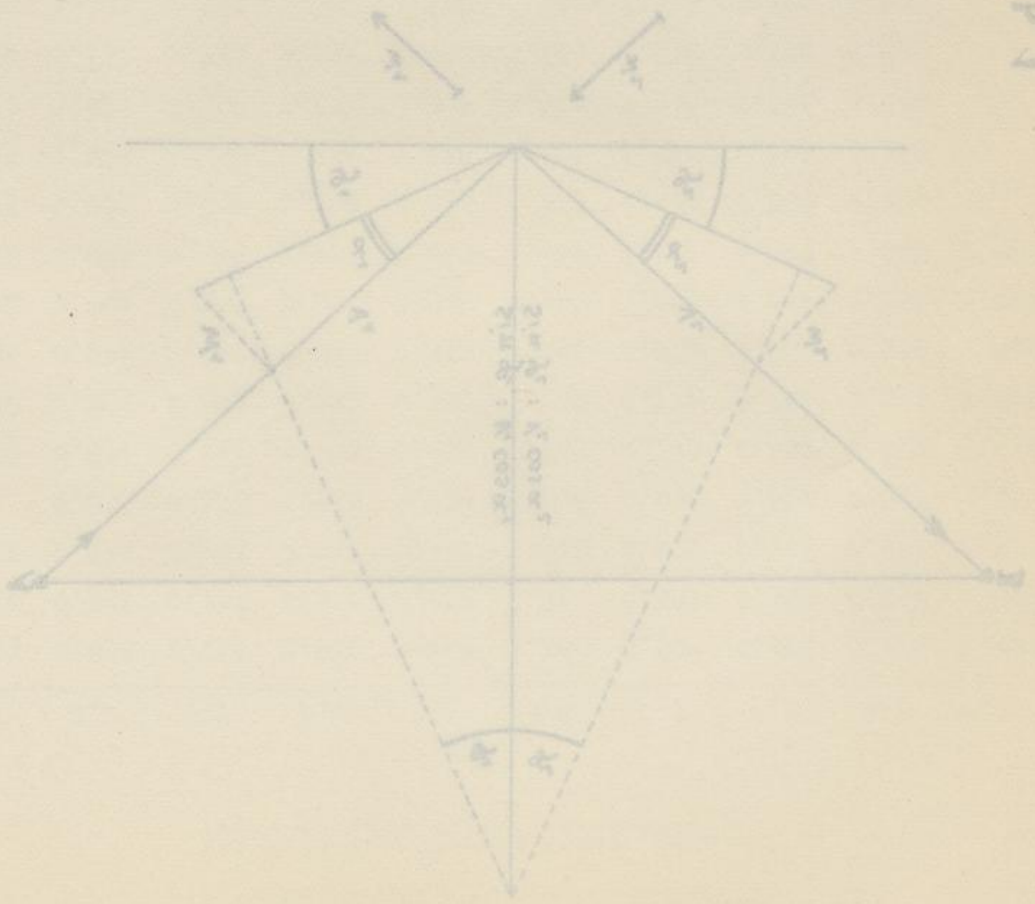


Abb. 1

Figur 1





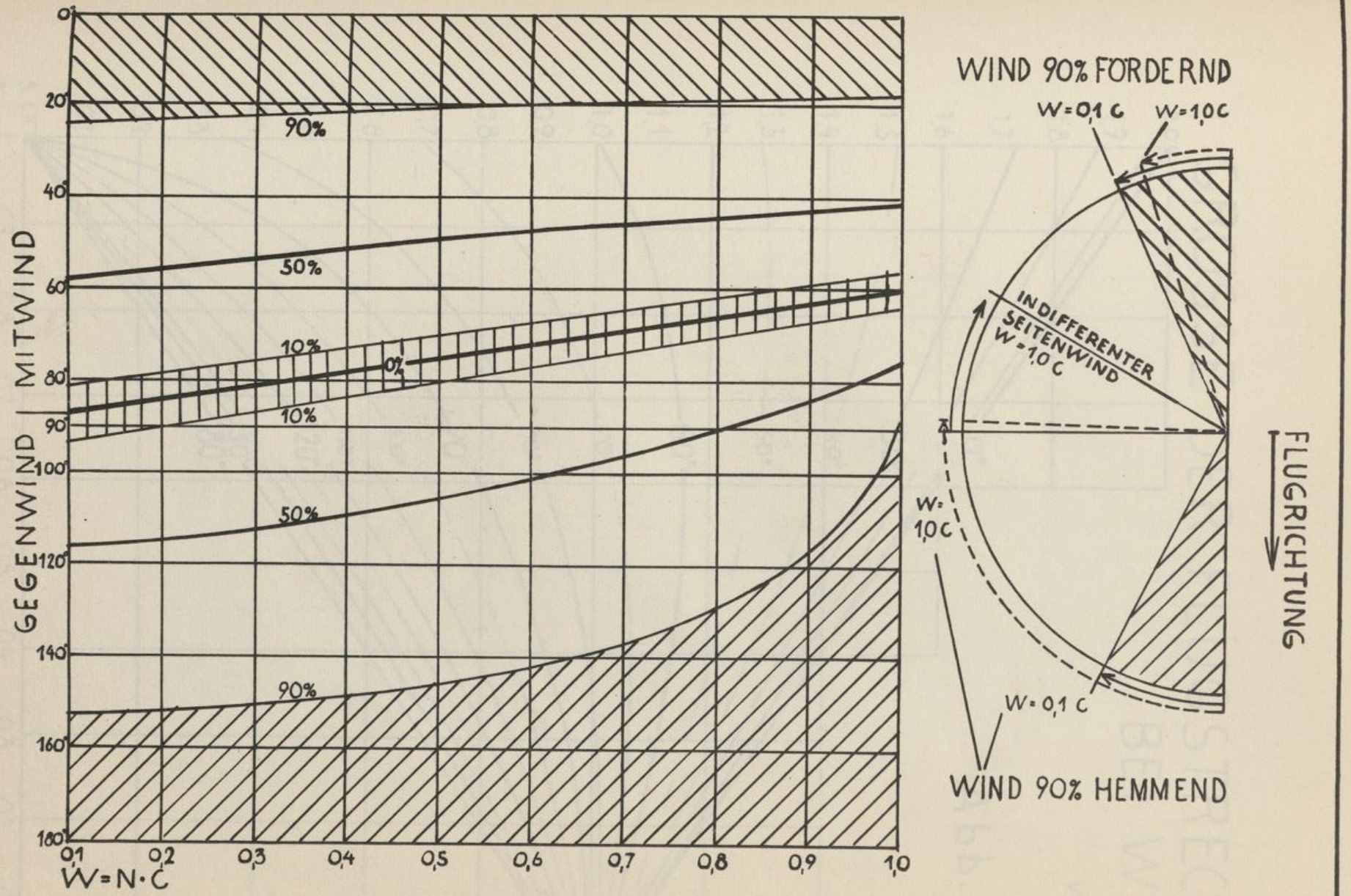

GEGENWIND | MITWIND
0°
20°
40°
60°
80°
90°
100°
120°
140°
160°
180°
90%
50%
10%
0%
10%
50%
90%
0,1
0,2
0,3
0,4
0,5
0,6
0,7
0,8
0,9
1,0
W = N · C
WIND 90% FÖRDERND
W = 0,1 C
W = 1,0 C
INDIFFERENTER SEITENWIND W = 1,0 C
W = 1,0 C
W = 0,1 C
WIND 90% HEMMEND
FLUGRICHTUNG

Abb. 2

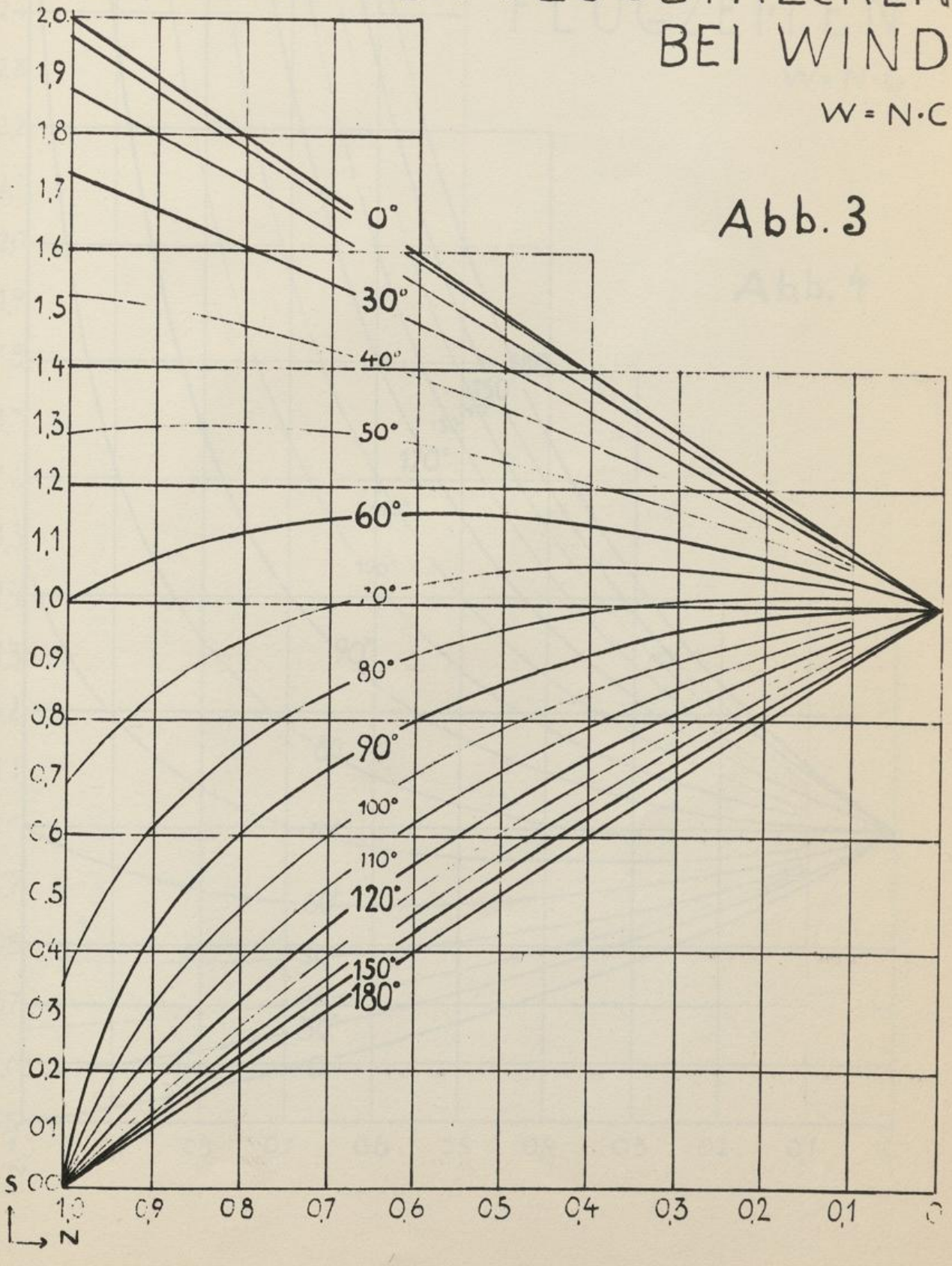
FLUGRICHTUNG
WIND VON VORNE
WIND VON HINTEN

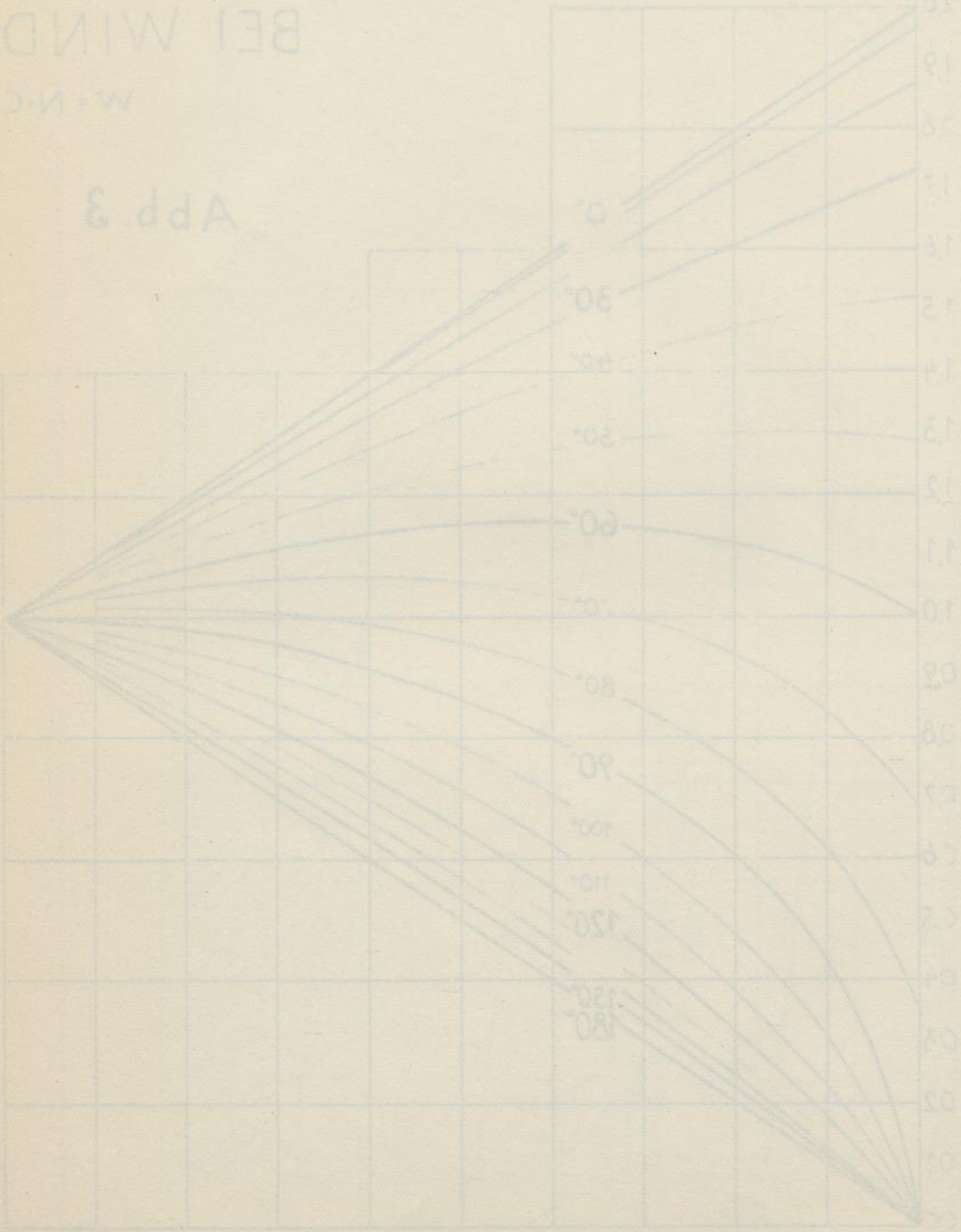
Tafel 3

GRÖSSE DER FLUGSTRECKEN BEI WIND

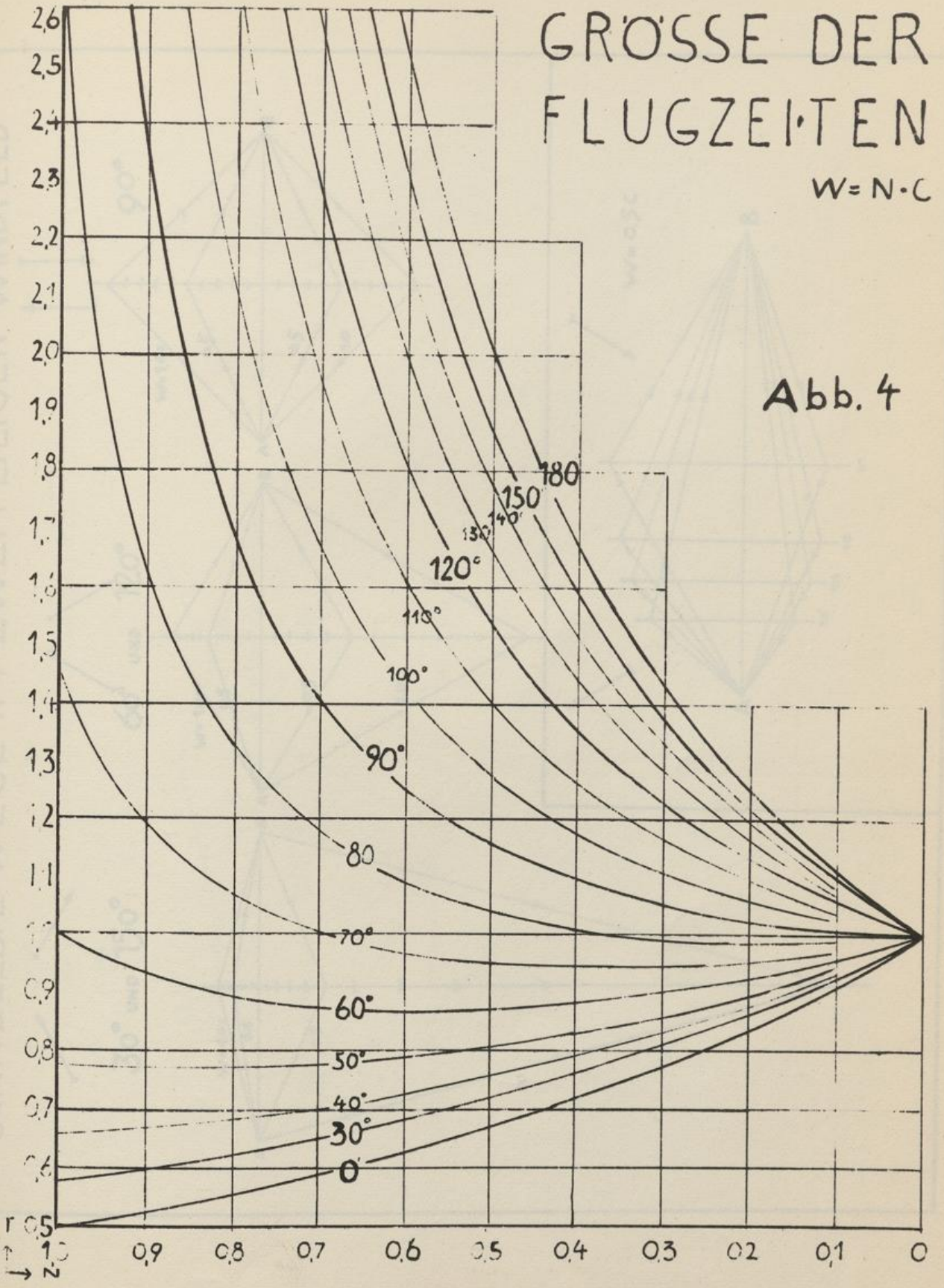
W = N·C

Abb. 3





Tafel 4


GRÖSSE DER
FLUGZEITEN
W = N · C
Abb. 4
2,6
2,5
2,4
2,3
2,2
2,1
2,0
1,9
1,8
1,7
1,6
1,5
1,4
1,3
1,2
1,1
1,0
0,9
0,8
0,7
0,6
0,5
r
z
1,0
0,9
0,8
0,7
0,6
0,5
0,4
0,3
0,2
0,1
0
180
150
140
130
120°
110°
100°
90°
80
70°
60°
50°
40°
30°
0

GRÖSSE DER
FLUGZEUGTEN
W = N · C
Abb. 4
180
150
120°
90°
80
70°
60°
50°
40°
30°
0

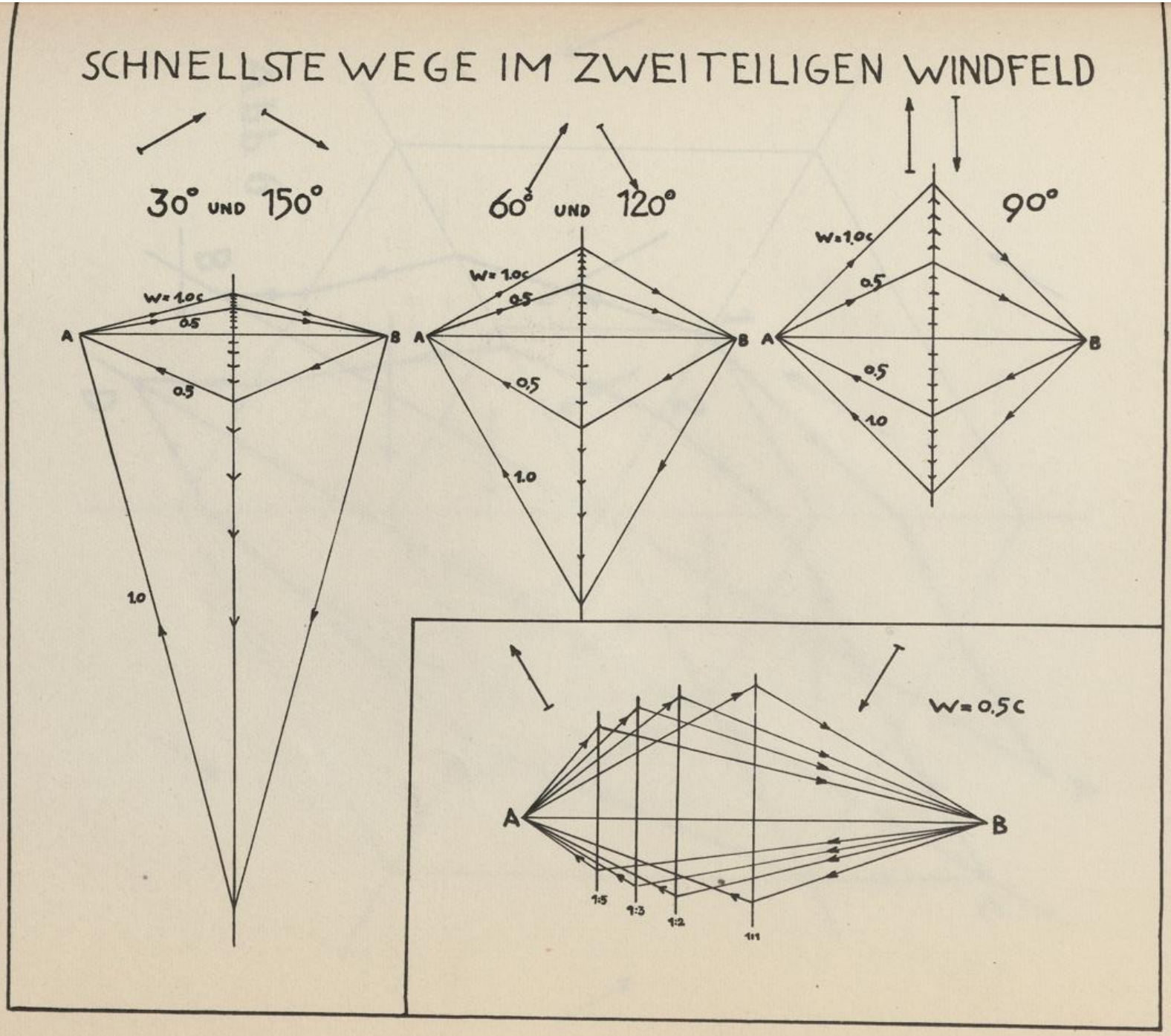

SCHNELLSTE WEGE IM ZWEITEILIGEN WINDFELD
30° UND 150°
60° UND 120°
90°
W=1.0c
0.5
A
B
0.5
1.0
W=1.0c
0.5
A
B
0.5
1.0
W=1.0c
0.5
A
B
0.5
1.0
W=0.5c
A
B
1:5
1:3
1:2
1:1

Abb. 5

SCHNEIDE MEGE IM ZWEITEN WINKEL
90°
90° und 120°
30° und 120°

Tafel 6

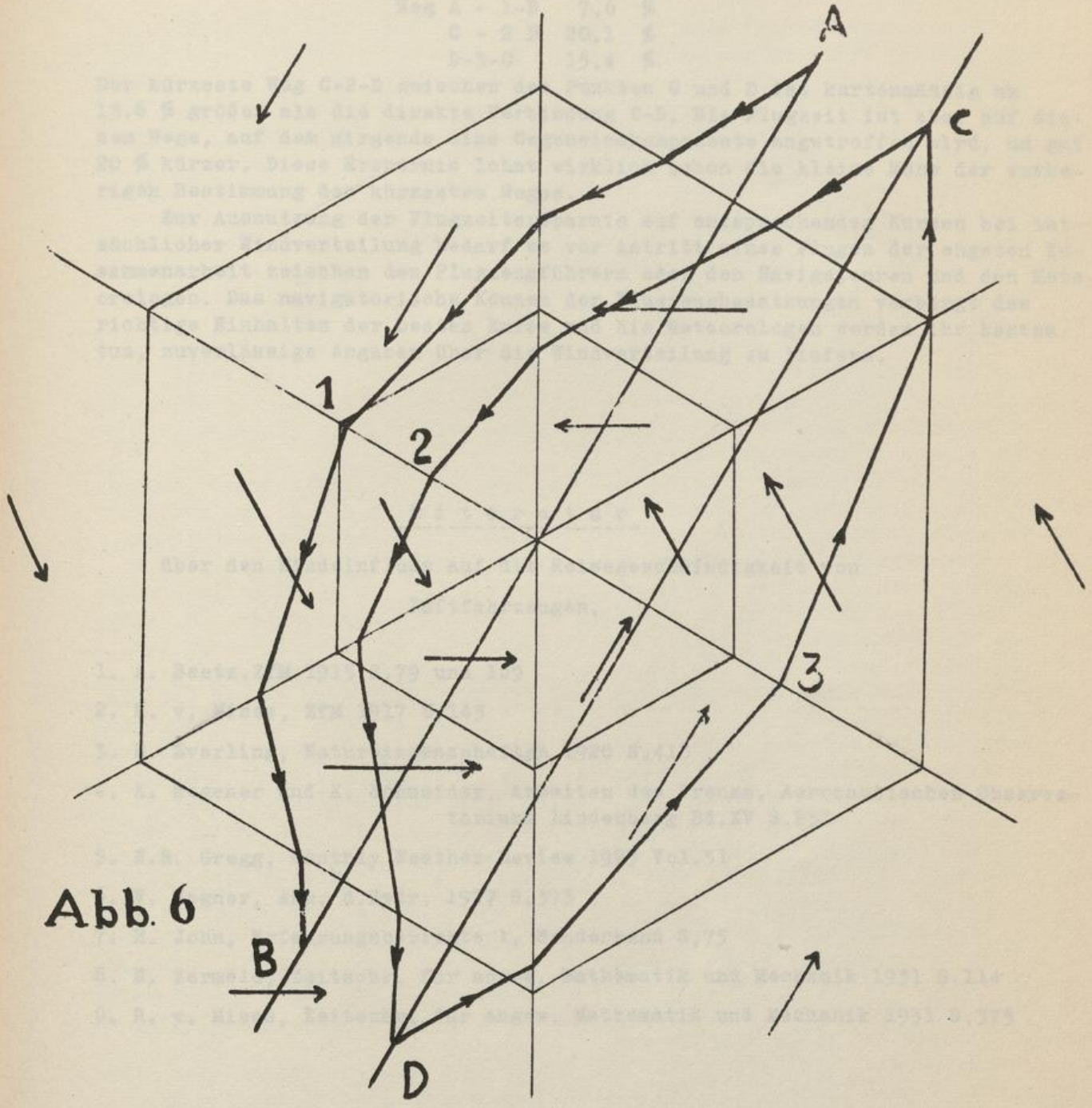
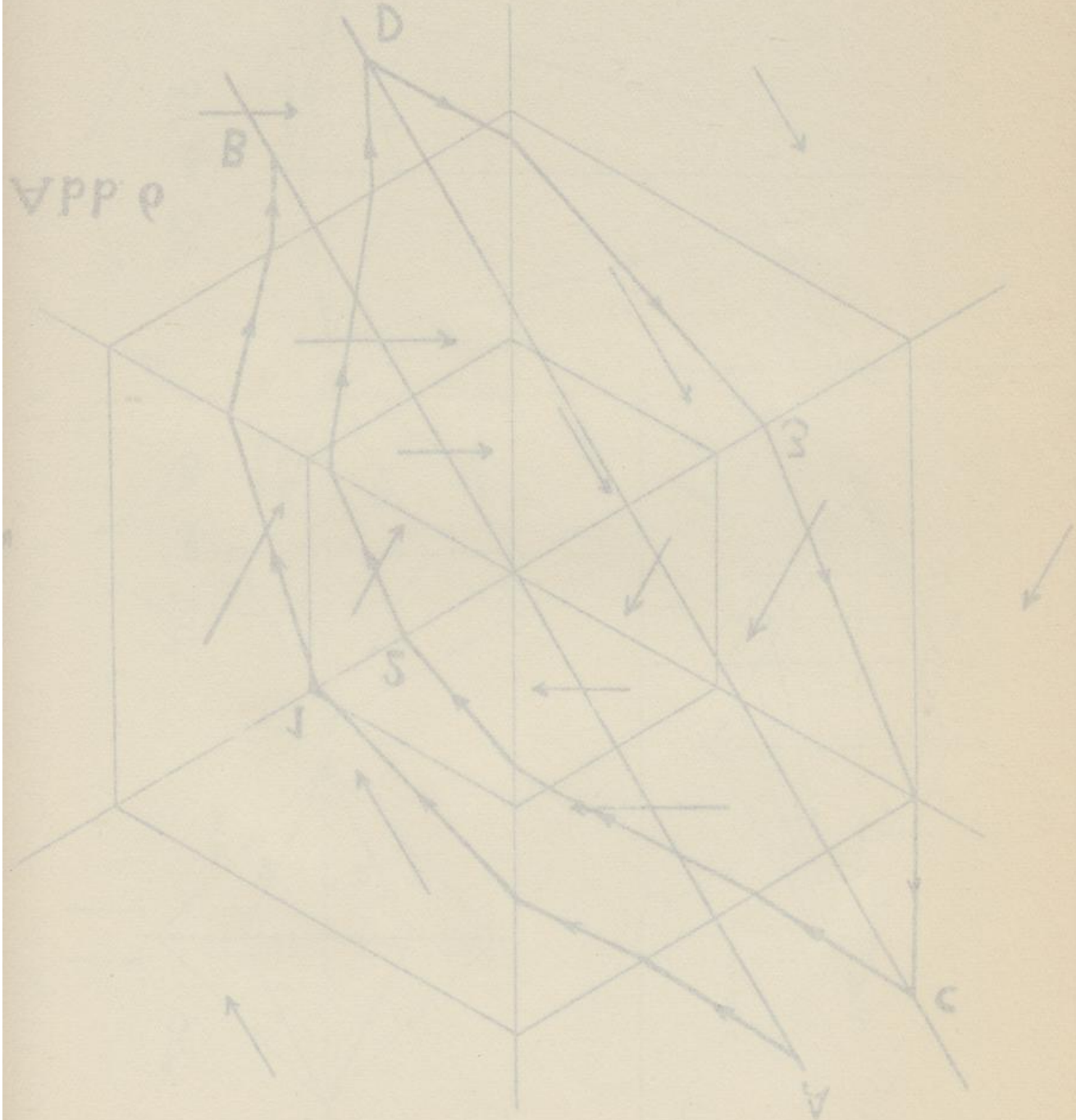


Abb. 6


D
B
3
5
1
C
A

richtung aufgeteilt, für die Windgeschwindigkeit ist in der Nähe des Zentrums 0.3 c, dann 0.5 c und aussen wieder 0,3 c angenommen. Die Wege sind in Abbildung 6 dargestellt. Selbst bei diesem doch schon recht komplizierten Windfeld haben sich ohne grosse Mühe die kürzesten Wege feststellen lassen.

Zeitersparnis auf den Wegen durch das Tiefdruckgebiet

Weg A - 1-B	7,6 %
C - 2 D	20,1 %
D-3-C	15,4 %

Der kürzeste Weg C-2-D zwischen den Punkten C und D ist kartenmässig um 13.6 % größer als die direkte Verbindung C-D. Die Flugzeit ist aber auf diesem Wege, auf dem nirgends eine Gegenwindkomponente angetroffen wird, um gut 20 % kürzer. Diese Ersparnis lohnt wirklich schon die kleine Mühe der vorherigen Bestimmung des kürzesten Weges.

Zur Ausnutzung der Flugzeitersparnis auf entsprechenden Kursen bei tatsächlicher Windverteilung bedarf es vor Antritt eines Fluges der engsten Zusammenarbeit zwischen den Flugzeugführern oder den Navigateuren und den Meteorologen. Das navigatorische Können der Flugzeugbesatzungen verbürgt das richtige Einhalten der besten Kurse und die Meteorologen werden ihr bestes tun, zuverlässige Angaben über die Windverteilung zu liefern.

Literatur

über den Windeinfluss auf die Reisegeschwindigkeit von Luftfahrzeugen.

1. A. Beetz, ZfM 1913 S.79 und 109
2. R. v. Mises, ZfM 1917 S.145
3. E. Everling, Naturwissenschaften 1920 S.418
4. K. Wegener und K. Schneider, Arbeiten des Preuss. Aeronautischen Observatoriums Lindenberg Bd.XV S.251
5. W.R. Gregg, Monthly Weather Review 1923 Vol.51
6. F. Wagner, Ann. d.Hydr. 1927 S.373
7. H. John, Erfahrungsberichte 1, Sonderband S.75
8. E. Zermelo, Zeitschr. für angew. Mathematik und Mechanik 1931 S.114
9. R. v. Mises, Zeitschr. für angew. Mathematik und Mechanik 1931 S.373

Ozeanflugsicherung

von Prof.Dr.H.Seilkopf, Hamburg

Unter "Flugsicherung" sind letzten Endes alle Maßnahmen zur Sicherheit der Durchführung eines Fluges zu verstehen. Für die Seeschiffahrt sind derartige Maßnahmen zur "Sicherheit der Seefahrt für alle Schiffe auf allen Reisen" im 5. Abschnitt des 1929 neu abgeschlossenen Schiffssicherheitsvertrages oder genauer des "Internationalen Vertrages zum Schutze des menschlichen Lebens auf See" international festgelegt. Dessen andere Abschnitte enthalten Vorschriften über Bauart der Schiffe, über Rettungsmittel, über Funktelegraphie und über Zeugnisse, die etwa den Zulassungszertifikaten von Luftfahrzeugen entsprechen. Für die Luftfahrt fehlt ein ähnlicher Vertrag noch. Jedoch wird auch hier die künftige Verkehrsausdehnung über den Erdball die internationale Festlegung von Sicherungsvorschriften zur Sicherheit des menschlichen Lebens in der Luft erfordern.

Im deutschen Luftverkehr ist es üblich geworden, Teile der Bodenorganisation zur Sicherung des Luftverkehrs, nämlich die Flugstreckenbefeuerung, den Funkpeildienst, das Flugfernmeldewesen und den Flugwetterdienst als "Flugsicherung" zusammenzufassen. In diesem engeren Sinne soll auch im folgenden von der Ozeanflugsicherung gesprochen werden.

Doch auch in anderer Hinsicht ist der Ausdruck Flug-"Sicherung" nur mit Vorsicht zu gebrauchen. Er betont vielleicht allzu stark die an den Erdboden gebundenen Komponenten der Sicherheitsmaßnahmen, die bodenorganisatorische Seite. Außenstehende könnten hierbei den falschen Eindruck gewinnen, daß in der Luftfahrt ein ähnlicher Sicherungsapparat wie bei dem Streckensicherungssystem des bekanntesten Verkehrsmittels, der Eisenbahn möglich ist. Im Gegensatz zur Eisenbahnsicherung können wesentliche Teile der Flugsicherung von dem verantwortlichen Führer des Fahrzeugs benutzt werden, müssen es aber nicht: Der Führer eines Luftfahrzeugs kann die Richtungsfeuer seiner Strecke zur Navigation benutzen, er kann sich peilen lassen, er kann vom Wetterdienst beschränkten oder weitergehenden Gebrauch für die Navigation machen, wie der Kapitän eines Seeschiffs. Die sinngemäße, jeweils wechselnde Ausnutzung dieser von Land aus, durch die Bodenorganisation gebotenen Hilfsmittel unterstützt den Führer eines Luftfahrzeugs wie eines Seeschiffs aber darin, das Fahrzeug mit möglichst großer Regelmäßigkeit, mit möglichst geringem Aufwand von Brennstoff und schließlich auch an Personal - also möglichst wirtschaftlich - und mit größtmöglicher Sicherheit vom Ausgangshafen zum Zielhafen zu bringen. Wir wollen daher die bezeichneten vier Tätigkeitsgebiete der Ozeanflugsicherung im engeren Sinne auch nicht vom grünen Tisch erörtern, sondern vom Standpunkt der Brücke: Welche Anforderungen stellt der Führer eines Ozeanluftfahrzeugs oder anderen Hochseeluftfahrzeugs an Befeuerung, Peildienst, Fernmeldedienst und Flugwetterdienst?

Zunächst die Nachtbefeuerung! Der Führer oder Navigationsoffizier eines Ozeanluftfahrzeugs braucht die die Küsten umsäumenden Leuchtfeuer für die Schiffahrt als Nullpunkte seines Bestecks, als Ausgangspunkte für seine Navigation und als Ansteuerungspunkte als Zielpunkte. An oft Hunderte von km völlig gleichartigen, öden Küsten sind die in Form und Farbe charakteristischen Feuertürme übrigens auch bei Tage die einzigen markanten Punkte für die Navigierung.

Man muß allerdings berücksichtigen, daß die Küsten- und Seebefeuerung zunächst nur für die Schiffahrt geschaffen worden ist. Daß daher einige Feuer nach Land zu abgeblendet sind, kann auf dem Nachtfluge das Ansteuern von Land her erschweren. Unangenehmer macht sich bemerkbar, daß Feuer, deren gegenseitige

gegenseitige Entfernung für ein Schiff die Verwechselungsmöglichkeit beschränkt oder völlig ausschliesst, eine ähnliche Kennung haben, d.h. einen ähnlichen zeitlichen Verlauf der Lichterscheinung aufweisen. Für das wesentlich schnellere, dabei aber in einem ungünstigeren Verhältnis von Eigengeschwindigkeit zur Stromgeschwindigkeit stehende Luftfahrzeug können sie aber hinreichend nahe sein, um bei stärkerer Stromversetzung und schlechten Sichtverhältnissen verwechselt zu werden. So haben beispielsweise drei für die Ansteuerung der Biskayaküste wichtige Feuer fast die gleichen Kennungen, nämlich Petite Foule (Ile d'Yeu) (Blitz 0,1 sec., Pause 4,9 sec., Wiederkehr 5.0 sec. in nur 80 km Abstand Grouin-du-Cou, nördlich der Girondemündung (Blitz 1,0 sec., Pause 4,0 sec., Wiederkehr 5,0 sec.) und schliesslich nach 700 m weiteren km auch Finisterre an der spanischen Nordwestecke (Blitz 0.3 sec., Pause 4,7 sec., Wiederkehr 5.0 sec.) Im Internationalen Luftverkehr wird sich die Notwendigkeit ergeben, einige markante Seefeuer den Anforderungen der Luftfahrt anzupassen oder besondere Luftfahrtküstenfeuer zu schaffen. Umgekehrt sind in der Schiffahrt schon Wünsche hinsichtlich der Luftfahrtfeuer laut geworden, die - wie z.B. an der Ostküste der Vereinigten Staaten - die Küstenbefeuerung stören können.

Über das Flugpeilwesen brauche ich mich nur ganz kurz zu äussern. Es beruht für Ozeanluftfahrzeuge fast ganz auf Eigenpeilungen, indem mit dem Peilrahmen Küstenfunkstellen, Schiffsstationen oder Grosstationen angepeilt werden. Flugfunkpeilstellen zur Fremdpeilung sind zunächst nicht vorhanden. Dagegen möchte ich dabei erwähnen, dass auf den von den Schnelldampfern Europa und Bremen des Norddeutschen Lloyd ausgehenden Schleuderstartflügen der Deutschen Luft Hansa laufend Fremdpeilungen von beiden Dampfern, gelegentlich auch von anderen Schiffen der Nordatlantikfahrt durchgeführt werden.

Nun zum Fernmeldewesen! Man muss hierbei zwischen dem Nachrichtenverkehr vom und zum erdfesten Luftfahrzeug und dem Nachrichtenaustausch vom und zum Luftfahrzeug in der Luft unterscheiden.

Solange das Luftfahrzeug noch festgemacht ist, d.h. also das Flugboot an der Pier, an der Boje oder vor Anker, das Luftschiff in der Halle oder am Mast liegt, wird sich die Führung zum Geben und Empfangen von Nachrichten vorteilhaft des Fernsprechers bedienen. Da wichtige Nachrichten häufig gerade noch kurz vor dem Start ausgetauscht werden müssen, und die Liegeplätze von Seeflugzeugen oft 1/4 Meile und mehr vom Ufer entfernt sind, ergibt sich für Seeflughäfen die Notwendigkeit, eine Telefonboje auszulegen, um die Sprechmöglichkeit bis zum Loswerfen zu wahren, wie es am Luftschiffmast schon der Fall ist. Im Seeflughafen Schellingwoude bei Amsterdam habe ich im November 1930 einmal 1/2 Stunde gebraucht, um von Bord der weit draussen vor Anker liegenden Do X mit Hilfe eines bei Niedrigwasser auf eine Schlickbank auffahrenden Motorbootes zum nächsten Fernsprecher in der Halle zu kommen.

Bei grossen Entfernungen der Liegeplätze von Luftfahrzeugen von der Heimat müssen die Nachrichten auf dem Kabel oder durch die FT - besonders auf Kurzwellen - ausgetauscht werden. Wasserflugzeuge haben so die Möglichkeit, während ihrer Liegezeiten im Wasser auf sehr grosse Distanzen in Verkehr mit Heimatstationen treten zu können. So hat im Jahre 1931 die Do X auf ihren Liegeplätzen bei Bolama und Bubaque (Bissagos-Inseln) in 5150 km und vor Porto Praja (Kap Verden) in 5200 km Entfernung nachts regelmässig in Wechselverkehr mit der für den Ozeanflugsicherungsdienst bestimmten Kurzwellenstation der Zentralstelle für Flugsicherung auf der Flughafenfunkstelle Hamburg gestanden; ja die Landemeldung der Do X von Fernando Noronha am 5. Juni konnte auf 7530 km einwandfrei von Hamburg aufgenommen werden. Die für den "Süd"-Flugdienst der Deutschen Luft Hansa eingestezten Dornier Wal-Flugboote D 2068 und D 2069 haben von ihren Liegeplätzen in der Gando-Bucht auf Gran Canaria auf 3550 km und im Gambiariver auf 5080 km einwandfrei auch am Tage mit der Flughafenfunkstelle Hamburg einen Wechselverkehr durchgeführt.

Befindet

Befindet sich das Ozeanluftfahrzeug in der Luft, so stehen ihm, wie jedem anderen Fahrzeug auf See, die alten optischen Signalmittel: Signalflaggen, Scheinwerfer oder Morselampen, sodann die FT als Fernmeldemittel zur Verfügung. Durch Flaggensignal, in bekannter Weise durch die Kombination von 3 Buchstaben des Flaggenalphabets nach dem Signalbuch tauscht das Luftschiff kurze Nachrichten mit Seeschiffen oder mit Signalstationen an der Küste aus; nachts wird dafür Scheinwerfer oder Morselampe eingesetzt. In gleicher Weise kann sich ein in einen Hafen rollendes oder ein auf See notgelandetes Flugzeug der Flaggen- und Licht-Morsesignale bedienen. In dem neuen internationalen Signalbuch, das 1934 in Kraft treten soll, und an dessen Bearbeitung auch die Deutsche Seewarte mitgewirkt hat, die eventuellen Anforderungen der Ozeanluftfahrt, namentlich der Flugzeuge zu berücksichtigen, ist daher eine wichtige Aufgabe.

Der FT-Verkehr eines in der Luft befindlichen Ozeanluftfahrzeuges wickelt sich nach 3 Richtungen ab: Verkehr mit Schiffen, Verkehr mit Küstenfunkstellen, meist also Nahverkehr, und Verkehr mit Heimatstationen, also Fernverkehr. Der Nahverkehr mit Schiffen und Küstenfunkstellen spielt sich nicht auf der Luftfahrzeugverkehrswelle 900 m, sondern wie bei einem anderen Seefahrzeug auf der 600 m-Welle oder deren Ausweichwellen ab.

Beim FT-Verkehr mit Schiffen handelt es sich ganz überwiegend um die Übermittlung von Standort- und Wettermeldungen an das Luftfahrzeug. Bei der Bedeutung dieser Meldungen für die Durchführung eines Ozeanfluges hat es sich bewährt, dass vor dem Fluge auf Grund der Schiffahrtspläne der Reedereien und nach Rücksprache mit den Reedereien die voraussichtlichen Schiffspositionen für jeden Flugtag berechnet und auf Karten dargestellt werden; so hat die Deutsche Seewarte im vergangenen Jahre für die drei Brasilienfahrten L.S. "Graf Zeppelin" und für den ursprünglichen Flugplan der Do X Positionskarten der wettermeldenden deutschen Schiffe auf der Südamerika- und Westafrika-Fahrt entworfen, ebenso wie für die Arktisfahrt des Luftschiffs Karten von den Nordland-Spitzbergenfahrten unternehmenden Schiffen. Diese Karten werden nicht nur an Bord des Luftfahrzeuges verwendet, sondern geben gleichzeitig die Grundlage für die Dispositionen des Seeobs- (Wettermelde-) dienstes der Schiffe an die Seewarte.

Mit den Gegenstationen in der Heimat oder im überseeischen Zielland verkehrt ein Ozenaluftfahrzeug meist auf der Kurzwelle. In Deutschland steht für den Austausch von Wetter- und reinen Betriebsnachrichten als Ozeanflugfunkstelle die Flughafenfunkstelle Hamburg der Zentralstelle für Flugsicherung zur Verfügung. Als Sender ist in Hamburg zunächst ein von der Zentralstelle für Flugsicherung selbstgebautes Versuchsgerät von 0.45 kW vorhanden. Dank der hingebenden Arbeit der wenigen, mit dem diffiziellen Gerät vertrauten Funker der Flughafenfunkstelle, die im vergangenen Jahre monatelang oft Tag für Tag und Nacht für Nacht sich um die Verbindung mit Ozeanluftfahrzeugen bemüht haben, ist es gelungen, bereits mit diesem Gerät auf beachtliche Entfernungen Wetter- und Betriebsmitteilungen an Ozeanluftfahrzeuge zu übermitteln. Die beiden Luft Hansa-Wale der Südflugstrecke konnten in den Tagesstunden während der Flüge bis zur Höhe von Gambia (5080 km) mit Hamburg laufend Wechselverkehr aufrechterhalten. L.S. "Graf Zeppelin" konnte auf den Brasilienfahrten bis 6 1/2° N.Br. (6290 km) Wetterberichte von der Seewarte empfangen. Wichtig für die Überbrückung der grossen Entfernungen ist vor allem die Auswahl einer der Entfernung und der Tageszeit entsprechenden Welle. Die Flughafenfunkstelle Hamburg arbeitet am Tage für den Europabereich mit 43 m, für Entfernungen bis etwa zu den Cap Verden mit 32 und 26 m, für grössere Distanzen mit 17 m, nachts mit 53 und 43 m. Durch die Wahl geeigneter Wellen ist es der Flughafenfunkstelle Hamburg beispielsweise auch gelungen, für die Brasilienfahrten und den Do X - Flug nach Südamerika einen Wechselverkehr mit der Flugfunkstelle Rio de Janeiro des Condor-Syndikates zum Austausch von Wetter- und Betriebsmeldungen sogar auf 9930 km Entfernung durchzuführen. - So wertvoll diese FT-Verbindung bereits gewesen ist, so genügt sie den Ansprüchen von Ozeanluftfahrzeugen noch nicht. Es ist

vielmehr

vielmehr für den transatlantischen Luftverkehr zu fordern, dass einwandfreie Verbindungsmöglichkeit mit den Luftfahrzeugen bis zu den Küsten von Nord- und Südamerika tags und nachts besteht. Die Zentralstelle für Flugsicherung baut daher zur Zeit auf der Flughafenfunkstelle Hamburg einen neuen 1.5 kW Lorenz Kurzwellensender ein, nachdem die Hamburgische Flughafengesellschaft sich in dankenswerter Weise zur Übernahme der Einbaukosten bereit erklärt hat.

Kurz streifen kann ich hier nur das Problem der Bildfunkübertragung von Wetterkarten. Die Seewarte hat bereits 1925 befriedigend verlaufende Versuche unternommen, Bildfunkwetterkarten nach dem Dieckmannschen Verfahren über die postalische Hauptfunkstelle Norddeich an Hapagdampfer der Nordatlantikfahrt zu übermitteln. Für die Zwecke der Ozeanluftfahrt gibt dieses Verfahren aber ein zu grobes Bild; Feinheiten des Isobarenverlaufes, die Tiefe der Minima und anderes mehr kommen nicht hinreichend zum Ausdruck. Bei anderen Verfahren fehlt noch ein für Luftfahrzeuge geeignetes genügend leichtes, aber für Bordzwecke doch robustes, betriebsicheres und leicht zu bedienendes Empfangsgerät. Die Entwicklung eines solchen ist mit allen Mitteln anzustreben. Eine an Bord eines Luftfahrzeuges gefunkte Wetterkarte wäre ein ausserordentlich wichtiges Hilfsmittel. Freilich wird wohl kaum ein Wetterkartenfunkbild eine gut durchgearbeitete Klartextdiagnose ersetzen können, sondern beide werden sich im Ozeanflugwetterdienst zu ergänzen haben.

Wenn wir vom Ozeanflugwetterdienst sprechen, so deckt dieser Begriff keinesfalls die Aufgabenkreise der Meteorologie, die für den Ozeanflug in Frage kommen. Die besonderen meteorologischen Verhältnisse des Ozeans und seiner Küsten, namentlich der Tropenküsten erfordern schon beim Entwurf eines Luftfahrzeuges in Hinblick auf Sicherheit und Regelmässigkeit des Verkehrs stärkere Berücksichtigung. So müssen für die Bemessung von Flugweite und Eigengeschwindigkeit die Kenntnisse des Stromfeldes der Luft, für das Startgewicht die Kenntnis von Temperatur, Luftdruck, Luftfeuchtigkeit zugrunde gelegt werden, um nur einiges zu nennen.

Grundlegend ist vor allem das Stromfeld der Luft. Über die Windverhältnisse an der Meeresoberfläche hat bereits die Schiffahrt in jahrzentelanger, mühevoller Tätigkeit ein reiches Beobachtungsmaterial gesammelt, das in den Segel- und Dampferhandbüchern, in den Seeatlanten und Monatskarten der Deutschen Seewarte und ausländischer Institute verarbeitet ist. Die Windverhältnisse in der Höhe wie auch die Temperatur- und Feuchtigkeitsverhältnisse über den östlichen Teilen vom nordatlantischen Passatgebiet und über der Caribischen See sind schon vor 20 bis 25 Jahren von Hergesell, Teisserenc de Bort und Rotch erforscht worden; zusammenfassende Bearbeitungen stammen aus der Feder von A. Peppler und Sverdrup. Auf deutschen Dampfern und Seglern der Südamerikafahrt hat die Seewarte auf Anregung und unter Leitung von W. Köppen in den Jahren 1906 bis 1911 die Höhenwinde messen lassen. Von der Mitte und von den westlichen Teilen des nordatlantischen Ozeans lagen aber bis zum Kriege kaum Höhenbeobachtungen vor.

Ende 1921 trat daher aus den Kreisen der Luftfahrzeugindustrie an die Deutsche Seewarte die Anregung heran, systematisch das Stromfeld der Luft über dem Atalntischen Ozean zu erkunden. Gerade damals war es A. Wegener und E. Kuhlbrodt gelungen, die Methode der Höhenwindmessungen mit Pilotballonen auf See durch die Konstruktion ihres Spiegeltheodoliten zu verbessern. Auf einer Nordseefahrt des Forschungsdampfers "Poseidon" war die neue Methode 1921 erprobt worden. Durch die dankenswerte Beihilfe der Notgemeinschaft der Deutschen Wissenschaft, der Luftfahrzeugindustrie, die die ersten sieben Fahrten finanziert haben, sodann durch das Reichsverkehrsministerium und vor allem durch das ausserordentliche Entgegenkommen der grossen Reedereien, allen voran der Hamburg-Amerika Linie, des Norddeutschen Lloyd, der Hamburg-Süd und der Afrika-Linien ist es der Seewarte möglich geworden, ihre 1906 begonnenen Höhenwindmessungen

auf

auf dem Ozean wieder aufzunehmen und systematisch weiter auszubauen.

Die Entwicklung der Höhenwindmessungen der Seewarte auf dem Atlantischen Ozean ist in der Nachkriegszeit in 3 Etappen erfolgt:

Zunächst wurden von 1922 an durch einzelne Forschungsfahrten auf bevorzugten sowohl das Westwind- wie das Passatgebiet schneidenden Linien stichprobenartig Höhenwindmessungen eingebracht. Dann wurde seit 1927 durch zeitliche Parallelschaltung zweier Forschungsfahrten versucht, von verschiedenen Ozeanräumen gleichzeitige Höhenwindmessungen zu erhalten. Die erste dieser Parallelfahrten war die 7. Forschungsfahrt, die gleichzeitig mit den letzten Profilfahrten der Deutschen Atlantischen Forschungsexpedition der Reichsmarine und der Notgemeinschaft auf dem Vermessungsschiff "Meteor" stattfand; aus der Meteor-Expedition sind neben sonstigen wertvollen meteorologischen und ir rologischen Beobachtungen über 800 Höhenwindmessungen gwonnen worden. Und schliesslich wurden von der Seewarte von 1928 an auf einzelnen Handelsschiff Höhenwindmeßstellen eingerichtet, bei denen Kapitäne und Schiffsoffiziere le fend Pilotballonaufstiege durchführen. An den Forschungsfahrten waren im al gemeinen 2 Meteorologen, gelegentlich auch Vertreter der ausübenden Luftfah beteiligt. Ausser Meteorologen der Seewarte haben Meteorologen des Aeronautischen Observatoriums Lindenberg, des Flugwetterdienstes, des Preussischen Meteorologischen Institutes, der Bayerischen Landeswetterwarte, des Flugmeteorologischen Forschungsinstitutes Darmstadt daran teilgenommen. Bisher haben 13 Forschungsfahrten stattgefunden. Von diesen haben 3 quer über den Nordatlantischen Ozean nach Cuba-Mexiko geführt, 4 nach der Caribischen See 2 nach dem La Plata und 4 weitere nach den Canaren und nach Westafrika. Hinzu kommt eine von der Reichsmarine der Seewarte zur Verfügung gestellte Island Grönlandfahrt des Vermessungsschiffs "Meteor".

An der ersten Fahrt jeder Höhenwindmeßstelle hat ebenfalls ein Meteorolge der Seewarte teilgenommen zur Einrichtung der Bordstatione und Einweisung der Offiziere. So treten zu den Forschungsfahrten noch 6 sogenannte "Einweisungsfahrten". Höhenwindmeßstellen sind zur Zeit 6 in Dienst. Und zwar A auf D."Cap Arcona", B auf D. "Cleveland", C auf D. "Sierra Morena", D auf M.S. "Milwaukee", E auf M.S. "St. Louis", F auf D. "Sierra Ventana". Es sind somit 3 Meßstellen für den Nordatlantik auf der New York-Fahrt eingesetzt: B, D und E, 3 für den Luftweg nach Südamerika auf der La Plata-Fahrt: A, C und F. 3 Höhenwindmeßstellen fahren auf Schiffen der Hamburg-Amerika-Linie (B "Cleveland", D "Milwaukee", E "St. Louis"), 2 auf Dampfern des Norddeutschen Ll (C "Sierra Morena", F "Sierra Ventana", eine (A) auf dem Hamburg-Süd-Schnelldampfer "Cap Arcona". Im Jahre 1931 sind auch auf dem als Hilfsschiff für d Südflüge eingesetzten, im Raume Cadiz - Las Palmas - Rio de Oro kreuzenden Motorschoner "Orion" der Deutschen Luft Hansa 16 Höhenwindmessungen angestellt worden. Dank des grossen Entgegenkommens der Reedereien und der unermüdlichen und opferwilligen Tätigkeit der Schiffsoffiziere ist bereits ein reiches Beobachtungsmaterial eingegangen. Es liegen aus den 10 Jahren 1922 1931 von den Forschungsfahrten und Einweisungsfahrten ohne Berücksichtigung der Islandfahrt 1500, von den 6 Höhenwindmeßstellen 2200 Höhenmessungen vor. Sie werden jetzt zusammenfassend bearbeitet. Wiederholt sind von den Handelsschiffsstationen mehr als 10 km Höhe erreicht worden. Die höchste Windmessung ist der Station E auf M.S. "St. Louis" am 15. Juli 1930 auf 44,7° N Br. 42,3° W Lg. mit zuverlässigen Werten bis 21 600 m gelungen.

Die Messungsergebnisse werden an Bord sofort ausgewertet und für die Zwecke des Ozeanflugwetterdienstes wie auch des allgemeinen Seewetterdienstes drahtlos über Norddeich an die Seewarte übermittelt, Bisher sind 35% aller Höhenwindmessungen der Handelsschiffsstationen der Benutzung im täglichen Wetterdienst zugängig gemacht worden. Für die deutschen Ozeanflüge seit 1932 haben sich die Höhenwindmessungen sehr gut bewährt. Die Ergebnisse der Pilotballonaufstiege der 3 Stationen auf der La Plata-Fahrt haben für die meteorologische Flugberatung der Südflüge Cadiz-Las Palmas-Gambia, besonders

aber

aber für den Do X-Flug und für die Brasilienfahrten des Luftschiffs "Graf Zeppelin" wertvolle Unterlagen geliefert. Bei der ersten Brasilienfahrt des vergangenen Jahres konnten Höhenwindmessungen der Meßstelle A (Cap Arcona") Verwendung finden, während für die zweite Brasilienfahrt Höhenwindmessungen von der Meßstelle C (Sierra Morena) vorlagen. Während der Rückreise von der 3. Brasilienfahrt lagen die Meßstellen A ("Cap Arcona") und F ("Sierra Ventana") in so günstigen Positionen, dass mehrfach wertvollste Höhenwindmessungen von den Schiffen unmittelbar an das Luftschiff übermittelt werden konnten. Auf dem Nordatlantik hat im Mai 1929 die Meßstelle B ("Cleveland") die Ergebnisse von 5 Pilotballonaufstiegen gefunkt, die im Ozeanflugwetterdienst für die zweite Amerikafahrt des Luftschiffes "Graf Zeppelin" verwendet worden sind. Und schliesslich hat die Meßstelle D ("Milwaukee") in den ersten Junitagen 1930 für die Fahrt Lakehurst-Sevilla Höhenwindmessungen zunächst an den Luftschiffhafen Lakehurst, dann von Bord zu Bord an das Luftschiff selbst übermittelt.

So wertvoll diese laufenden Höhenwindmessungen, die bisher nur der hochqualifizierte deutsche Schiffsoffizier durchführt, für Ozeanflugwetterdienst und Seewetterdienst auch sind, in Hinblick auf einen künftigen regelmässigen Ozeanluftverkehr stellen die eingerichteten 6 Meßstellen nur den Anfang eines ozeanischen Höhenwindmessnetzes dar. Auf der internationalen meteorologischen Direktorenkonferenz in Kopenhagen 1929 hat daher die Seewarte die Einrichtung von Höhenwindmessungen bei den am Ozeanwetterdienst beteiligten Nationen angeregt. Es wurde daraufhin eine Unterkommission zur Erforschung der freien Atmosphäre auf dem Ozean gebildet, in der ausser der Seewarte durch ihren Präsidenten, Vizeadmiral a.D. Dominik das Kgl. Niederländische Meteorologische Institut durch Dr. Cannegieter vertreten ist. Es ist zu hoffen, dass die Niederlande bald ihre Absicht verwirklichen, auf einer holländischen Westindien-Linie regelmäßig Höhenwindmessungen ausführen zu lassen.

Ein gleich ungünstiges Zahlenverhältnis wie zwischen Seepilotstationen und festländischen Pilotstationen besteht beim Vergleich zwischen den synoptischen Wettermeldestellen auf dem Ozean und den Festländern. Im Ozeanflugwetterdienst stehen uns auf dem Nord- und Südatlantischen Ozean für alle vier Beobachtungstermine in den besten Zeiten des Jahres je Tag rund 80 deutsche und ausländische Schiffswettermeldungen zur Verfügung, also für jede Terminwetterkarte im Mittel bestenfalls 20! Und diese Schiffswettermeldungen sind längs der üblichen Schiffahrtskurse unsystematisch, völlig unregelmäßig verteilt. Große Ozeanräume bleiben ohne jede Wettermeldung! Dazu kommen auf den ozeanischen Inseln vier Beobachtungsstellen auf den Azoren, von denen aber nur zwei regelmäßig melden, eine auf den Bermuden, eine auf Madeira zwei auf den Canaren, zwei jedoch auch nicht immer meldende auf den Cap Verden und eine auf Fernando Noronha. Für den Ozeanflugwetterdienst gelten daher ganz andere Voraussetzungen als für den innerdeutschen Flugwetterdienst, der mit 65 synoptischen Stationen und einigen Hundert Strecken- und Gefahrenmeldestellen rechnen kann. Dabei betrug 1931 die längste, mit Wetternachrichten zu versorgende Ozeanflugstrecke ohne Zwischenlandung 8100 km, die längste planmäßige deutsche Flugstrecke 520 km (Berlin-Wien).

Man wird zwar einwenden, daß das Bild der Wetterlage auf dem Ozean wesentlich einheitlicher als auf dem Lande ist. Ich bitte aber, sich einmal die nachträglich auf Grund zahlreicher Schiffsjournalbeobachtungen von der Seewarte und dem Dänischen Meteorologischen Institute veröffentlichten Wetterkarten vom Nordatlantischen Ozean anzusehen, auf denen Druck- und Strömungsverteilung vielfach kaum einheitlicher als auf den Festländern bei gleicher Stationsdichte sind. Und für den Luftweg nach Südamerika haben wir die Erfahrung gemacht, daß kleine Teildepressionen im Raume Portugal-Madeira-Canaren-Marokko sich gelegentlich durch Wetterverschlechterung bemerkbar machen, die in den im Beobachtungsnetze der Stations- und Schiffswettermeldungen manchmal überhaupt

nicht

nicht angedeutet sind. Die drei vorjährigen Brasilienfahrten haben uns gezeigt, wie veränderlich räumlich und zeitlich das Flugwetter über den subtropischen und tropischen Teilen des Atlantik an der Strecke bis nach Rio de Janeiro sein kann.

Sind so für die Diagnose und Prognose des Wetters auf dem Ozean grundsätzlich andere Voraussetzungen vorhanden, so sind auch die Anforderungen an den Ozeanflugwetterdienst grundverschieden von den Anforderungen, die der heimische Streckenflugdienst an die Flugwetterwarten stellt. Der Ozeanluftfahrer braucht vor allem zunächst eine Übersicht über die Gesamtwetterlage auf dem Ozean und Angaben über die voraussichtliche Veränderung der Gesamtwetterlage. Grundlegend für seine Navigation ist die Kenntnis des Stromfeldes der Luft und dessen wahrscheinliche Änderung. Er muß bei der Auswahl seiner Kurse auf lange Sicht disponieren können. Die naturgemäß nur etwa für 24 Stunden geltende Prognose des Streckenflugwetters kommt erst in dritter Linie in Frage. Außerdem ist zu berücksichtigen, daß in vielen Fällen für Starts am frühen Morgen Wetterübersichten und -Vorhersagen am Abend zuvor herausgegeben werden müssen, so daß bei Antritt des Fluges die dem Wetterbericht zu Grunde liegenden Beobachtungen von 18 Uhr M.G.Z. bereits 10 Stunden und mehr alt sind. Den Anforderungen der Luftfahrt entsprechend werden die von der Seewarte herausgegebenen Wetterberichte für Ozeanflüge - beginnend mit dem Wetterdienste für die Amerikafahrt des LZ 126 (ZR III "Los Angeles") im Oktober 1924 - so abgefaßt, daß sie eine eingehende Diagnose der Wetterlage mit Angabe der Kerne der Tief- und Hochdruckgebiete, der Fronten, gegebenenfalls charakteristischer Luftmassen enthalten, sodann Angaben über die wahrscheinliche Weiterentwicklung und schließlich eine Flugwetterprognose für den vorliegenden Flugabschnitt. Angefügt werden verschlüsselt wichtige Schiffswettermeldungen sowie Höhenwindmessungen der Schiffe.

Methodisch und betriebstechnisch sind also grundlegende Unterschiede gegenüber dem deutschen Flugwetterdienst vorhanden.

Unter diesen Voraussetzungen ist es für den Führer eines Ozeanluftfahrzeugs notwendig, seine örtlichen meteorologischen Beobachtungen namentlich der Bewölkungsverhältnisse und die von ihm drahtlos eingeholten Schiffswettermeldungen aus seiner Umgebung zu der Auswertung der ihm von der Heimat übermittelten Wetterberichte mit heranzuziehen. Ich möchte dies kurz an zwei Beispielen erläutern: Auf der Ausreise zur 1. Brasilienfahrt L.S. "Graf Zeppelin" war auf Grund der Wetterkarte anzunehmen, daß auf 35° N.Br. der Nordostpassat einsetzen würde. Und dementsprechend lautete auch die für die offene See durchaus zutreffende, von der Seewarte übermittelte Streckenprognose. Auf dem Kurse vor der Marokkoküste herrschte jedoch noch nordwestlicher bis nördlicher Wind. Beim Hochsteuern des Luftschiffs zeigte sich aber im Südwesten und Westen ein scharf ausgeprägter Dunsthorizont mit Fracto-Cumulus-Wolken darunter, was als Anzeichen des passatischen Kaltluftkörpers mit starkem Austausch gedeutet werden konnte. Tatsächlich setzte auf südwestlichem, von der Küste schließlich völlig freiführendem Kurse beim Auftreffen auf die Wolkenbank auch der Nordostpassat ein: Vor der Marokkoküste zog sich in 50 Sm. Abstand ein wolkenfreier Streifen mit schwach divergenten nördlichen bis nordwestlichen Winden hin. Auf der in die 3. Brasilienfahrt eingeschobenen Zwischenreise nach Rio konnte auf einer über die unteren Austausch-Cumuli hinausgehenden Hochfahrt auf große Entfernungen ein charakteristischer Kaltfrontaufzug mit typischen Alto-Cumulus lenticularis- und Alto-Cumulus castellatus-Wolken beobachtet werden, als die Bodenwetterkarte schon 12 Stunden überholt war. Das später angetroffene, sehr schlechte Flugwetter mit sehr niedrigen Wolken, starkem Regen, schlechter Sicht war durch die Augenbeobachtung des Wolkenhimmels klar angezeigt.

Die wertvollen meteorologischen Beobachtungen auf den Flügen zu sammeln,

ist daher eine besondere Aufgabe. Wie seit Jahrzehnten von der Seewarte meteorologische Tagebücher der Schiffe gesammelt werden, die die Grundlagen für die Segel- und Dampferhandbücher gebildet haben, so werden jetzt die meteorologischen Beobachtungen von Ozeanflügen in Tagebüchern niedergelegt und bearbeitet. Das 1928 entworfene Tagebuch ist 1930 in seiner Anlage dem neuen internationalen Seeobsschlüssel angeglichen worden. Durch die ausserordentlich dankenswerte Mitarbeit des Luftschiffbaus Zeppelin, der Deutschen Luft Hansa und des Herrn von Gronau sind schon rund 1500 Beobachtungen von Ozeanflügen eingegangen. Ganz besonders hat auf den Südflügen der Deutschen Luft Hansa deren Navigateur Kapitän W.Ernst seit 1928 ein wertvolles Beobachtungsmaterial an den Strecken Cadiz-Las Palmas-Gambia eingebracht. Zu diesen Beobachtungen treten die eigenen Beobachtungen der Meteorologen des Seeflugreferats auf den grossen Luftschiffahrten, für die ich auch an dieser Stelle dem Luftschiffbau Zeppelin herzlichst danken möchte.

Aus Anforderungen der Ozeanluftfahrt und aus den einkommenden Beobachtungen und Erfahrungen sind nachrichtentechnische vor allem aber in reicher Fülle meteorologische Probleme erwachsen. Ich möchte in diesem Zusammenhang nur noch auf das Problem der Wetterdiagnose und -Prognose für die tropischen Meere hinweisen, das bisher nur hinsichtlich der tropischen Wirbelstürme behandelt worden ist. Gibt die Praxis der Ozeanluftfahrt auf diese Weise der Wissenschaft Anregungen zu Problemstellungen, so kann umgekehrt die Wissenschaft daran mitarbeiten, den deutschen Ozeanluftverkehr meteorologisch vorzubereiten und in ihren Bemühungen um Sicherheit, Regelmässigkeit, Wirtschaftlichkeit fördernd zu unterstützen. Voraussetzung ist allerdings, das die die ozeanische Flugmeteorologie bearbeitende Stelle auch personell instand gesetzt wird, die aus der Praxis erwachsenden Probleme zu behandeln.

Aerologische Flugzeugaufstiege an der Mittel- und Südbrasilianischen Küste im Januar-Februar 1928

von Dr. P. Pummerer

Von den Studienfahrten zur Erforschung der Meteorologie und Aerologie des Atlantik und seiner Küsten, die die Deutsche Seewarte mit Unterstützung des Reichsverkehrsministeriums seit 1922 planmässig ausrüstet, führte die 8. von November 1927 bis März 1928 nach Brasilien und dem La Plata. Es begleitete mich auf dieser Reise Herr Dr. Steiner von Königsberg, der wenige Jahre später ein Opfer seiner gefahrvollen Forschung im Dienste der deutschen Wetterberatung wurde. Seiner möchte ich hier an dieser Stelle gedenken.

In Rio de Janeiro hatte das Condor-Syndikat unter Leitung des Herrn Hammer die deutschen Meteorologen zu einem längeren Aufenthalt eingeladen, in ähnlicher Weise, wie schon die 5. Forschungsfahrt in Columbien Gast der dortigen Scadta gewesen war. Der gastfreie Aufenthalt während 5 Wochen, vom 4. Januar bis 9. Februar war für uns ein dauerndes reiches meteorologisches Erleben. Ausser den täglichen Höhenwindmessungen bot uns der Verkehr mit den Leitern und den Flugzeugführern des Condor-Syndikates täglich neue Anregungen und Erfahrungen. Die Flugzeuge des Condor-Syndikates, besonders die beiden Dornier-Wal-Flugboote "Santos Dumont" und "Bartolomeu de Gusmao" wurden, soweit sie nicht auf Strecke waren, bereitwillig in den Dienst aerologischer Forschung gestellt. Den Höhepunkt unseres Aufenthaltes in Brasilien aber bildete eine Forschungsexpedition nach dem Süden Brasiliens, welche uns die von der Fluggesellschaft als Passagierstrecke beflogene Route Rio - Porto Alegre aus eigener Erfahrung kennen lernen liess und uns einen unvergesslichen Einblick in die flugklimatologischen und allgemein kulturellen Bedingungen eines Landes gab, das heute als eine Zukunftshoffnung gerade in deutscher Blickrichtung liegt.

Den Flug nach dem Süden suchten wir durch aerologische Messungen sowie durch begleitende Pilotaufstiege der Forschung dienstbar zu machen. Es begleitete uns eine vollständige Pilotierungsausrüstung an Bord des Flugbootes, die uns in Stand setzte, die Windverhältnisse an verschiedenen beliebig zu wählenden Punkten der Küste festzustellen. Zur aerologischen Messung bedienten wir uns einer Methode, die von Georgii und Seilkopf in Columbien ausprobiert und auf zahlreichen Messflügen als einwandfrei erwiesen worden ist. Es wurden während der Auf und Abstiege des Flugzeuges mit einem durch das Kabinenfenster gegen den freien Luftstrom gehaltenen Aspirationspsychrometer möglichst häufig die Temperaturen, trocken und feucht, gemessen und die dazu gehörigen Höhen an einem Aneroid abgelesen. Die über Rumpf und Flächen weit erhöhte Anbringung von Motoren und Propeller beim Dornier-Wal-Flugboot erlaubt diese Art der Messung, wie Georgii und Seilkopf aus der vollständigen Übereinstimmung korrespondierender Beobachtungen auf Steuerbord und Backbord bewiesen haben.

Der Aufenthalt in Rio und der Flug nach dem Süden der Staaten fiel in den Höhepunkt des südhemisphärischen Sommers. Der überflogenen Küstenstrich liegt zwischen 23 und 30° südlicher Breite.

2 Barometer-Maxima liegen an den Flanken des südamerikanischen Kontinentes, der sich hier in seinem subtropischen Teil schon merklich verschmälert: Die Subtropenhochs, von denen das eine, das südatlantische seine Achse vom Sommer zum Winter nur um 5 Grad nordwärts schiebt. Im Februar und März liegt die Achse des atlantischen Subtropenhochs am weitesten südlich, bei 30°, also auf der Höhe von Porto Alegre. Das Windsystem an seinem westlichen Abhang trifft die atlantische Küste Mittel- und Südbrasiliens als nordöstlicher bis östlicher Wind. Da jedoch die atlantische Anticyklone dem Festland ferner liegt, als die pazifische, so ist die Regelmässigkeit dieser Winde keine unbedingte, sondern es besteht durchaus die Möglichkeit der Ausbildung unbeständiger Strömungssysteme. Schon bald

südlich

südlich der La Plata-Mündung setzen im mittleren Strömungssystem westliche Winde ein, die sich noch weiter südlich mit ihrer Beständigkeit in der Sprache der Segelschiffahrt den Beinamen der "braven Westwinde" verdient haben.

Zwischen den beiden Hochs, dem atlantischen und dem pazifischen, liegt nun über dem Kontinent tieferer Druck, meist in Form einer Rinne über dem mächtigen Stromland des La Plata-Systems und der argentinischen Pampa. Hier bietet sich über die weiten Ebenen, die von den heißen Tropenwäldern des Amazonas bis zu den Steppen Südpatagoniens ohne wirksamen Querriegel reichen, die Möglichkeit direkten Aufeinandertreffens der heißen Tropenwinde aus dem Norden und der kalten Polarwinde aus dem südlichen Polargebiet, in ganz analoger Weise, wie dies über dem nordamerikanischen Kontinent der Fall ist. Der ganze Gebirgsbau Südamerikas weist ja von vorne die Windsysteme in süd-nördliche Bahnen, das der Wall der Anden und ebenso die Streichrichtung der Küstensierren im Osten einen west-östlichen Austausch verhindern.

Hier in dem Kampfgebiet nördlicher und südlicher Winde bilden sich in den argentinischen Anden-Provinzen San-Juan und La Rioja Tiefdruckgebiete aus, die trotz der allgemeinen West-Ost-Trift häufig auch südliche, aber vor allem nördliche Bahnen annehmen und das Wetter des Küstenlandes Südbrasiliens stärker beeinflussen, als man zunächst annehmen möchte.

H e s s l i n g hat eine Karte der typischen Cyklonen- und Anticyklonen Bahnen für Argentinien und die nördlich angrenzenden Länder gezeichnet. Eine ganze Reihe solcher Bahnen geht von SSW nach NNE, zum Schluss an der südbrasilianischen Küste entlang. Andere Bahnen gehen zuerst von den Anden ostwärts, um dann an der Atlantik-Küste nordnordostwärts der Küstenlinie zu folgen.

Der Kampf zwischen den heißen Nordwinden aus den Tropen und der kalten Polarluft aus dem Süden nimmt oft stürmischen Charakter an; wenn nach längerer Herrschaft der drückend schwülen Tropenwinde mit einem Vorstoß des Andenhochs die südliche Kaltluft einbricht, so entstehen die teils ersehnten, teils gefürchteten Pamperos, die, unseren nördlichen Kaltlufteinbrüchen, besonders den nordamerikanischen vergleichbar, oft plötzlich mit verheerender Gewalt einbrechen. Der Begriff des "Pampero" steht in der Literatur nicht einwandfrei fest. Während unsere deutsche Literatur den plötzlichen böenartigen ersten Einbruch der Kaltluft als "Pampero" bezeichnet, fasst die bodenständige Auffassung in Argentinien, besonders das argentinische Centralinstitut in Buenes Aires den gesamten Ablauf der Wettererscheinungen unter der Herrschaft der südlichen Kaltluft, also einen weit größeren Erscheinungskomplex unter dem Namen zusammen.

An der Atlantikküste von Uruguay bis nördlich von Santos werden die Einbrüche kalter Luft aus S bis SW "Minuanos" genannt. Die "Minuanos"-"Ventos dos Minuanos" Winde aus dem Gebiet des Indianerstamms der Minuanos, die in der argentinischen Provinz Entre Rios zwischen Parana und Uruguay sesshaft sind - lassen sich, wie schon Soltau ausgeführt hat, bis in die Gegend des Kap Frio nördlich Rios verfolgen.

Es ist für den Piloten, der in dem Gebiet der südbrasilianischen Küste fliegt, eine ausgemachte Tatsache, daß das "Wetter" aus dem Süden kommt! Herrscht heute z.B. in Porto Alegre ein bestimmter Wettercharakter, so rechnet der Pilot mit Sicherheit, daß er dasselbe Wetter morgen etwa in der Bucht von St. Catharina antreffen wird. Besonders dem Flugzeugführer Herrn Pütz vom Condor-Syndikat verdanke ich in dieser Beziehung treffliche Schilderungen über die Fortpflanzung der Wettererscheinungen.

Bei den Vorstößen der südlichen Kaltluft spielt ohne Zweifel auch der Verlauf der südbrasilianischen Küste eine Rolle. Vom Mündungstrichter des La Plata bis zum Kap St. Martha verläuft die Küste von SSW bis NNE, um dann nördlich von diesem Kap in der Bucht von St. Catharina bogenförmig zurückzuspringen. Nicht umsonst ist das Kap St. Martha als Wetter- und Klima-Scheide

bekannt.

bekannt.Spielt dabei auch der Verlauf der Meeresströmungen eine Rolle, so ist doch auch die Vorstellung möglich, daß an dem weit vorspringenden bergigen Kap geringfügigere Störungen aus dem Süden abgebremst werden. Die Küstenkonfiguration wiederholt sich weiter nordwärts in verstärktem Maße bei Kap Frio. Auch dieses ist als Klima-Scheide bekannt, nämlich - wie schon sein Name: kaltes Kap besagt - als äußerster, nördlichster Punkt, bis zu dem Kaltluftmassen aus dem Süden äquatorwärts vordringen.

Die aerologischen Aufstiege in Rio

Schon während unseres 5-wöchigen Aufenthalts in Rio machten wir mehrere Meßflüge in Rio und Umgebung, die jedoch nicht sehr hoch gingen. Es waren 3 Meßflüge über Stadt und Bucht von Rio, sowie ein Überlandflug der Küste ostwärts entlang in der Richtung nach dem Capo Frio. Auf der letzten Tour wurde sowohl auf dem Hin- wie auf dem Rückflug gemessen, so daß im ganzen aus der Rio-Zeit 5 Meßreihen zur Verfügung stehen. Die Tage der Meßflüge waren 10,, 18., 19. und 25. Januar. Die Aufstiege erfolgten sämtlich an klaren Schönwettertagen mit ihrem so typischen Witterungsverlauf: Geringe, veränderliche Luftbewegung in den unteren Atmosphärenschichten, des Morgens noch stellenweise leichter Dunst in den Winkeln der Bucht, tags blendende Klarheit der Luft mit ihrer Überfülle an Licht, drückend heiß. Morgens 1 - 2/10 Cu- und Frcu-Bewölkung, tags Zunahme der Wärmebewölkung, in den späten Nachmittagsstunden gigantisches Aufquellen mächtiger Wolkentürme, stets an der gleichen Stelle, über dem bis 2000 m aufsteigenden Orgelgebirge, dem nördlichen Abschluß der innersten Bucht. Abends Wetterleuchten in diesen Gewittertürmen, endlich mit zunehmender Abkühlung rasches Zusammensinken des Wolkengebäudes.

Die Höhenflüge vom 10. und 25. Januar zeigen in den untersten Schichten noch Reste der nächtlichen Bodeninversion oder der abkühlenden Seewinde, die meist in den Morgenstunden von Süden her in Bucht und Stadt Rio hineinwehen und zur Verbesserung des Klimas Rios nicht wenig beitragen (s.Figur 1 und 2 am Schluß der Arbeit).

Von dem Überflug nach der Gegend des Capo Frio am 18. 1. zeigt die Reihe auf dem Hinflug in den frühen Morgenstunden (in der Figur ausgezogen) wohl noch die nächtliche Abkühlung in Bodennähe, die vom Boden selbst bereits abgehobene Inversion zwischen 340 und 540 m. Auf dem Rückflug (in Figur gestrichelt) ist diese Inversion völlig verschwunden, und in den untersten 500 Metern hat starke Erwärmung eingesetzt.

Nach diesen ersten Erprobungen in Rio startete am 1. Februar die Flugexpedition zum Fluge nach dem Süden auf dem Wal-Flugboot "Bartolomeu de Gusmao". Die Etappe des ersten Tages war Rio-Santos. Am 2. Februar wasserten wir von Santos südwärts zuerst in Paranagua an. Südlich von Itajahy zwang uns Schlechtwetter zur Umkehr und zum Übernachten in Itajahy. Am 3. Februar kamen wir nach Zwischenlandungen in Floreanopolis und auf der Lagune von Torres nach dem südlichsten Punkt, nach Porto Alegre, der Hauptstadt des Staates Rio Grande du Sul, ander Lagoa dos Patos. In Porto Alegre verweilten wir am 4. und 5. Februar, machten am Tage unsere Pilotaufstiege von der Fliegerinsel aus und nachts einen Flugzeugaufstieg zur Messung der nächtlichen Temperaturen. Am 5. Februar mittags begann der Rückflug, am ersten Tag bis zu dem südbrasilianischen Seebad Torres, am zweiten nach Zwischenlandungen in der Nähe der Stadt Laguna bei dem berühmten Kap St. Martha, in Florianopolis, Itajahy, Santos bis nach Rio. Am Abend des 6. Februar tauchten wir aus 3200 m Höhe in steilem Abwärtsflug in die erstickende Schwüle des sommerlichen Rio. (s.Figur 5 - die südbrasilianische Küste mit den Orten, die unsere Flugexpedition berührte - am Schluß der Arbeit).

Ich muß hier in Kürze die Wetterlage während der Expeditionstage schildern:

Am

Am 1. Februar ergoss sich ein breiter Strom warmer Luft in dem weiten Stromland der La Plata-Flüsse südwärts bis zur Höhe von Bahia Blanca. Dort stand eine kalte Südströmung dagegen, die am nächsten Tage (2. 2.) beträchtlich nordwärts vorstößt und ein Hoch über Patagonien aufbaut.

Am 2. Februar ist über Rio das bekannte Hochsegment, das westlichste Stück des atlantischen Subtropenhochs zu sehen. Die 2 verschieden temperierten Luftströme haben zu einer Depression über der La Plata-Mündung geführt und zu einem ausgedehnten Regengebiet südlich des La Plata. Die 20°-Isotherme ist von der Bahia Blanca-Bucht bis zur La Plata-Mündung vorgestoßen. Am Ostrand der Anden greift warme Luft bereits wieder weit südwärts. (s. Druckverteilungsskizze vom 2. 2., Fig. 6, am Schluß der Arbeit).

Am 3. Februar ist unter starker Nordwärtsbewegung der kalten Luft das Tief bis in die Bucht von St. Catharina vorgetragen worden. Die 20°-Isotherme liegt nördlich von Porto Alegre und hat sich der 25er Isotherme stark genähert. Die Abkühlung ist so beträchtlich, daß eine 15°-Isotherme sogar über der La Plata-Mündung erscheint. Der Regen hat sich über ganz Uruguay und Südbrasilien ausgedehnt. An diesem Tage trafen wir nachmittags die schweren Schauer zwischen der Küste und Porto Alegre. Über dem mittleren Argentinien liegt (entgegen der gewöhnlichen Druckverteilung) hoher Druck, der am nächsten Tage, dem 4. Februar, Anschluß findet an das atlantische Hochdrucksystem. Hoher Druck bedeckt nun die La Plata-Mündung, Uruguay, Rio Grande do Sul und St.Catharina.

Am 5. Februar ist der normale Druckverlauf wieder hergestellt: Die Tiefenrinne von der Grenze Boliviens über das La Plata-Stromland bis zur Provinz Buenos Aires. Tief 753 mm südlich der La Plata-Mündung, mächtiges Regengebiet in der Provinz Buenos Aires; die 20°-Isotherme reicht etwa bis zum Mündungstrichter.

Am 6. könnte sich dasselbe Bild abwickeln wie 3 Tage vorher: Ein neues Hoch ist über Patagonien aufgebaut mit 768 mm Druck. Die 20°-Isotherme ist wieder nordwärts bis Rio Grande do Sul verschoben; Montevidio und sein östlich anschließender Küstenstrich haben noch Regen. Aber weiter nach Norden wirkt sich das Tief nicht mehr aus; es scheint diesmal nicht die nördliche Bahn eingeschlagen zu haben, sondern auf den Atlantik hinausgewandert zu sein, was durch die Beobachtung eines starken Morgengewitters über See am 6. Februar früh von Torres aus an Wahrscheinlichkeit gewinnt.

Am nächsten Tage breitet sich das neue Hoch wieder weit nordwärts aus.

Von den 16 aerologischen Meßreihen während der Flugexpedition möchte ich nur einige herausgreifen. Der Tag auf der Vorderseite der vom Süden kommenden Depression, der 2. Februar war zunächst interessant. Der Vormittag-Aufstieg an diesem Tage zwischen Santos und Paranagua zeigt eigentlich als einziger eine ausgesprochene Schichtung in der Vertikalen (s. Fig. 7 am Schluß der Arbeit).

Nach kräftigem Temperaturfall in den unteren Schichten setzt bei 490 m die Inversion ein, die in zweifacher Schichtung bis 1270 m reicht; darüber dann ungestörter normaler Temperaturabfall. Entsprechend ist auch der Gradient unten sehr groß, zwischen 0 und 500 m 0,74° pro hundert Meter, ereicht minimale Werte zwischen 500 und 1300 m; darüber dann wieder sehr starker Abfall, wie die folgende Tabelle zeigt:

Temperaturreihe 2. 2. zwischen Santos und Paranagua

Δ t/100 m				
0.0 - 0,5	0,5 - 1,0	1,0 - 1,3	1,3 - 1,8	1,8 - 2,2
0,74	0,02	-0,13	0,90	0,82

Die hier gefundene Temperaturschichtung ist typisch für den Fall des

Übergangs

Übergangs von Wasser auf Land bei auflandigen Winden. Da wir hier direkt über dem Küstensaum flogen, mußten sich bei den auflandigen Bodenwinden diese Verhältnisse herausbilden: Die zweigeteilte Inversion zwischen 490 und 1270 m wäre als Reibungsinversion anzusprechen und die Höhe von 1270 m wäre die obere Grenze der Turbulenzzone. Reibungsvorgänge müssen hier bei Winden mit einer Komponente See gegen Land sicher in verstärktem Maße auftreten, da es sich um keine Flachküste handelt, sondern bald hinter der Küste die Höhen der Serra do Mar bis zu 700 bis 900 m aufsteigen.

Am Nachmittag trat dann die erwähnte Wetterverschlechterung ein. Bald hinter Paranagua zeigte sich in 700 - 800 m ein Dunsthorizont, der an den Bergen scharf abschnitt und von einzelnen Cu und Frcu gekrönt war, die weiter nach Süden rasch an Ausdehnung und Mächtigkeit zunahmen. Bald sandte das Land eine silberglänzende Wolkenbank gegen das Meer heraus, die immer mehr zusammenwuchs und gegen Süden phantastisch anstieg. Die Temperaturreihe hier reichte nur noch bis wenig über 1000 m. Sie zeigte mäßigen Temperaturabfall bis etwa 700 m, dann verlangsamtes Abfallen, bis in 980 m eine sehr kräftige Inversion einsetzt, die Inversion über dem sich bildenden Wolkenniveau, deren weiteren Verlauf die eingetretenen Witterungsverhältnisse leider nicht zu verfolgen gestattete. Durch die sich völlig schließende Wolkendecke gingen wir nach unten, wobei 2 Wolkenetagen in 1000 m und in 500 m durchstoßen wurden; unten fiel bereits Regen. Wir waren in den Bereich der Depression gekommen, die, wie geschildert, an diesem Tage nordwärts zog. Südlich von Itajahy wurde der Regen so dick, daß jegliche Sicht benommen war und wir nach Itajahy umkehrten. Noch am gleichen Abend brach die kältere Luft auf der Rückseite ein und in den Waldbergen südlich und westlich Itajahy tobten Gewitter.

Daß es sich wirklich um einen Vorstoß kalter Luft gehandelt hat, zeigt deutlich die Temperaturmessung am folgenden Morgen zwischen Itajahy und Florianopolis. Trotz der nur halbstündigen Flugdauer gingen wir bis 2000 m hoch, und dann über Florianopolis im Steilflug abwärts, um eine möglichst hohe Schicht zu erfassen.

Die Höhentemperaturen der beiden Tage, des 2. und 3. Februar seien hier zum Vergleich nebeneinander gesetzt

Höhentemperatur-Änderung vom 2. zum 3. 2.

	2. Februar	3. Februar
200 m	26.3	22.3
500 m	24.1	23.2
1000 m	22.6	19.6
1500 m	21.1	16.3
2000 m	16.4	13.6

Für diesen gleichgerichteten Temperaturabfall in allen Schichten, der im Maximum 5°, im Mittel etwa 3° beträgt, kann weder ein lokaler Einfluß, noch die südlichere Breitenlage verantwortlich gemacht werden; es handelt sich um einen Vorstoß kälterer Luftmassen aus dem Süden.

Die weiteren Temperaturreihen an diesem Tage zwischen Florianopolis und Torres und zwischen Torres und Porto Alegre zeigen starken Temperaturabfall in den unteren Schichten, 0,7 -0,8°/100 m und nach oben keinerlei Schichtung. Wir waren in den Bereich kalter Luftmassen aus Süd gekommen, die in mehreren Staffeln heranbrandeten. Nach mehreren leichten Böen an der Küste kamen wir gegen Mittag, zwischen 12 und 13 Uhr in eine ganz schwere Böe, die uns gerade auf dem letzten Streckenabschnitt dieses Tages traf, als das Flugboot die Landstrecke überflog, die zwischen der Küste und der Lagoa dos Patos, an der Porta Alegre liegt, zu überqueren ist. Wir durchflogen diese Böe bei fast nächtlichem Dunkel, in etwa 30 m Höhe, während ein tropischer Regenguss die

Sicht

Sicht zeitweise unter 100 m senkte.

Figur 8 (am Schluss der Arbeit) zeigt in der Form der Thermoisoplethen den Kaltluftvorstoss vom 3. Februar. Deutlich ist das beständige Absinken der Temperatur in allen Höhenlagen zu erkennen, das schon in 500 m durch keine mittägige Erwärmung mehr aufgehalten wird. Die letzte Reihe auf der rechten Seite war noch vor der schweren Böe zwischen Küste und Porto Alegre gemessen. Es ist also sicher, dass die Temperatur hinter dieser schweren Böe noch weiter kräftig sank. Die tiefen Wolken der mehrfach bis Porto Alegro heranbrandenden Böen gestattete leider kein Höhergehen mehr zu einer neuen Temperaturreihe.

In Porto Alegre, wo sich am nächsten Tag, dem 4. Februar das Wetter rasch aufklarte, machten wir vom 4. zum 5. einen Nachtflug, zum Zweck einer nächtlichen Höhentemperaturmessung. Sein Diagramm ist das folgende:

Die Inversionsschicht liegt dem Boden noch nicht auf, sondern beginnt erst in einer Höhe von etwa 100 m. Bei dem heiteren klaren Nachthimmel erfolgt Abkühlung in der Bodennähe durch Ausstrahlung. Dabei ist aber die Turbulenz in den untersten Schichten um diese Stunde (Mitternacht) noch zu groß, als daß schon die reine Umkehr am Boden einsetzte. Die Vielgestaltigkeit des Terrains, der Wechsel von Wasser und Land, von Ebene und Berggelände hat um diese Zeit die unterste Luftschicht noch nicht zu vollem Ausgleich und zur Ruhe kommen lassen. Diese Ruhe tritt erst in den Morgenstunden ein; dann liegt auch die Inversion dem Boden auf. Bei 800 m zeigt sich dann eine Störung, die Temperatur fällt rascher ab, die Feuchtigkeit nimmt zu. Hier ist das Kondensationsniveau angedeutet, in dem sich im Laufe des Tages die Cu und Frcu bilden werden.

Eine 2. Thermoisplethen-Darstellung schildert bereits einen Abschnitt vom Rückflug, den wir am 5. Februar antraten und am 6. zu Ende brachten. Der Reiseflug ging wieder der atlantischen Küste entlang, die mit ihrem jetzt in der Sonne des Südens heraufleuchtenden Bradungsstreifen einen unvergleichlichen Anblick bot.

Von Florianopolis ab verliessen wir allmählich die Küste, um den im Hinterland von Itajahy, in der Gegend von Blumenau zahlreich siedelnden deutschen Landsleuten einen Besuch wenigstens in den Lüften abzustatten.

Die thermischen Verhältnisse bei diesem Wechsel von Küste auf Land zeigt die isoplethariche Darstellung Figur 10.(am Schluss der Arbeit)

Beim Verlassen der Küste steigen die Höhentemperaturen mächtig an und die Isolinien wölben sich über dem Lande stark auf.

Es wurde noch auf andere Weise versucht, die verschiedenen thermischen Verhältnisse über Wasser und Land darzustellen, indem die Temperaturmessreihen, die ausgesprochen über der See erhalten waren, von denen getrennt wurden, bei denen das Flugzeug mehr über dem Küstenland oder gar weiter landeinwärts flog. Es zeigt sich ein deutlicher Unterschied in den Gradientwerten:

	Meer:	Küstenland:
0,0 - 0,5	0,64	0,29
0,5 - 1,0	0,40	0,59
1.0 - 1,5	0,42	0,69
1.5 - 2,0	0,87	0,61
2,0 - 2,5	0,85	0,62

Der größte Unterschied ist in der bodennahen Schicht, die über Land viel stärker erwärmt wird, als über Wasser; daher der viel kleinere Gradient über Land. Zwischen 500 und 1500 m würde die Temperatur über dem Land eine raschere Senkung erfahren; jedoch über1500 m kehren sich die Verhältnisse schon wieder um.

Es ist vielleicht etwas kühn, aus dem geringen Material von 16 Höhentemperatur-Reihen Mittelwerte zu bilden. Ich habe es trotzdem versucht, wobei die

nächtliche

nächtliche Temperaturmessung in Porto Alegre ausgeschaltet wurde. Aus den 15 übrig bleiben Reihen ergaben sich als mittlere Gradienten für die südbrasilianische Küste:

Mittlerer Temperatur - Gradient an der südbrasilianischen Küste; Δ t°/ 100 m

km	0-0.2	0.2-0.5	0-0.5	0.5-1.0	1.0-1.5	1.5-2.0	2.0-2.5	2.5-3.0
Δ t°/100 m	0.20	0.56	0.42	0,52	0.60	0.70	0,73	0.73

Es ist frappant, daß auch die wenigen Reihen von Rio de Janeiro, die die eigentlich zum Mittelbilden nicht berechtigen, fast genau die gleichen Gradienten ergeben wie die von der südbrasilianischen Küste gewonnenen. Es ist dies nachträglich eine Art von Rechtfertigung der ersten Mittelbildung. Trotz der erstaunlichen Übereinstimmung bis zu 1500 m, soweit die Rio-Aufstiege reichen, die die folgende Tabelle veranschaulicht, sind in der weiteren vergleichenden Diskussion nur die Werte der südbrasilianischen Küstenexpedition verwertet.

km	Δ t°/ 100 m	
	Rio:	Südbrasilien:
0.0 - 0.2	0.23	0,2o
0.2 - 0.5	0.48	0.56
0.0 - 0.5	0.38	0.42
0.5 - 1.0	0.52	0.52
1.0 - 1.5	0.57	0.60

Die Klimatologie der freien Atmosphäre weist noch große Lücken auf, die gerade über dem südamerikanischen Kontinent besonders weit klaffen. Man muß, um unsere Temperaturreihen an Bekanntes anzuschließen, schon auf die klassischen Arbeiten von Hergesell, Teisserenc de Bort und Rotsch zurückgehen, die Peppler zusammengefaßt hat. Für das subtropische Hochdruckgebiet im nördlichen Atlantik zwischen 221/2 und 37 1/2° N ergaben sich aus Aufstiegen zwischen Mai und September die folgenden Temperatur-Gradienten mit der Höhe:

h/km	Δ t/100 m
0 - 0.5	1.06
0.5 - 1	0,48
1 - 2	0.30
2 - 3	0.50
3 - 4	0.57

Reiches Material aus dem südatlantischen Ozean, der hier wegen seiner Nachbarschaft besonders interessieren würde, hat die große Meteor-Expedition nach Hause gebracht. Aus vorläufigen Mitteilungen von Reger und Kuhlbrodt ergibt sich aus 3 Querschnitten in 9°, 15° und 22° S eine wesentliche Bestätigung der Verhältnisse, wie sie nördlich vom Äquator gefunden worden sind. Auch hier, im Bereich des SE-Passates herrscht von unten bis zu 500-700 m überadiabatischer Gradient, selbst bei Nacht; darüber folgt von 500-700 m ab feuchtadiabatische: Temperaturabnahme, bis an der oberen Begrenzung der Passat-Strömung eine Temperaturinversion einsetzt.

Solch

Solch starke, überadiabatische Temperaturgradienten sind an der südbrasilianischen Küste nirgends gefunden worden, auch dann nicht, wenn der Flug über das freie Meer in Entfernung von der Küste ging.

Im äquatorialen Deutsch Ostafrika wurden sowohl an der Küste, wie am Viktoria-Nyanza See in 1140 m Höhe Aufstiege gemacht, die unabhängig von der Höhenlage in der untersten Stufe einen überadiabatischen Gradienten ergeben. Es folgen die Werte:

Äquatoriales Afrika:

°C/ 100 m

h/km	Küste	Viktoria-Nyanza See (1140 m)
0		
0.5	1.08	-
1	0.50	-
1.5	0.57	1.06
2	0.49	0.62
2.5	0.46	0.73
3	0.50	0.74

Am ehesten sind unsere Werte von der südbrasilianischen Küste noch zu vergleichen mit den aus zahlreichen Messungen abgeleiteten Gradienten über Batavia, welche einen sehr gleichmäßigen, mittelstarken Abfall bis in große Höhen aufweisen.

Zum Vergleich seien die einzelnen hier erwähnten Gradienten in einer Tabelle mit unseren südbrasilianischen in Verbindung gebracht:

° C / 100 m

h / km	Subtropen Nordatlantik	Äquatoriales Afrika; Küste	Batavia	Südbrasilien
0 - 0.5	1.06	1.08	0.56	0.42
0.5 - 1	0.48	0.50	0.60	0.52
1 - 1.5	0.30	0.57	0.56	0.60
1.5 - 2	0.30	0.49	0.56	0.70
2 - 3	0.50	0.48	0.55	0.73
3 - 4	0.57		0.54	

Die Höhenaufstiege an der südbrasilianischen Küste zeigen soweit sie reichen, nämlich bis 3000 m, eine sehr starke gleichmäßige Durchglutung der Atmosphäre, die durchaus verglichen werden kann mit den tropischen Werten von Batavia. Eine durchaus gleichmäßige Abnahme der Temperatur mit der Höhe ist hier wie dort zu sehen, die nichts hat von der Sprunghaftigkeit der Gradienten z. B. im Passatgebiet, die ihrerseits durch starke Bodenerhitzung und die mächtigen Inversionen an der Obergrenze des eigentlichen Passats bedingt ist.

Der Höhentemperaturschichtung an der südbrasilianischen Küste fehlen ja auch fast vollständig die Inversionen. Außer den Bodeninversionen bei Nacht und in den Morgenstunden, die von der nächtlichen Ausstrahlung herrühren, zeigen nur noch die 2 Reihen vom 2. Februar zwischen Santos und Itajahy richtige Umkehrschichten. Sonst läßt die Atmosphäre hier die blättrige Struktur vermissen, die z. B. Georgii und Seilkopf bei ihren Flügen in Columbien fanden und die dort, wenigstens bei schwachen Winden, die Ursache einer ungewöhnlichen Luftruhe war. Vertikalbewegungen durch Konvektion hatten also hier bei uns freiere Bahn und der Erfolg war bei unseren Flügen eine weit größere Böigkeit, die sich oft unangenhem bemerkbar machte. Besonders beim Kreuzen der Küstenlinie, direkt über dem Küstensaum, sowie bei Annäherung an die ber-

gigen

bergigen Teile des Küstenlandes ist immer wieder starke Böigkeit notiert.

Wir waren auf unserer Flugexpedition in der angenehmen Lage, die aerologischen Flugzeugmessungen durch Höhenwindmessungen ergänzen zu können, indem wir auf dem Rückflug an verschiedenen, gerade wichtig erscheinenden Küstenpunkten niedergingen und Pilotaufstiege machten.

Die Pilotergebnisse vom 4., 5. und 6. Februar zeigen nun ebenfalls recht wenig Schichtung, was durchaus in Übereinstimmung steht mit der geringen gefundenen Temperaturschichtung. Schon die Windmessung in Porto Alegre, am südlichsten Punkte der Flugexpedition zeigten über schwachen veränderlichen Winden in den untersten Schichten, meist schon von 1000 m ab, eine fast linear mit der Höhe zunehmende West-Strömung ohne Schichtungsstruktur.

Die Pilotaufstiege während der Flugexpedition seien in der horizontalen Projektion ihrer Bahnen gezeigt.

Zuerst Nr. 83 herausgegriffen aus der Zahl der Aufstiege in Porto Alegre als typisches Beispiel: eine ausgesprochene durchgehende Westströmung.

Nr. 85 Aufstieg auf der Lagune von Torres, bei dem die östliche Unterschicht bis 1000 m entwickelt ist.

Nr. 86 Aufstieg bei dem berühmten, mehrfach erwähnten Kap St. Martha. Und

Nr. 87 in Florianopolis. Bei beiden Westwinde bereits in geringen Höhen einsetzend.

Nr. 88 Die Pilotmessung am Strande von Santos mit doppelter scharfer Winddrehung in 600 m und 1800 m, der jedoch keine Temperaturschichtung entsprach. (s. Fig. 11, horizontale Projektion der Pilotbahnen, am Schluß der Arbeit).

Die Temperaturmittel selbst für die einzelnen Höhenstufen gebildet, ergeben in

500 m	1000 m	1500 m	2000 m
23.8	21.6	18.8	14.8

Verglichen mit Batavia in 6° 11' S, wo die jährliche Schwankung sehr klein ist, also unbedenklich das Jahresmittel genommen werden kann:

500 m	1000 m	1500 m	2000 m
23.6	20.6	-	15.0

im heissesten Monat allerdings:

500 m	1000 m	1500 m	2000 m
24,3	21.1	-	16.1

Aus Deutsch-Ost-Afrika; Küste:

500 m	1000 m	1500 m	2000 m
22.2	19.7	16.9	14.4

Diese mittleren Höhentemperaturen sind ein Beweis für die bekannte Tatsache, daß die ganze Luftmasse der Subtropen merkbar wärmer ist, als die der Tropen, was sich schon in den Temperaturen der unteren Tausender ausdrückt.

Unser geringes Forschungsmaterial, gesammelt in der Zeitspanne von wenigen Wochen, kann nicht im Stande sein, die Lücken auszufüllen, die unsere Kenntnisse vom Wettergeschehen in Südbrasilien noch aufweisen. Nicht ein einmal und vereinzelt durchgelegter Schnitt kann hier neue Erkenntnis bringen, sondern nur jahrelange systematische Beobachtungsarbeit.

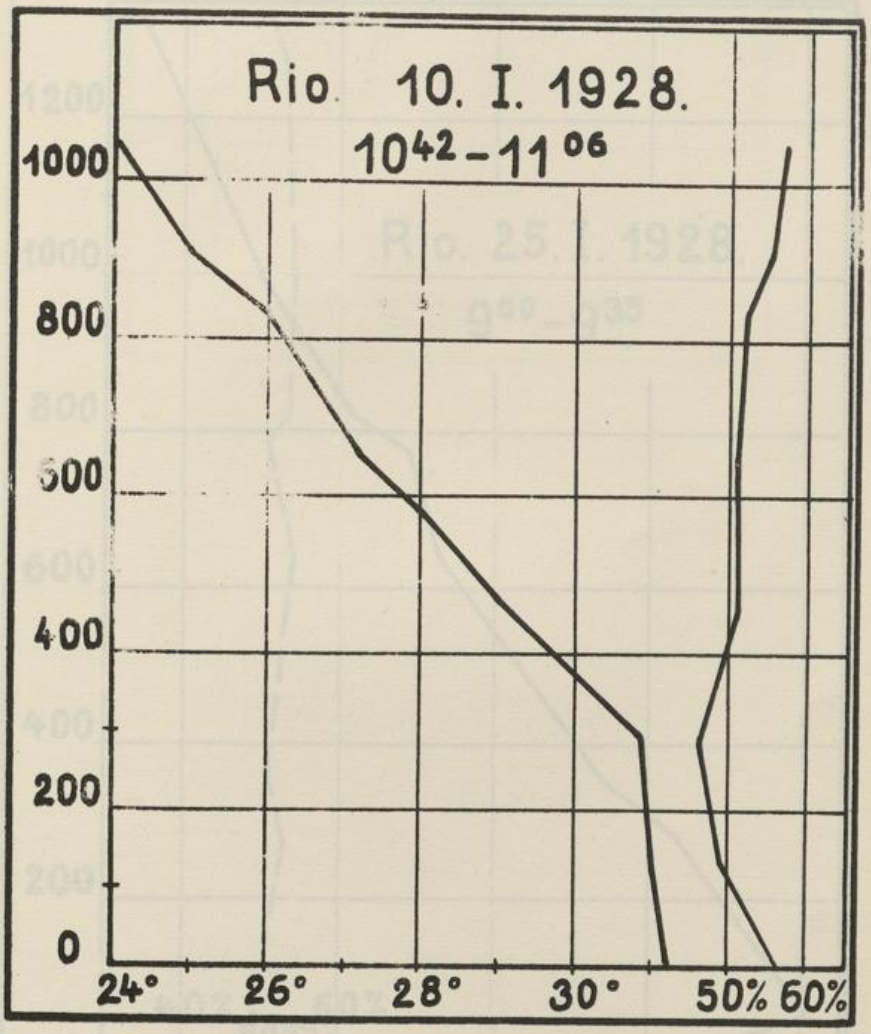
Ich habe versucht, auf die praktischen Aufgaben hinzuweisen, die des Flugmeteorologen drüben harren und ich glaube es ist klar geworden, daß es keine zu große Kluft ist, die die Aufgabenbereiche des deutschen Flugmeteorologen von denen seines Kollegen an der südbrasilianischen Küste trennt. Der deutsche Meteorologe, der einem grämlichen deutschen Winter entrinnen kann, um die gepriesenen Wunder der Tropen zu sehen, wird sich nicht allein die Landschaft, son-

dern

sondern auch seine beratende Tätigkeit in jeder Welt zunächst als paradiesisch vorstellen. Es gehört zu den großen Täuschungen, daß dem nicht so ist. Ich habe erwähnt, daß wir in einem Tiefdruckwirbel durch Regen und Unsichtigkeit zur Umkehr gezwungen wurden. Ich habe von den schweren Einbruchsböen gesprochen, die wir unter tropischen Regengüssen vor Porto Alegre durchquerten. Später während der Schiffsreise lagen wir am 26. Februar mit der "Sierra Ventana" einen ganzen Tag lang im Hafen von Santos bei rauschendem Regen, während die etwa 40 m hohen Masten einer Drahtseilfähre in die Wolken tauchten und der Blick zeitweise kaum bis zum jenseitigen Ufer des Hafenarms in eine Entfernung von 300 m drang. Schlechtwetterverhältnisse nicht anders,als in unseren deutschen Mittelgebirgen, wenn ein Tiefdruckkern bis ins Herz Deutschlands den Weg gefunden hat. Und man stellt sich unwillkürlich die Frage, die auch Herr Prof. Seilkopf als Passagier und Wetterberater des Luftschiffs "Graf Zeppelin" auf 2 Fahrten nach Südamerika im vergangenen Herbst sich gestellt hat: Wodurch unterscheidet sich eigentlich das Wetter jener gerühmten atlantischen Küsten des tropischen und subtropischen Südamerika von unserem gewohnten deutschen Flugwetter ?

Tafel 1

Figur 1

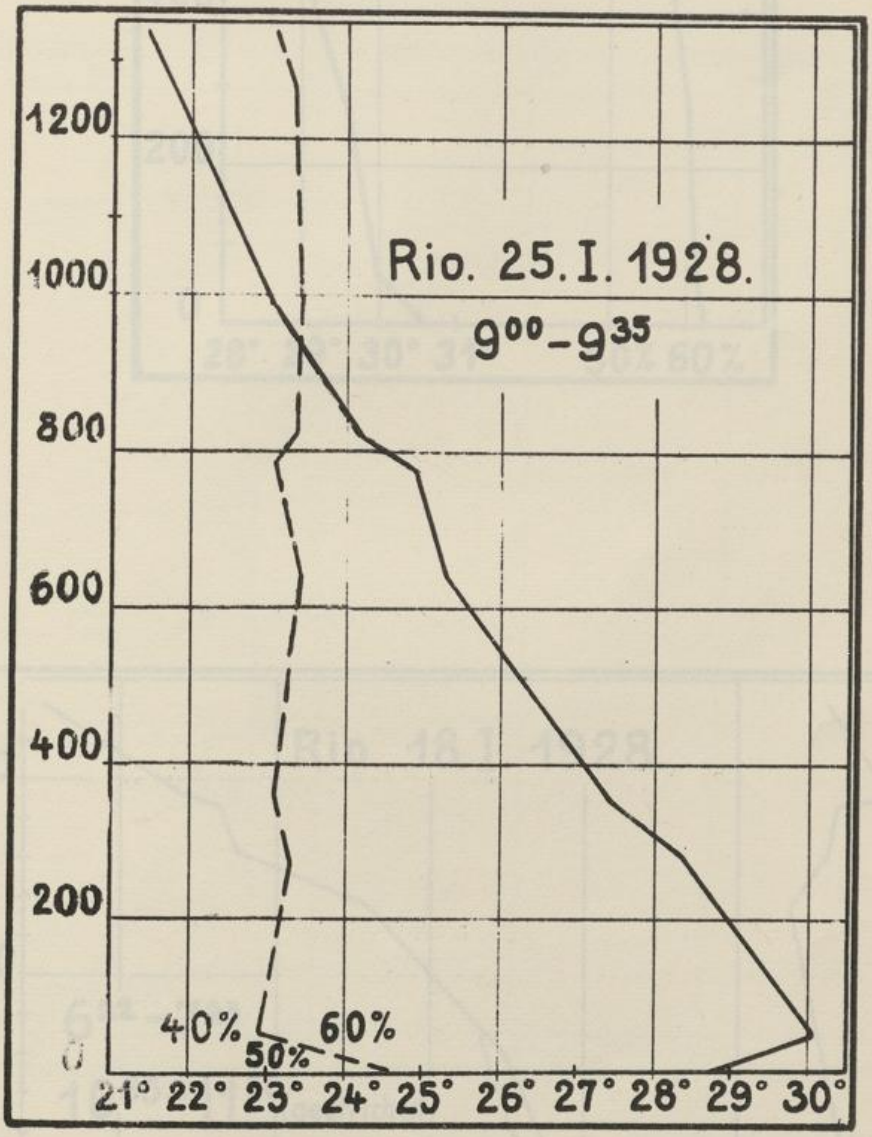


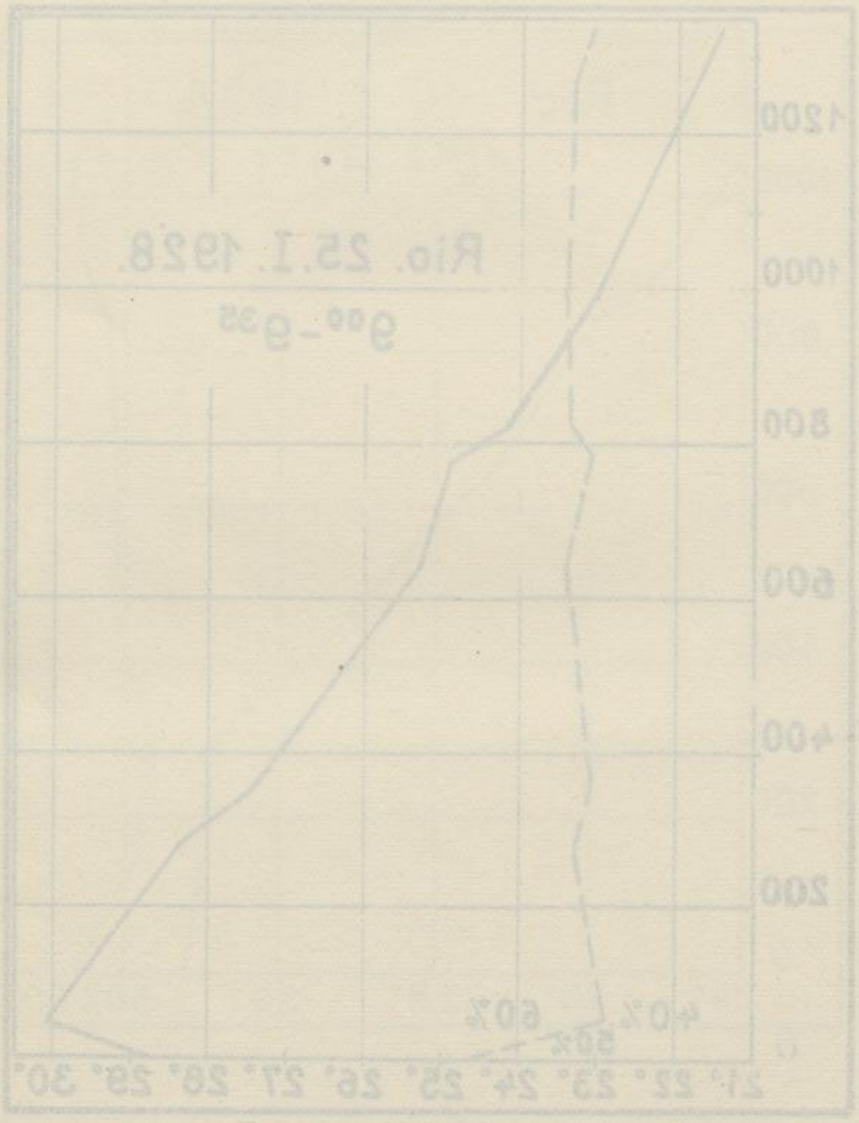
Tafel I

Figur 1

Tafel 2

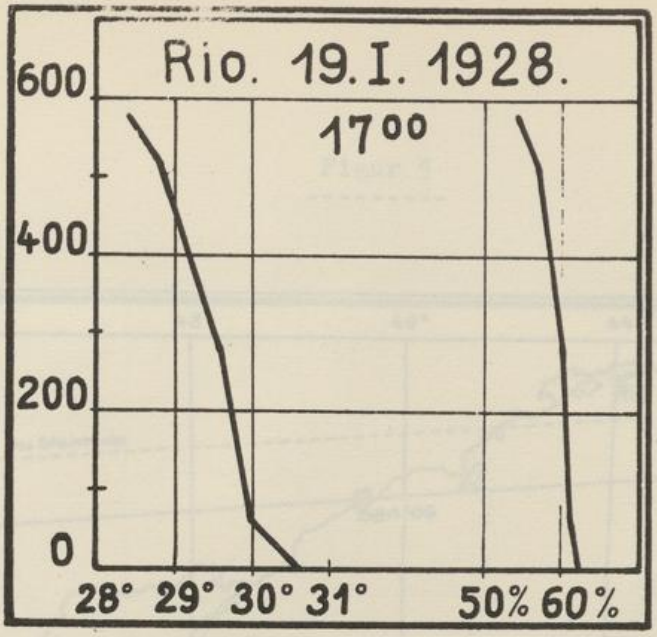
Figur 2

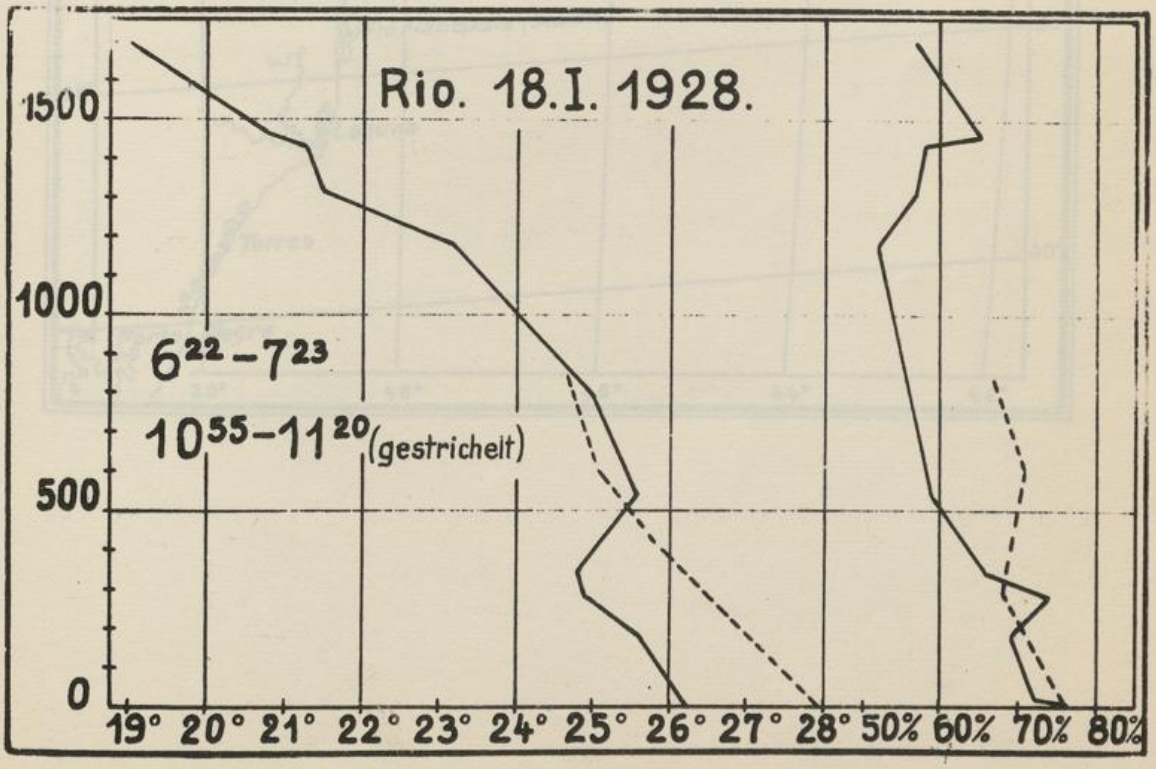




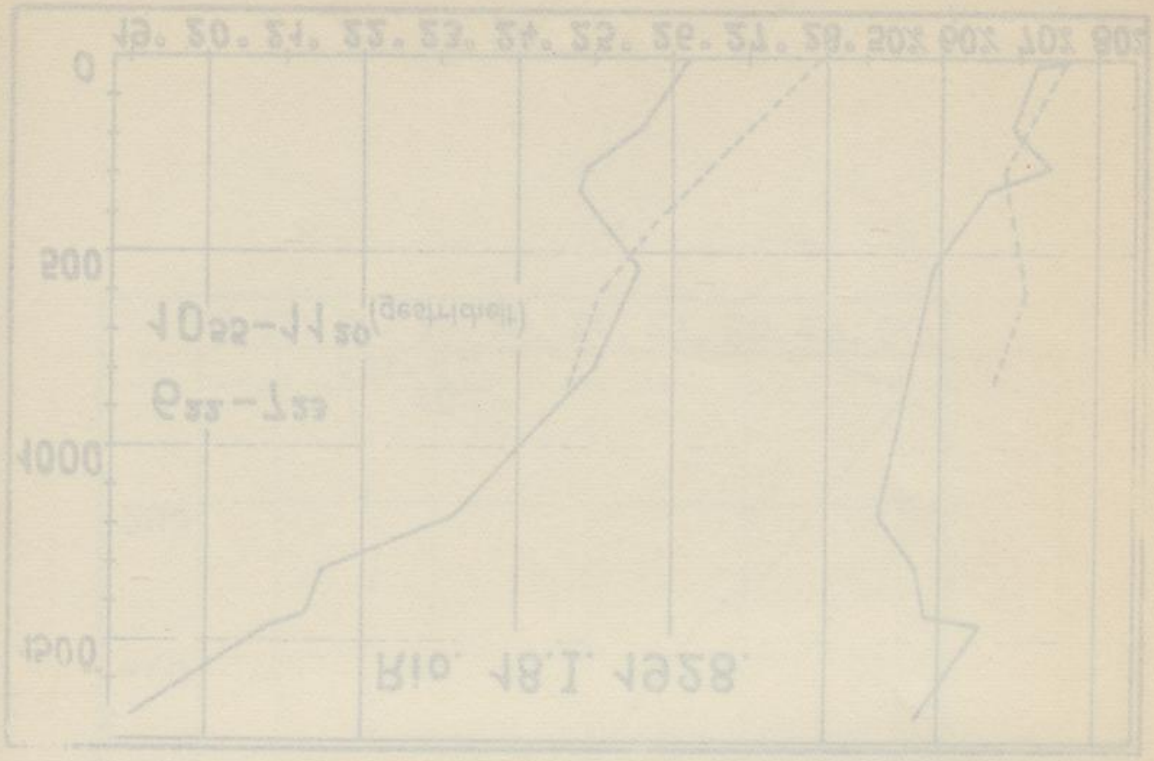
Tafel 3

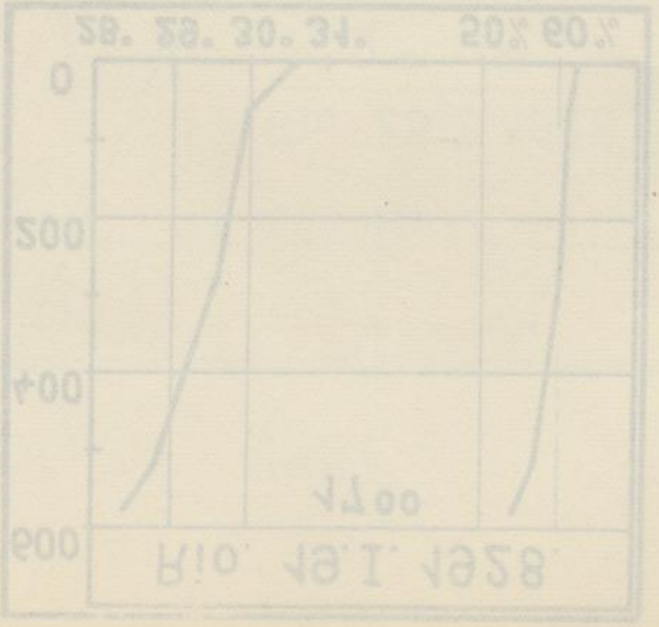
Die Temperaturreihe vom 19. 1. zeigt die gewaltige gleichmäßige Durchstrahlung der unteren Atmosphäre in den Nachmittagsstunden, 17 Uhr; kaum ein merklicher Temperaturabfall in den unteren 500 Metern! Die Feuchtigkeit zeigt bei den 3 Aufstiegen große Konstanz (50 - 60 %).





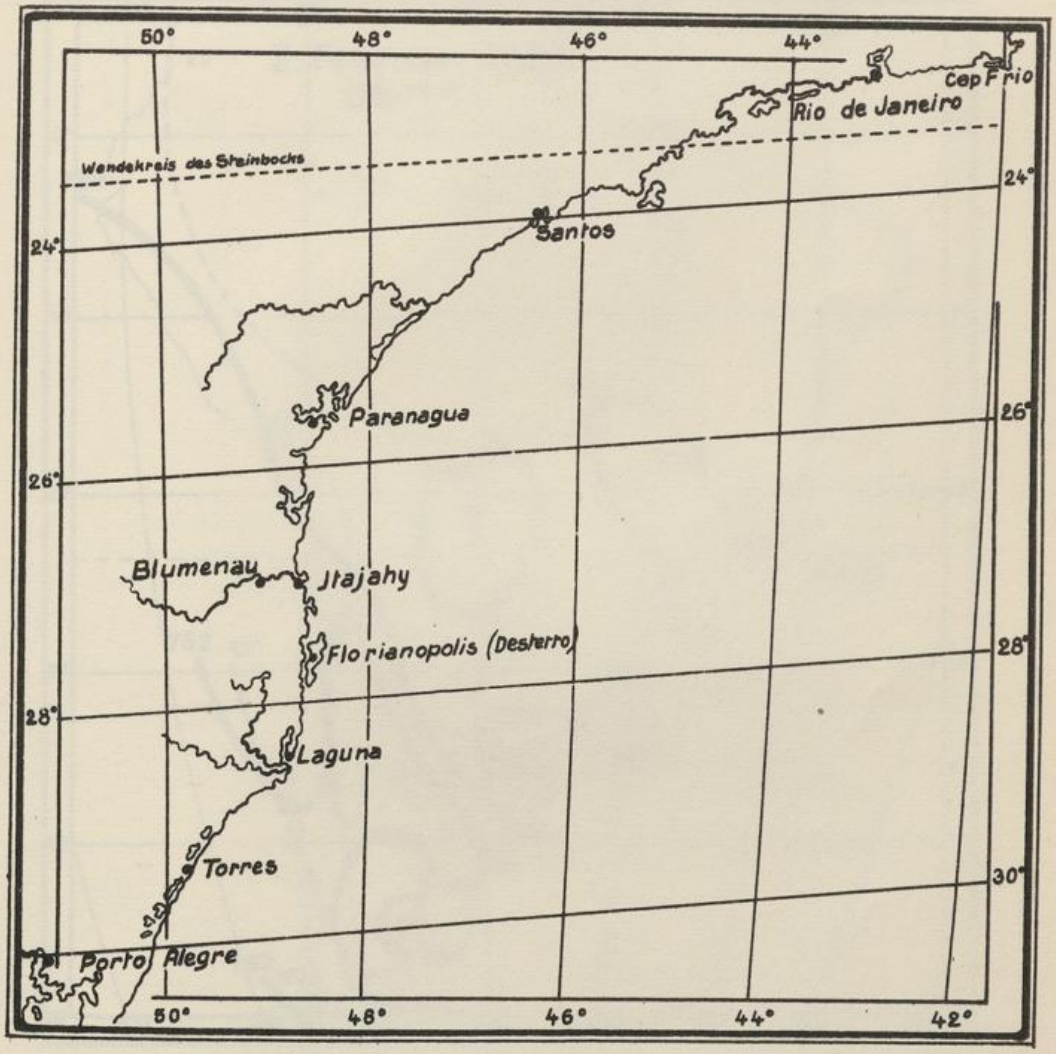
Figur 4

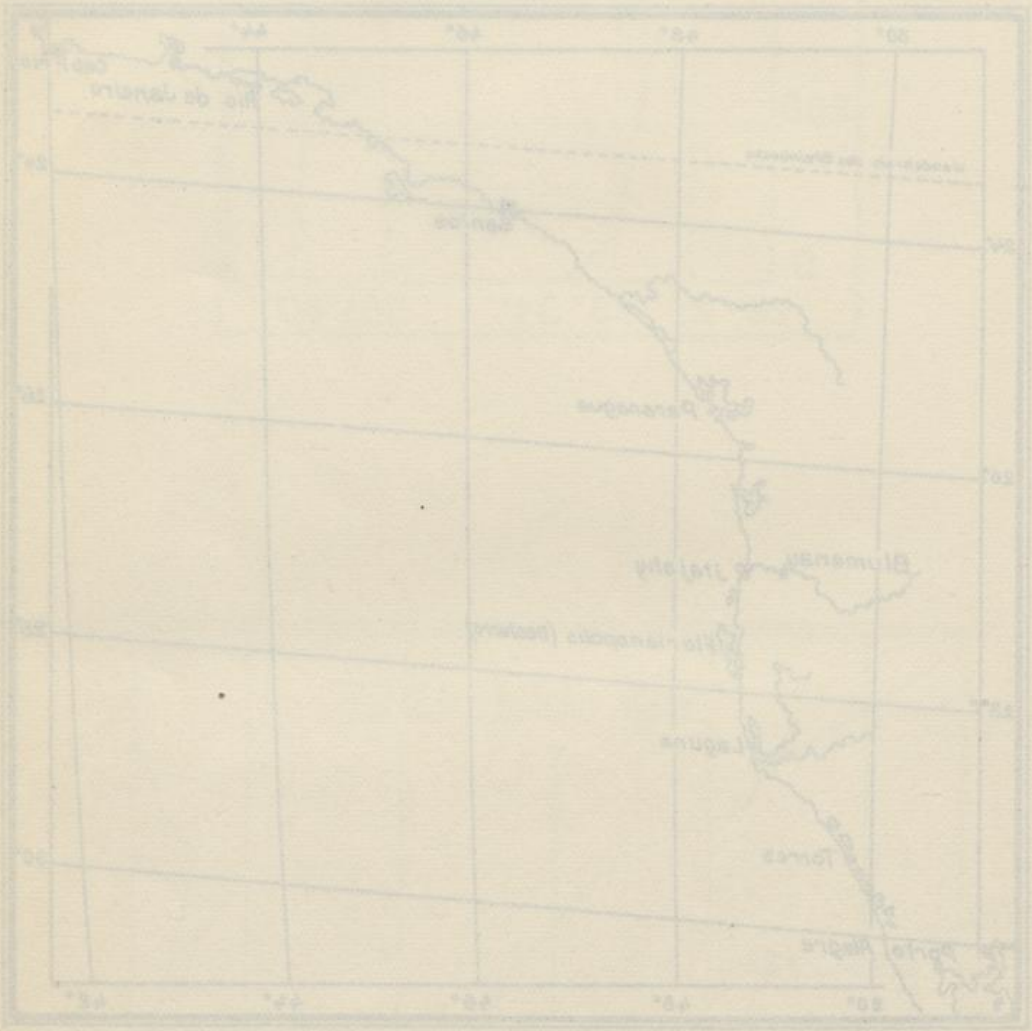

Rio. de J. 1958.


Rio. de J. 1958.

Tafel 4

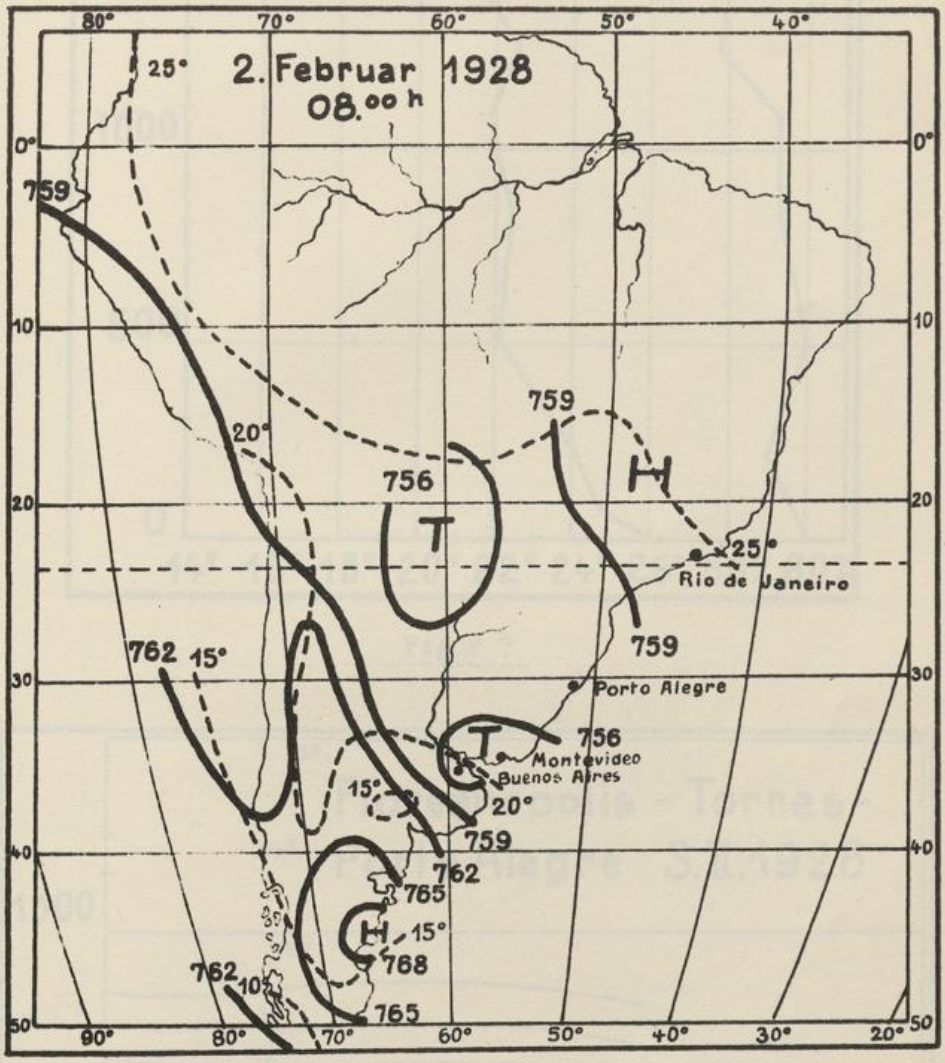
Figur 5

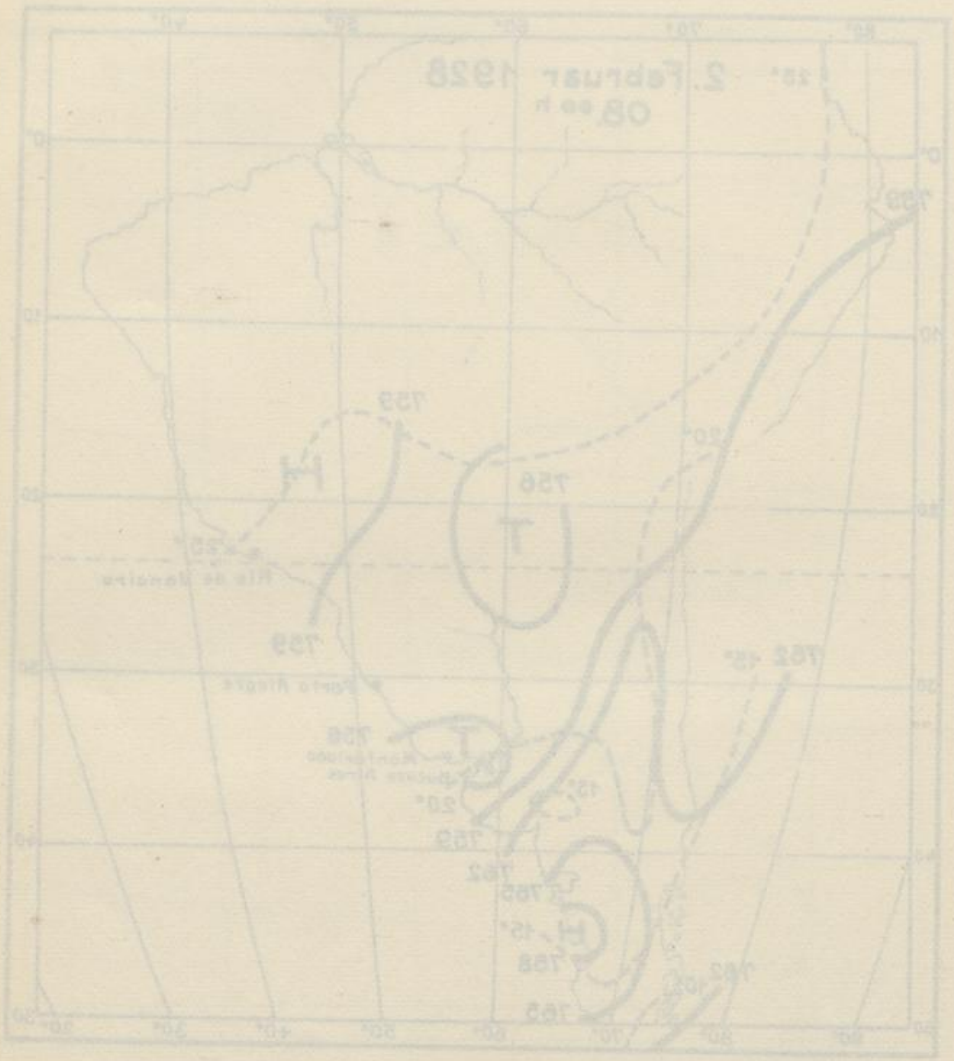




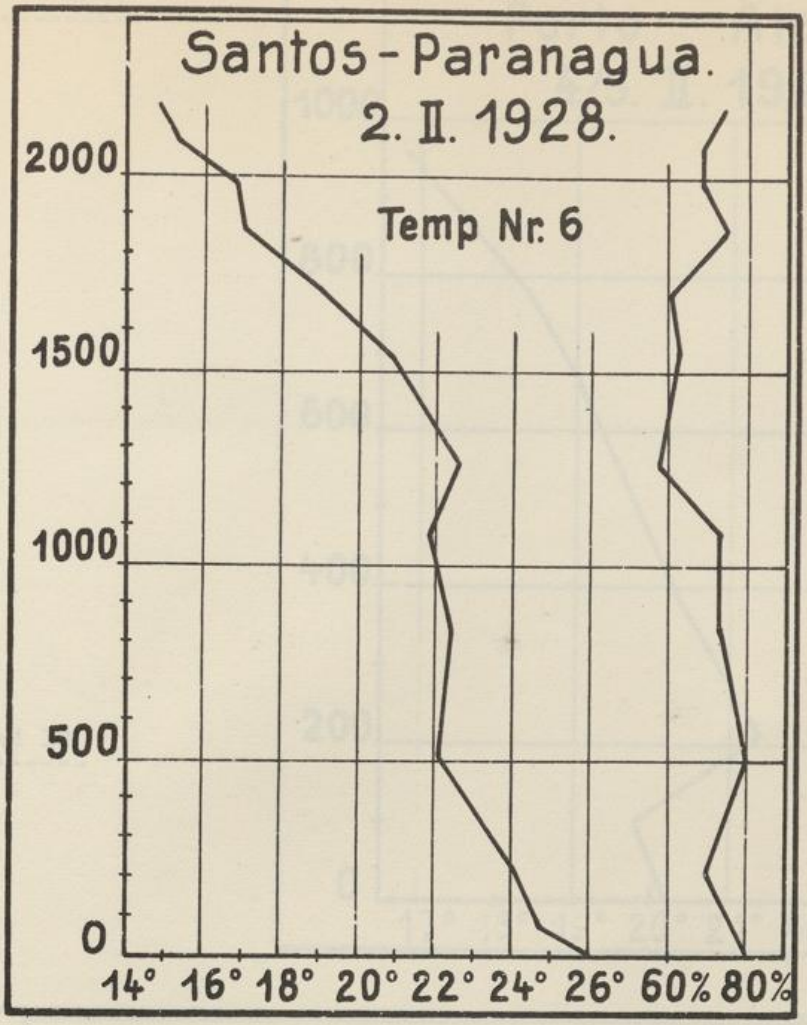
Tafel 5

Figur 6

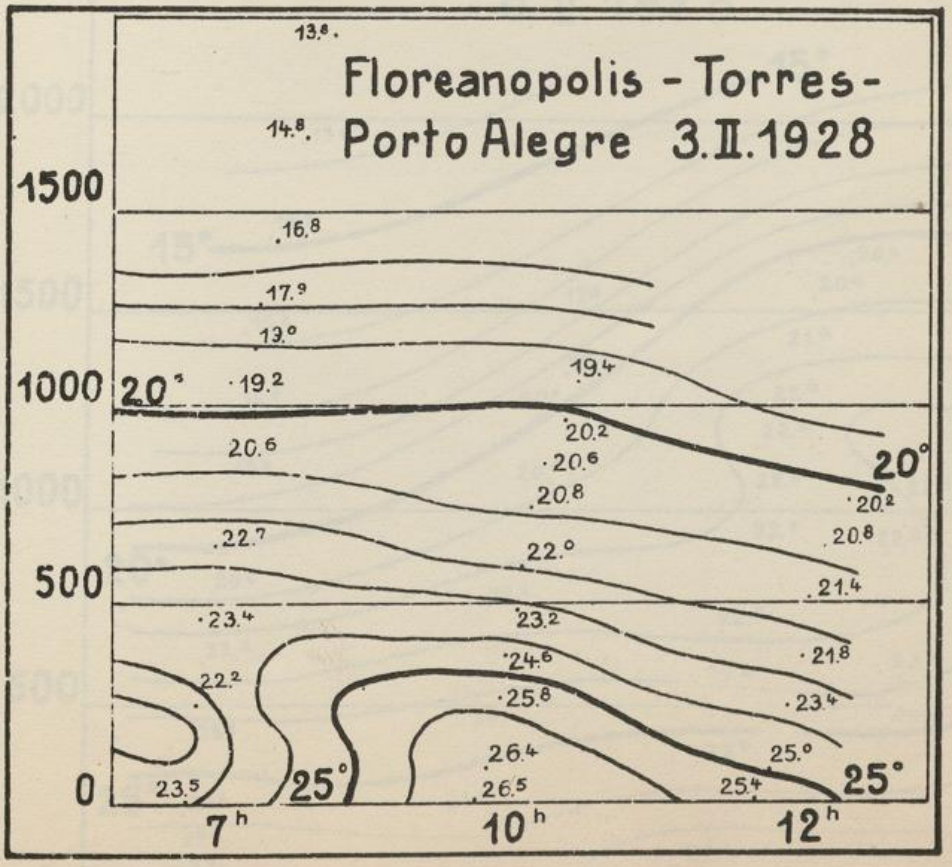


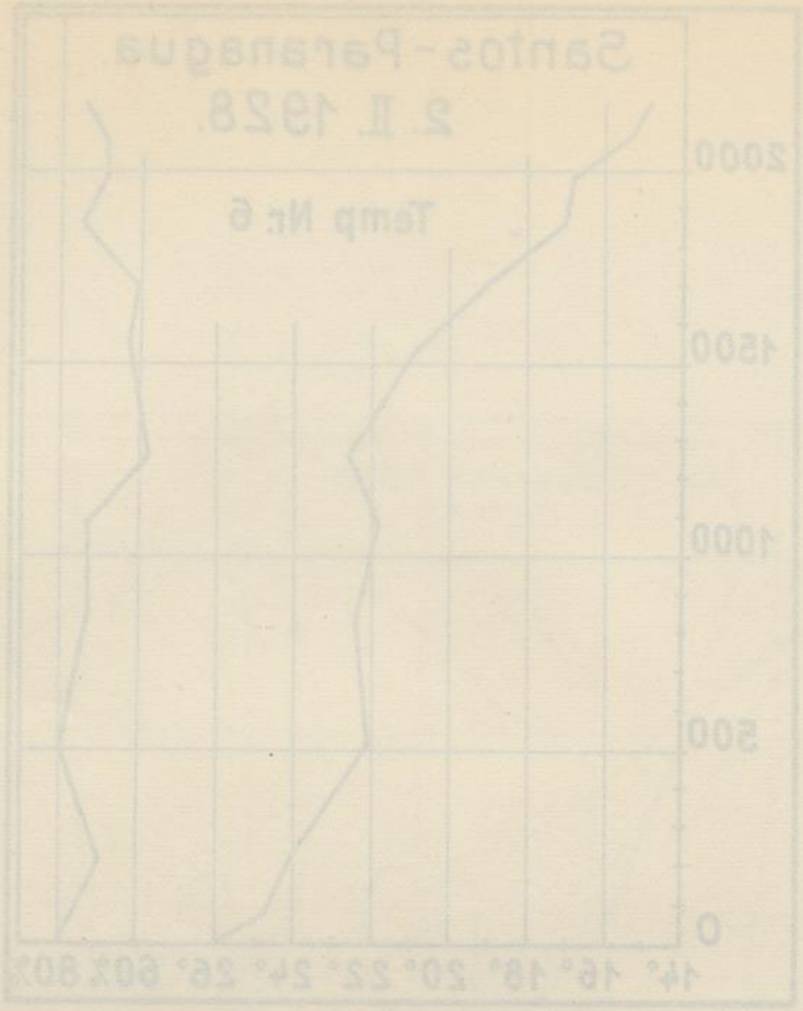


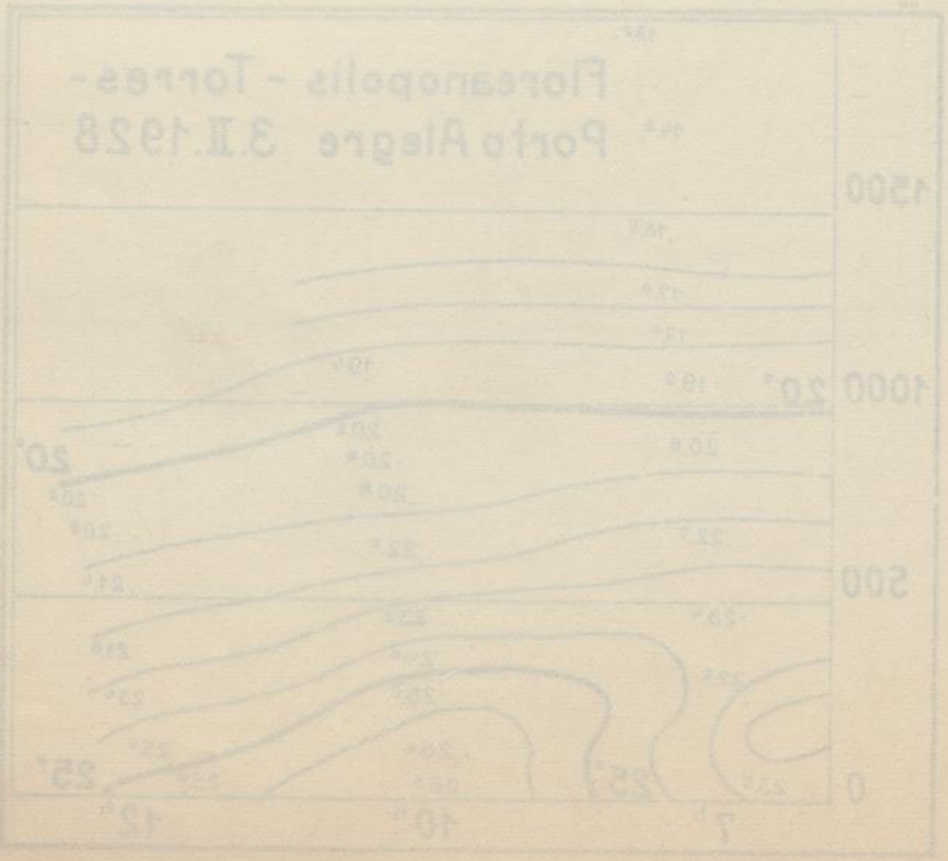
Tafel 6



Figur 7




2000
1500
1000
500
0


1500
1000
500
0

Tafel 7

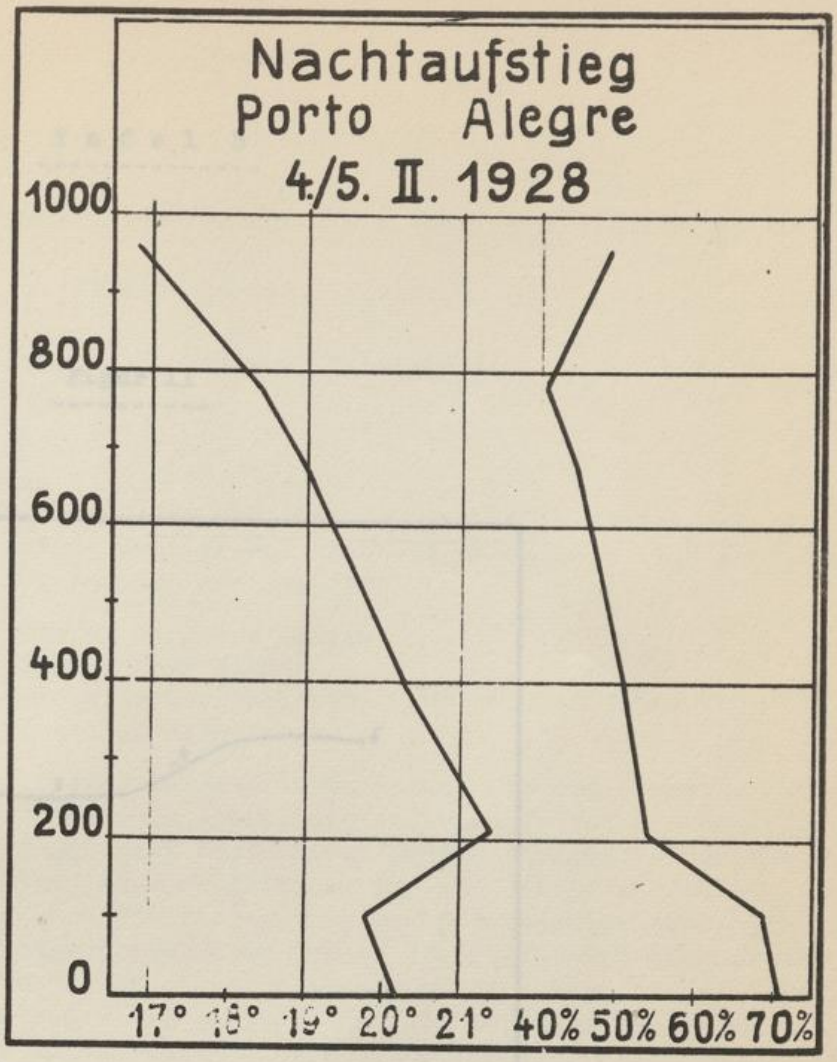
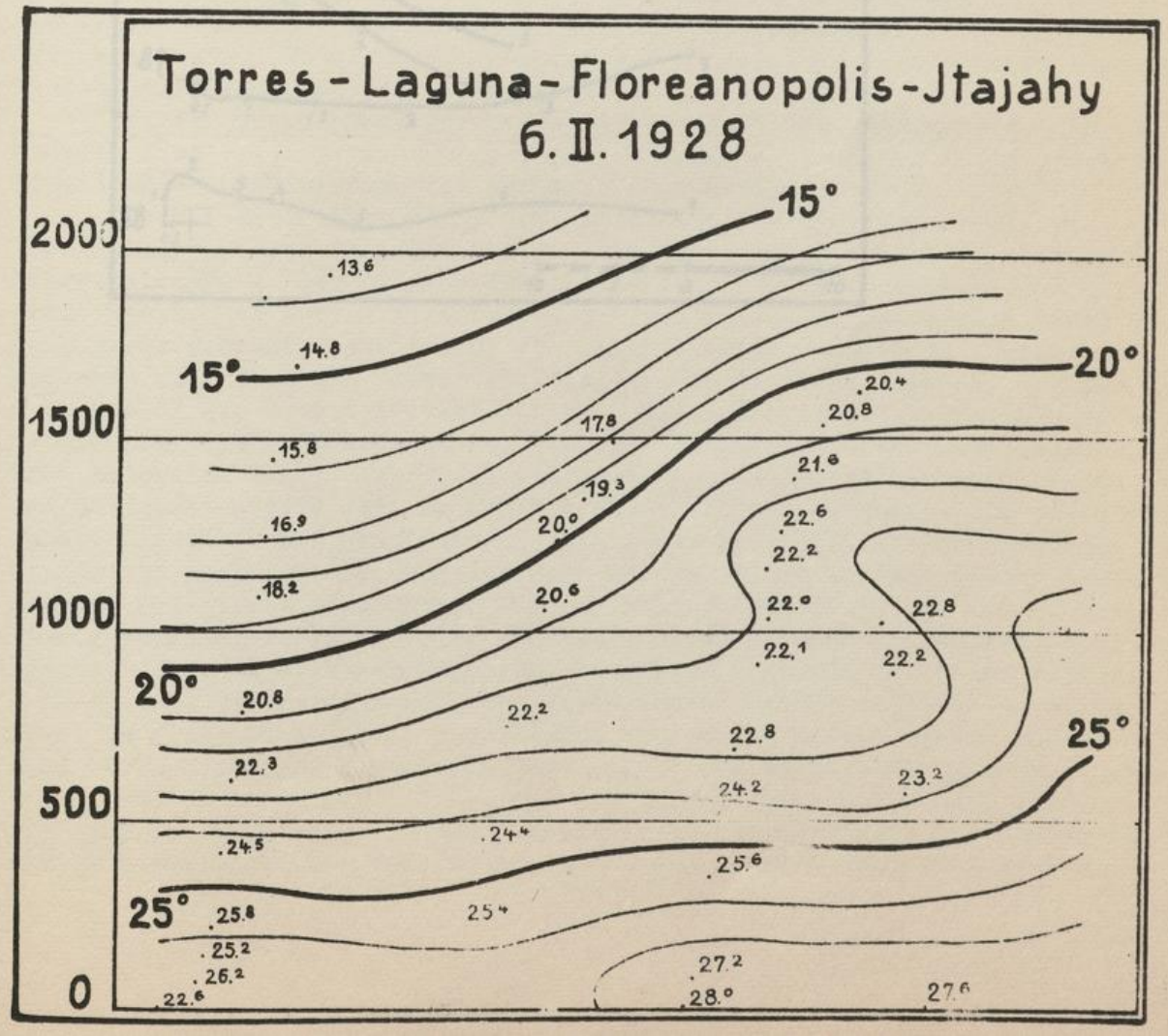
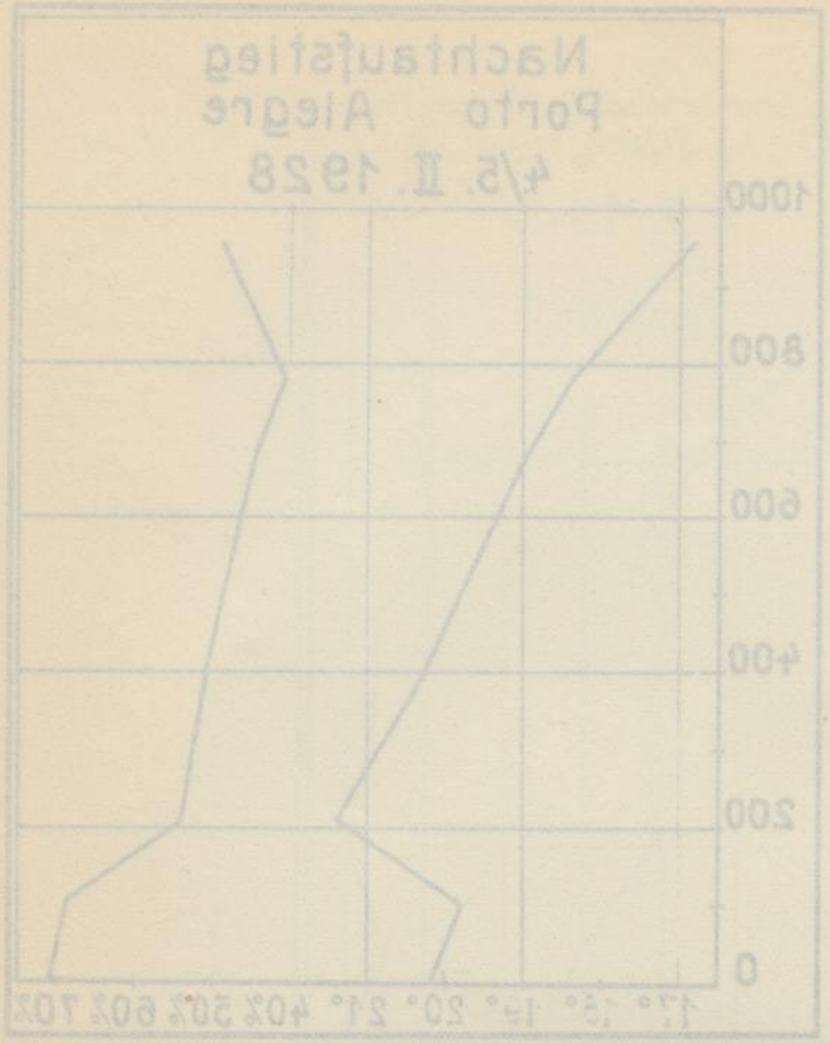
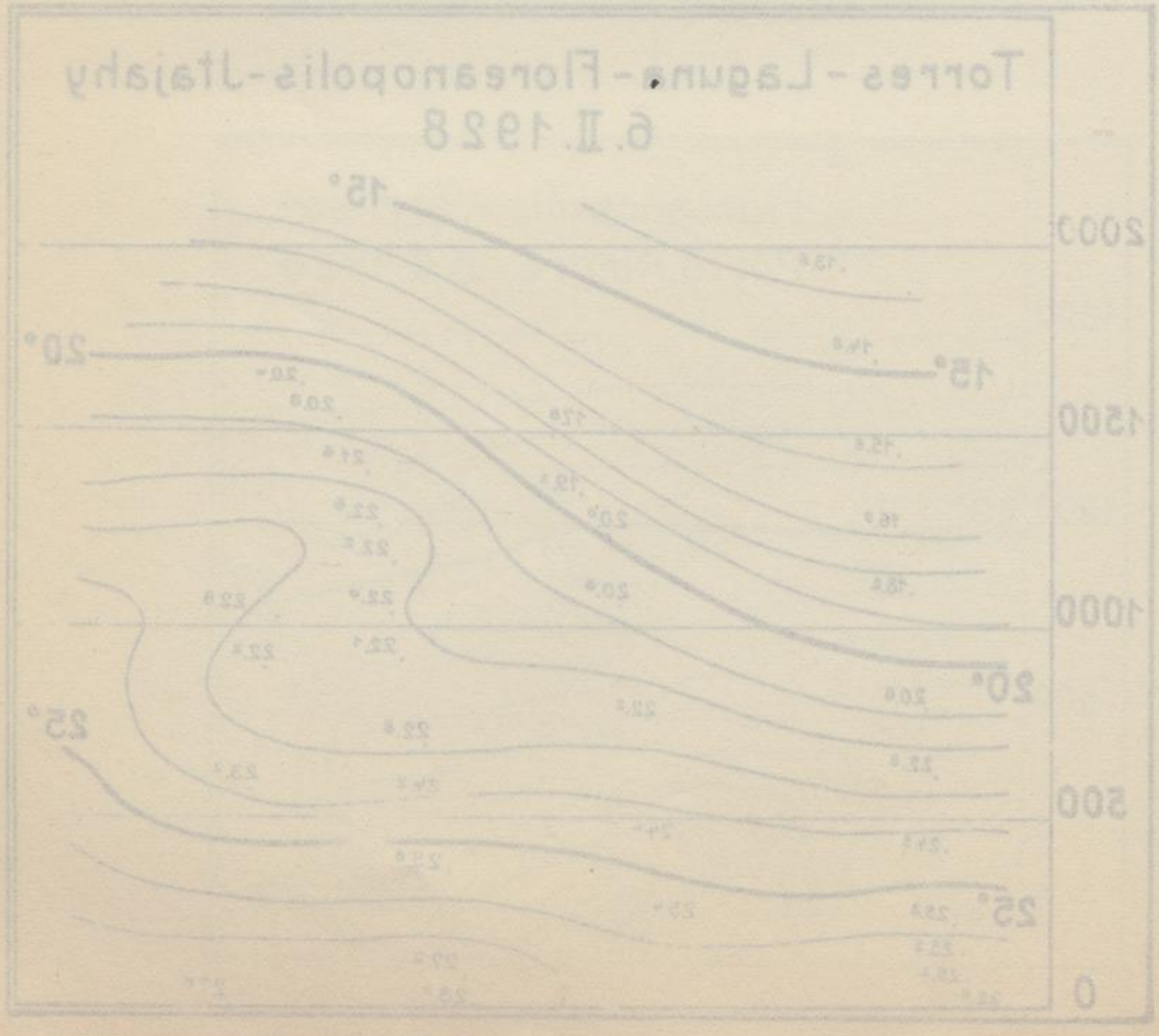


Fig. 9 und 10

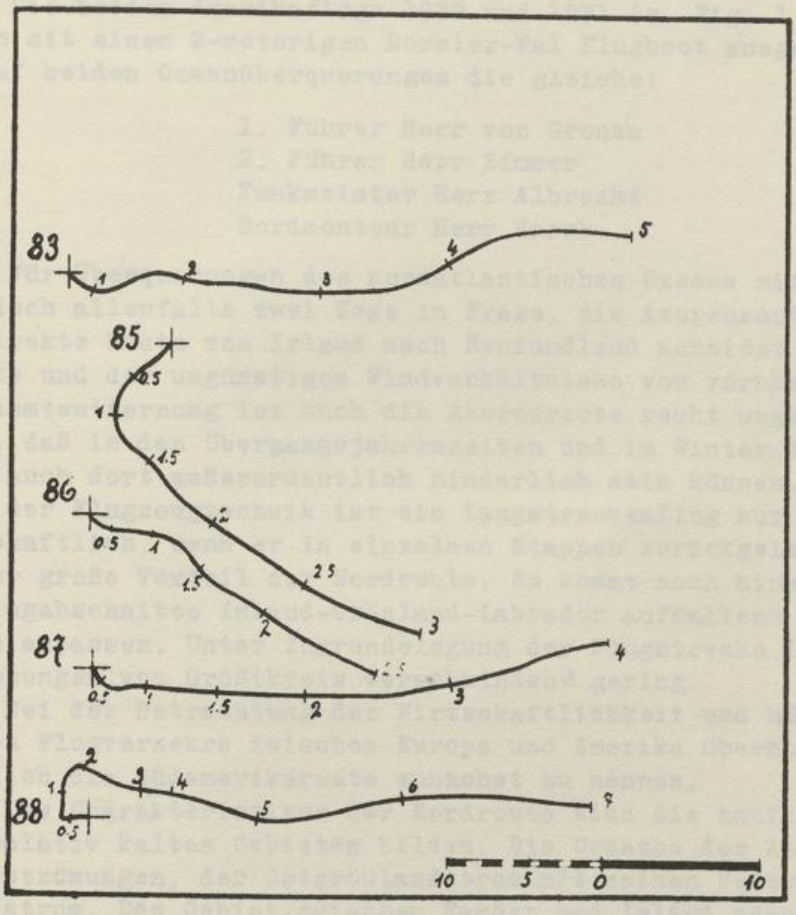


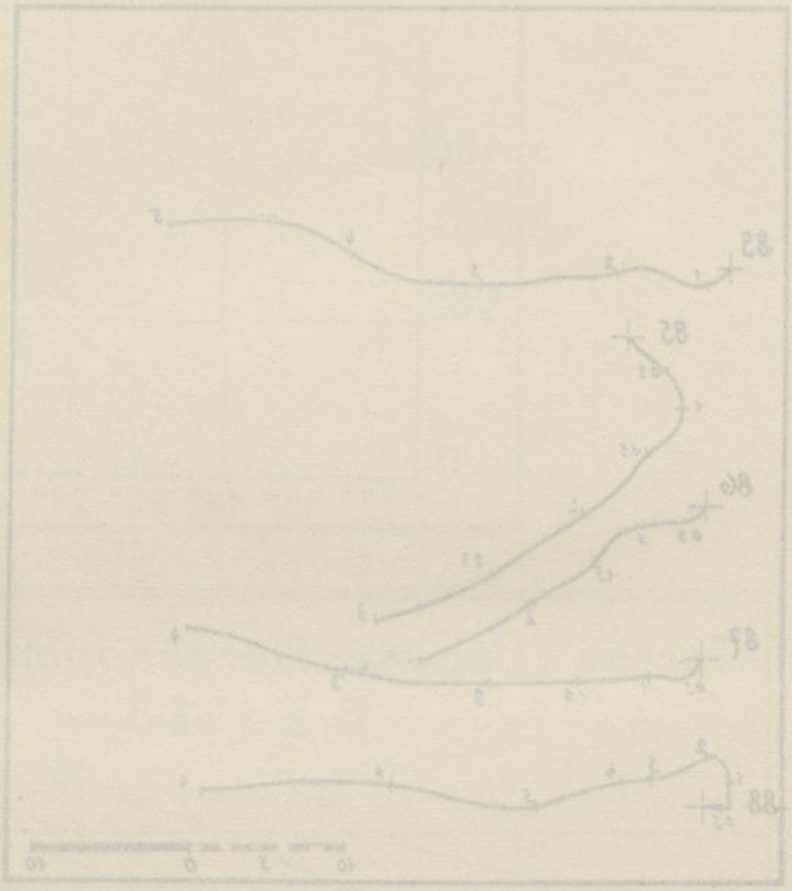

1000
800
600
400
200
0


15°
20°
25°
2000
1500
1000
500
0

Tafel 8

Figur 11





Gronauflüge 1930/31 auf der Nordroute

(Island-Grönland-Labrador)

von G. H. Baumann, Warnemünde.

Die beiden Amerikaflüge 1930 und 1931 (s. Fig. 1 am Schluß der Arbeit) wurden mit einem 2-motorigen Dornier-Wal Flugboot ausgeführt. Die Besatzung war auf beiden Ozeanüberquerungen die gleiche:

1. Führer Herr von Gronau
2. Führer Herr Zimmer
Funkmeister Herr Albrecht
Bordmonteur Herr Harck

Für Überquerungen des nordatlantischen Ozeans mit dem Flugzeug kommen praktisch allenfalls zwei Wege in Frage, die Azorenroute und die Nordroute. Die direkte Route von Irland nach Neufundland scheidet wegen der großen Seestrecke und der ungünstigen Windverhältnisse von vornherein aus. Bezüglich der Gesmtentfernung ist auch die Azorenroute recht ungünstig, ganz davon abgesehen, daß in den Übergangsjahreszeiten und im Winter die Witterungsverhältnisse auch dort außerordentlich hinderlich sein können. Nach dem heutigen Stand der Flugzeugtechnik ist ein Langstreckenflug nur dann einigermaßen wirtschaftlich, wenn er in einzelnen Etappen zurückgelegt werden kann. Das ist der große Vorteil der Nordroute. Es kommt noch hinzu, daß sich die einzelnen Flugabschnitte Island-Grönland-Labrador auffallend genau sich dem größten Kreise anpassen. Unter Zugrundelegung der Flugstrecke List-Chikago sind die Abweichungen vom Größtkreis verschwindend gering.

Bei der Betrachtung der Wirtschaftlichkeit und Möglichkeit eines regelmäßigen Flugverkehrs zwischen Europa und Amerika überhaupt ist selbstverständlich die Südamerikaroute zunächst zu nennen.

Das Charakteristikum der Nordroute sind die häufigen Nebel, die sich über relativ kalten Gebieten bilden. Die Ursache der Abkühlung sind kalte Meeresströmungen, der Ostgrönlandstrom mit seinen Verzweigungen und der Labradorstrom. Das Gebiet zwischen Faröer und Island zeichnet sich durch besonders große Nebelhäufigkeit aus; die Nebelverhältnisse dieses Gebietes entsprechen annähernd der Nebelverteilung an der Ostküste Islands, wie aus Fig. 2 am Schluß der Arbeit ersichtlich ist. Mit einer vergleichsweise geringen Nebelhäufigkeit auch während des Sommers hebt sich die Westküste heraus, was wohl in erster Linie eine Folge des im Westen um Island herumgreifenden warmen Golfstromwassers ist. Da bei den Etappenflügen Reykjavik als Zwischenlandehafen gewählt wird, kann man diese Art der Nebelhäufigkeitsverteilung mit starker Abnahme von der Ost- zur Südküste und einem Minimum an der Westküste als die günstigste bezeichnen. Das Schlechtwettergebiet, das der Ostküste häufig vorgelagert ist, ist in den meisten Fällen nach Westen hin scharf begrenzt; die Südspitze bei Portland bezeichnet Rodewald auf Grund seiner meteorologischen Erfahrungen auf den isländischen Gewässern als Wetterscheide, wobei im allgemeinen östlich derselben schlechtes Wetter (Nebel und tiefe Wolken) herrscht, während westlich davon Sicht und Wolkenhöhe sprunghaft zunehmen.

Große Ähnlichkeit hiermit hat das Küstenwetter Grönlands. In Fig. 3 ist die Zahl der Nebeltage von zwei Stationen an der Westküste für die einzelnen Monate mitgeteilt. Die Ursache dieses Nebels ist die Abkühlung wärmerer Luft

über

über dem an der Westküste Grönlands nordwärts geführten Treibeises und kaltem Wasser. Es handelt sich also um einen Nebel, der wie der typische Seenebel im Sommer (Mai-Sept,) am häufigsten beobachtet wird, und zwar bleiben bei ablandigen Winden, wie beispielsweise auch bei Föhn, die Fjorde selbst im allgemeinen nebelfrei. Dies ist vom Verfasser während seines Aufenthaltes in Grönland gar oft festgestellt worden. In den Wintermonaten ist die Zahl der Tage mit Nebel sowohl innerhalb als auch außerhalb der Fjorde verschwindend gering. Eine ausschlaggebende Rolle spielen die örtlichen Verhältnisse, wie aus dem Vergleich der beiden Stationen Jvigtut und Nanortalik hervorgeht (s. Fig. 3 am Schluß der Arbeit). Ivigtut weist nämlich im August im Mittel 7 Nebeltage auf, während Nanortalik im selben Monat auf das Doppelte (14-16 Nebeltage pro Monat) kommt. Nanortalik ist im Gegensatz zu Jvigtut außerhalb eines Fjordes und etwas südlicher gelegen. Wie in der Nebelhäufigkeit beider Stationen, offenbart sich auch in dem jährlichen Temperaturgang ein gewisser Klimaunterschied zwischen dem "kontinentalen" Jvigtut und dem "maritimen" Nanortalik.Diser Nebel vor der Westküste Grönlands ist für die Nordroute ein schweriwgendes Moment, da er unter Umständen die wegen der Gleichartigkeit der Küste an sich nicht leichte Ansteuerung des Zielhafens ganz erheblich erschweren kann. Diesem kann nur entgegengetreten werden durch eine zuverlässige Bodenorganisation.

Es ist selbstverständlich, dass die Windrichtung auf alle übrigen Witterungsfaktoren einen wesentlichen Einfluss ausübt. Ozeanische Inseln, besonders Steilküsten, wie sie Grönland besitzt, bedeuten für die Luftbewegung grosse Hindernisse. Die im allgeimen nur flachen Eis- und Kaltwassernebel können bei stärkeren Winden an der Luvseite erheblich anwachsen, namentlich, wenn bei Zufuhr feuchter Luft ausserdem Staubewölkung entsteht. Andererseits wird bei Leewetterlagen der sonst stets vor der Westküste Grönlands lagernde Nebel vollkommen verschwinden.

Es soll bei dieser Gelegenheit noch ein Wort über die allgemeine Druckverteilung über Grönland gesagt werden. Verfasser stützt sich dabei auf die im Sommer 1931 dort gesammelten Flugerfahrungen. Durch Vergleich der täglich gezeichneten Wetterkarte mit den Höhenwindmessungen und der tatsächlichen Wetterentwicklung war es möglich, einen guten Überblick über die lokalen Einflüsse des grönländischen Kontinents auf das Wetter zu gewinnen. Es stellte sich heraus, dass man unter gewissen Bedingungen sehr wohl von einer glazialen Antizyklone sprechen darf. Werden doch die vom Westen kommenden Tiefdruckgebiete im allgemeinen vor der Küste um das Kap Farewell herum abgelenkt oder über dem schneebedeckten Kontinent selbst unwirksam gemacht. Dabei wirken natürlich Grönland als grosses und mächtiges Feld- bezw. Eismassiv selbst und das Strahlungshoch in gleicher Weise. Das Hochdruckgebiet weicht in solchen Fällen gewöhnlich für kurze Zeit nordostwärts zurück. Es ist hier nicht der Platz, näher darauf einzugehen, doch darf nicht vergessen werden, dass periodenweise der hohe Druck über Grönland vollkommen verschwindet. Es wurde beobachtet, dass eine Parallelität mit dem Azorenmaximum besteht, dass bei nördlicher Lage desselben, etwa wie im Februar dieses Jahres (tiefer Druck über den Azoren), Sturmzyklonen über Grönland hinwegziehen. Subtropische Warmluft wird unter diesen Umständen in mächtigem und anhaltendem Strom weit nach Norden geführt und verlegt die Sturmbahn in wesentlich höhere Breiten. Tiefer Druck über Grönland, d.h. starke zyklonale Tätigkeit über dem schneebedeckten Kontinent muss als durchaus annormaler Witterungszustand bezeichnet werden.

Im folgenden soll ein kurzer Überblick über das Flugwetter während der beiden Ozeanüberquerungen gegeben werden. Die Wiedergabe der Flugwetterberichte ist in diesem Falle deswegen von Interesse, da an bestimmte Wetterlagen stets die gleichen, für dieses Gebiet charakteristischen Witterungserscheinungen geknüpft sind - ein Moment, das der Flugwetterprognose auf diesen grossen Strecken sehr zugute kommt.

A m e r i k a f l u g 1930

1.) List a/Sylt - Färöer, am 18. August (Fig. 4)

Wie erwartet zeigte sich ein Hochdruckrücken über der Nordsee, einen der norwegischen Küste vorgelagerten Kern mit einem Hoch über den Alpen verbindend. Diese Devergenz trennte zwei Strömungssysteme voneinander, das zum Rigabusen abwandernde Ostseetief und eine neue über Irland gelegene, nordostwärts vordringende Depression. Langsam bewegte sich letztere ostwärts; es erschien also die Wetterlage zu einem Fluge nach den Färöern für ganz kurze Zeit günstig. Günstig allerdings nur insofern, als mit Rückenwinden gerechnet werden konnte, denn im übrigen war mit Sicherheit anzunehmen, dass auf dem letzten Streckenteil etwa nördlich der Orkney-Inseln noch im Laufe des Tages eine erhebliche Wetterverschlechterung (Vorderseitenwetter mit Sichtabnahme, tiefen Wolken und Regenfällen) einsetzen würde,

Der Start erfolgte um 11,20 bei Windstille, also wahrscheinlich innerhalb des Divergenzbereiches des Hochdruckrückens. Bis zu den Shetland-Inseln war die Wetterlage durchaus günstig. Es herrschten leichte Rückenwinde, mäßige See und gute Sicht. Der Himmel war mit etwa 5/10 Cumuli bedeckt. Zwischen Orkney und Shetland wurde das Wetter immer ungünstiger, die Sicht schlechter und der Süd-Ost-Wind frischte bis zu Stärke 4 auf. Nach Passieren der Shetlands war der Wind ganz auf Ost (Stärke 5) gegangen, es war ganz bedeckt, die Sicht betrug 15 km, es herrschte Seegang 5. Für die Fluggeschwindigkeit war die Zunahme des Windes unter gleichzeitiger Drehung auf Ost sehr zum Vorteil. Mit Annäherung an die Färöer nahmen Wolkenhöhe und Sicht noch mehr ab. Über der Insel Syderö selbst fiel starker Regen. Der wetterverschlechternde Einfluss, der aus dem Meere herausragenden Inseln zeigte sich auch hier recht deutlich. In dem engen Fjord von Trangisvaag (Syderö) besaß der Wind eine Stärke von etwa 60 km pro Stunde. Wahrscheinlich handelte es sich dabei um eine lokale Verstärkung des Windes infolge des Zusammendrängens der Stromlinien in der gleich gerichteten Bucht. Da es bei den tiefhängenden Wolken nicht ratsam erschien, in der engen Bucht gegen den Wind zu drehen, wurde vor dem Winde gelandet. (Landung 18.00 Uhr).

Gesamtweg: 1120 km
Flugdauer: 6^h 40^m
Durchschnittsgeschwindigkeit: 168 km.

(Die normale Geschwindigkeits des Wals beträgt 140 km).

2) Färöer - Island am 19. August 1930 (Fig. 5)

Um 13.35 wurde im Trangisvaag gestartet, vor der Bucht lag Nebel, der westlich und nordwestlich der Färöer bis auf 1700 m Höhe anstieg. Um diese Jahreszeit sind im Gebiete der Färöer - Island die Nebel an sich sehr häufig, da sich die Luft über dem relativ kalten Wasser schnell abkühlt; in diesem Falle aber war der Nebel, zumal er eine so große Höhenerstreckung besaß, als typischer Warmfrontnebel anzusehen, der zu dem von Schottland in Richtung Island sich bewegenden Tief in Beziehung stand. Wahrscheinlich war es auch so, dass Nebel und Aufgleitbewölkung unmittelbar ineinander übergingen,

Bei Myggenses westlich Strömö wurde über den Nebel gegangen, und in 500 m Höhe geflogen. Unter 62°25' N-Br. und 9°25' W-Lg. betrug die Höhe des Nebels etwa 900 - 1000 m. Hier wurde versucht, nach unten durchzustoßen, doch lag der Nebel immer noch auf dem Wasser, es wurde infolgedessen gleich wieder

über

über dem Nebel gegangen. Dieses Mannöver wurde mehrmals wiederholt.

Über die Hälfte der Flugstrecke mußte also über bezw. in Nebel geflogen werden. Die Verhältnisse lagen in diesem Falle besonders ungünstig, da der Kurs mit der Zugrichtung des Tiefs zusammenfiel und das Schlechtwettergebiet sich in derselben Richtung bewegte. Die Konvergenz des Tiefdruckausläufers wurde unmittelbar an der Isländischen Südküste auf Höhe Portland durchquert. In der polaren Rückseitenströmung mit westlichen und nordwestlichen Winden besserte sich die Sicht ganz erheblich (20 km). Vestmanna-Eyjar wurde um 18 Uhr passiert und um 20 Uhr in Reykjavik gelandet, bei NNE 3 und Seegang 2/3. Auf dem Streckenteil Färöer - Portland (Island) hatte die Maschine anfangs leichten Rückenwind, später stärkeren Seitenwind und auf dem Abschnitt Portland - Reykjavik mäßigen Gegenwind, Stärke 3 - 4.

Gesamtweg: 925 km
Flugdauer: 6^h 45'
Durchschnittsgeschwindigkeit: 137 km.

3.) Reykjavik - Ivigtut am 22. August 1930 (Fig. 6)

Am 22. August morgens befand sich der Tiefdruckkern etwa unter 80° N-Br. und 31° W-Lg. von dem ein Ausläufer sich westwärts bis Kap Farewell erstreckte. Die Flugstrecke Reykjavik-Ivigtut stand also noch durchaus unter zyklonalem Einfluß.

Das Schlechtwettergebiet war das gleiche, das schon auf dem Fluge Färöer - Reykjavik angetroffen wurde, verursacht durch den Aufgleitvorgang innerhalb desselben Tiefs. Ost- und Nordküste Islands lagen bei der herrschenden Nordostströmung im Staubereich der Insel (starker Regen und schlechte Sicht, siehe Fig. 6. Demgegenüber täuschte das wolkige Wetter mit nur leichtem Nord-Ost in Reykjavik als Leestation zu günstige Witterungsverhältnisse vor, Schon unter 26° Westlänge nahm die Sicht unter Auffrischen des Windes ab. Auf 27°30' Westlänge wurde gemeldet: "Wind NE 4, dunstig und auf 28°45' Westlänge: "Wind stark auffrischend, Sichtverschlechterung und tiefhängende, nebelartige Wolken. Wir gehen über die Wolken."

Die Aufheiterung an der Südküste Grönlands (Wetter Kap Farewell, Frederiksdal, Juliane Haab: heiter, Sicht 60 Sm, Wind N 1, Treibeis) war sicher eine Föhnwirkung (Juliane Haab + 10° C). Es war daher möglich, die südlichen Fjorde zu überfliegen. Nach Funkmeldungen des Dampfers "Disko", dessen Reiseziel ebenfalls Ivigtut war, lag vor den Fjorden Seenebel, der dem Dampfer mehrere Tage die Einfahrt verwehrte.

Gesamtweg: 1430 km
Flugdauer: 9^h 00'
Durchschnittsgeschwindigkeit: 156 km.

4.) Ivigtut - Cartwright am 23. August 1930 (Fig. 7)

Ein neues, ebenfalls auf dem Wege über die Färöer nach Island gelangtes Tief breitete sich in Form eines umfangreichen Ausläufers bis an die Labradorküste aus, so daß im Raume Grönland - Labrador Nord-West-Winde herrschten. Der Treibeisnebel vor der grönländischen Küste ist seiner Entstehung nach dasselbe wie der Neu-Fundlandnebel, besitzt also wie dieser eine geringe Höhenerstreckung und konnte deswegen ohne Schwierigkeit überflogen werden. Immerhin reichte der Nebel an der Küste bis zu 500 - 700 m hinauf, während dieser tags zuvor sehr viel flacher ausgebreitet vor der Küste lag. Diese Veränderlichkeit ist lediglich eine Küstenerscheinung, verursacht durch die Winddrehung von NE auf NW. Bei Windstau kann der dünne Eisnebel bedeutend grössere Aus-

maße

Ausmaße annehmen und in massigen Staunebel übergehen. Für alle diese Vorgänge sind eben die Strömungsverhältnisse an hohen Meeresküsten ausschlaggebend. Längs der Labradorküste waren die Winde infolge dieser Druckverteilung ablandig und besaßen daher wahrscheinlich auch Föhncharakter, der das Küstenwetter günstig beeinflusste (Wetter: heiter, dunstig, Wind N2, Seegang 1). Bemerkenswert sind bei derartigen Sommerwetterlagen die relativ hohen Temperaturen dieser Gegend. Der für den nächsten Tag vorgesehene Start wurde so früh wie möglich angesetzt, da bei den für Nordseeverhältnisse dimensionierten Kühlern des Wals die Motore beim Start leicht zu heiß wurden. Es ist bekanntlich eine klimatische Eigentümlichkeit Labradors, dass die Temperatur im Sommer sehr hoch ansteigt, im Winter dagegen sehr tief liegt. (Mittlere jährliche Temperaturschwankung nach Schott 30 - 40° C gegenüber der europäischen Westküste in gleicher Breite mit 15° C.)

Gesamtweg: 1000 km
Flugdauer: 7^h 10'
Durchschnittsgeschwindigkeit: 144 km.

Der Flug längs der Amerikanischen Küste hat deutlich gezeigt, wie behindernd der Neufundlandnebel sein kann, wenn aus technischen Gründen in diesem Gebiete eine Zwischenlandung vorgenommen werden muss, wenngleich die Höhe dieses Nebels im allgemeinen nicht sehr bedeutend ist (200 - 300 m), also rein fliegerisch kein so grosses Hindernis darstellt.

A m e r i k a f l u g 1931.

I. Flugabschnitt: List - Färöer (Fig. 8)

Von den starken Gegenwinden abgesehen, erschien die Wetterlage einigermaßen günstig, vor allem konnte auf dem letzten Teil der ersten Etappe, nördlich Schottlands, mit abnehmenden Winden gerechnet werden. Die Wetterberatung hatte auch während der Tage vor dem Start das Seeflugreferat der Deutschen Seewarte übernommen, auf Grund deren Prognose der 8. August als erster günstiger Tag zum Start bestimmt wurde. Dieser Flug hat gezeigt, dass sich aus der Großwetterlage ein hinreichend genaues Bild des Witterungszustandes auf den einzelnen Flugabschnitten geben läßt. So trat über der Nordsee die in Fig.8 dargestellte Konvergenz mit ihren typischen Witterungseinflüssen beim Durchfliegen derselben sehr deutlich in die Erscheinung. Der Konvergenzbereich umfasste immerhin ein Gebiet von 300 km im Durchmesser. Östlich desselben, über der Nordsee wurde Cumulus-Bewölkung mit ziemlich starken Westwinden (bis zu Stärke 5) angetroffen. Noch bevor die Konvergenz durchquert wurde, also im Bereiche der Westwinde, war aufkommende nördliche Dünung erkennbar, den später angetroffenen starken Nordwind bereits ankündigend. Infolge des häufigeren Auftretens von Schauern wechselte die Sicht sehr stark. Die Bewölkung nahm schnell zu und bedeckte den Himmel vollkommen, als unter 4° Westlänge diese Konvergenz passiert wurde. Der Wind sprang auf Nord um, nachdem er kurz vordem noch mit schwacher südlicher Komponente aus West wehte. Aus diesem Bereiche wurde schwere Norddünung gemeldet, die sich bei dem schon seit dem 6. August währenden Nordwinden mächtig entwickelt hatte. Nach etwa zweistündigem Fluge unter sehr ungünstigen Witterungsverhältnissen(bedeckt, tiefe Wolken, Regenschauer mit wechselnder Sicht, starker Gegenwind) besserte sich das Wetter, die Wolkendecke riß auf und die Schauertätigkeit flaute ab, obgleich Gegenwind und Dünung zunächst noch unvermindert anhielten. Die Sicht, die nunmehr nur durch vereinzelte Schauer beeinträchtigt wurde, ließ eine gute Orientierung im Gebiet der angesteuerten Orkney-Inseln zu. Ein Durchfliegen

direkt

direkt bis Reykjavik kam wegen der starken Gegenwinde von durchschnittlich 40 km p. Std. über der Nordsee nicht mehr in Frage. Infolgedessen wurde bei den Orkney-Inseln der Kurs auf die Färöer abgesetzt. Auf diesem Streckenteil wirkte sich die Verringerung des Druckgradienten nach Westen insofern aus, als der Wind, seine nördliche Richtung immer noch beibehaltend, bis zur Stärke 2 abnahm (Flugzeit 8^h 55').

II. Flugabschnitt: Färöer - Island (s. Fig. 9)

Trotz bedeckten Himmels war die Sicht zunächst sehr gut (50 Sm) bis nach einstündigem Fluge eine Sichtverschlechterung durch aufkommenden Dunst eintrat. Die im Verlaufe der zweiten Flugstunde angetroffene Witterung war außerordentlich typisch für die einzelnen Phasen im Bereich eines sich entwickelnden Ausläufers. Der Wind drehte unter ständigem Schwächerwerden ganz auf S zurück, um schließlich völlig abzuflauen. Hier setzte Staubregen ein, der jedoch bald Schauercharakter annahm und in dem sich später durchsetzenden NW-Wind, an der Rückseite des Ausläufers, wieder aufhörte. Es klarte auf, doch blieb die Bewölkung sehr wechselnd. Die Windstärke betrug 2 Beaufort. Beim Herannahen an die Küste, in der Gegend von Portland, frischte der Wind infolge Küsteneinflusses erheblich auf. Außer dieser Zunahme (Stärke 5) unterlag der Wind einer Richtungsänderung parallel zur Küste (Gradientwind NW 2, an der Südküste W 5). Die weit nach Westen vorspringende Reykjaneshalbinsel wurde überflogen, da hierdurch der Flugweg nach Reykjavik um etwa 70 km abgekürzt wurde. Das Abschbeiden der Reykjaneshalbinsel durch Überfliegen ist auch während der Islandflüge im Sommer 1929 bei günstiger Wetterlage vielfach ausgeführt worden, wie Soltau in seinen Beiträgen zur Flugmeteorologie von Island *) berichtet. Diese Überquerungen können bei nicht einwandfreiem Wetter schwierig sein und große Anforderungen an Führer und Maschine stellen. Über dem etwa 600-700 m hohen, ziemlich steil aus dem Meere herauswachsenden Gelände lag eine geschlossene Wolkendecke, am südlichen Rand der Halbinsel in ungefähr 200 m Höhe, nach Norden hin absinkend und an der Nordküste (Faxa-Bucht) der Luvseite, aufliegend. Die schräge Lage der Wolkenuntergrenze gab ein sehr anschauliches Bild von der turbulenten Hindernisströmung. Die größte Böigkeit wurde jedoch beim Anfliegen der Steilküste im Süden angetroffen. In 2 - 3 km Entfernung von den Felsen wurde der Dornier-Wal von Fallböen erfaßt und des öfteren um 150 - 200 m heruntergerissen. Diese Fallböe zwang die Maschine zum Umkehren, um nicht mit den Bergen in Kollision zu kommen. Es wurde ein Stück nach See hinausgeflogen,um wieder Höhe zu gewinnen. Beim zweiten Mal gelang es, die Maschine unmittelbar an der Untergrenze der Wolken über die gefährliche A b w i n d z o n e hinwegzubringen. Ein zur Faxa-Bucht sich öffnendes Tal konnte zum Fliegen unterhalb der nach Norden sich senkenden Wolkendecke ausgenutzt werden. Die kolossale Böigkeit an der isländischen Küste, insbesondere aber über Reykjanes gehört zu den berüchtigsten Erscheinungen der Fliegerei auf Island. Es ist bemerkenswert, daß der schwedische Flieger A h r e n b e r g bei seinem Fluge nach Island auch an dieser Stelle eine Böigkeit antraf der Art, daß er die Maschine nicht halten konnte.

In Reykjavik waren 2 Tage Aufenthalt vorgesehen, um den Flug über das Inlandeis vorzubereiten. Geplant war die Route Reykjavik-Angmasalik (Ostküste) - Godthaab (Westküste). Reykjavik und Godthaab haben nahezu die gleiche geographische Breite von etwas über 64° N-Br., während Angmasalik gut 1° nördlicher gelegen ist. Diese ganze Etappe sollte an einem Tage geflogen werden mit einer kurzen Zwischenlandung in Angmasalik zur Aufnahme von Benzin. So zerfiel die Strecke in zwei gleiche Abschnitte, deren jeder etwa 5 Std. Flugzeit betrug. Bei günstigem Wetter (Rückenwinden) oder hinderlichen Eisverhältnissen im Hafen von Angmasalik war ein durchgehender Flug vorgesehen.

Die

---

*) Annalen der Hydrographie 1930, Heft III.

Die Flugberatung, die auf dem Fluge bis nach Reykjavik ausschliesslich die Deutsche Seewarte, Hamburg, übernommen hatte, wurde nun durch die Unterstützung des Meteorologischen Instituts in Reykjavik wesentlich ergänzt. Die Hauptschwierigkeit der flugmeteorologischen Prognose und gleichzeitig ihr Höchstwert liegen bekanntlich in der richtigen Erkenntnis der lokalen Einflüsse des Wetters. Dies kommt besonders zum Tragen bei Flügen in unbekanntem und schwierigem Gelände, wie es das Gebirgsmassiv Grönland mit seiner vielgestaltigen Küste darstellt. Um dieser Forderung möglichst gerecht zu werden, sollte eine weitere Sicherung durch Einsetzen einer flugmeteorologischen Station an der Westküste geschaffen werden. Aus diesem Grunde war der Meteorologe der Deutschen Verkehrsfliegerschule Warnemünde schon einige Wochen früher nach Godthaab entsandt worden. Der dortige Aufenthalt sollte dazu benutzt werden, das "Küstenwetter" hinsichtlich seiner Flugmöglichkeiten und seines Zusammenhanges mit der Großwetterlage kennen zu lernen. Die Wetteraufnahme (drahtloser Empfang von Wettermeldungen) wurde von dem dänischen Telegraphisten der Funkstation in Godthaab, der auch später den Funkverkehr mit dem Wal wahrnahm, freundlicherweise übernommen, Vor allem wurde in den Tagen des Fluges eine erhöhte Meldetätigkeit der Grönlandstationen angestrebt. Es handelte sich um 3-stündliche Wettermeldungen, die sämtlich in Godthaab zusammenliefen. Auf Grund dieser Beobachtungen ließ sich ein ziemlich zuverlässiges Wetterkartenbild für Grönland entwerfen, wobei allerdings zu berücksichtigen war, dass alle meteorologischen Elemente, besonders der Wind, lokalen Einflüssen ausgesetzt sind. Hinzu kommt, dass die Luftdruckbestimmung nicht an allen Stationen mit einem Quecksilberbarometer geschieht, sondern vielfach nur mit Hilfe eines Aneroidbarometers und infolgedessen wenig genau sind. Den Absolutwerten der Luftdruckangaben durfte demnach keine große Bedeutung beigelegt werden; bei genügender Kenntnis der lokalen Verhältnisse genügte es im allgemeinen, die Luftdruckänderungen, die Relativwerte zu verfolgen. Die auf diese Weise gewonnene Witterungsübersicht bildete die Grundlage zur Flugberatung. Die Flugwetterprognose gelangte drahtlos über Julianehaab nach Reykjavik und erreichte ihren Bestimmungsort früh genug, so dass für den betreffenden Tag noch Dispositionen getroffen werden konnten. Die Laufzeit der Telegramme von Godthaab bis Reykjavik betrug nur etwa 15 - 20 Minuten. Es ist den leitenden Stellen der Grönländischen Regierung dafür zu danken, dass neben dem üblichen Funkverkehr eine durchaus reibungslose Wetterübermittlung gewährleistet war.

III. Flugabschnitt: Reykjavik - Scoresbysund (Fig.10)

Angesichts der ungünstigen Witterungsverhältnisse auf der direkten Route Reykjavik - Angmassalik - Godthaab wurde beschlossen, diesem Schlechtwetter über Scoresbysund, das, im Kerngebiet des hohen Druckes gelegen, seit Tagen gutes Wetter meldete, auszuweichen. Nachmittags 3.40 Uhr I.Z. wurde nach Scoresbysund gestartet. Der Druckverteilung entsprechend herrschten über Island östliche Winde (0 3), die an der Westküste infolge Absinkens wolkenloses Wetter und gute Sicht bedingten. Die Snaefells-Halbinsel wurde umflogen und dann Kurs genommen auf Staalbjerg-Huk, der Westspitze der Nordwesthalbinsel. Vor der Küste dieser Halbinsel lag ein umfangreiches Nebelgebiet, das sich viele Kilometer weit seewärts erstreckte, und zwar reichte dieser Nebel über Land so hoch, dass ein großer Teil der Küstenberge verhüllt war. Nach See zu nahm die Höhe dieses Nebels ab und löste sich in einzelne Nebelstreifen, die dem Wasser auflagen, auf, so dass in einigen Kilometern Abstand von der Küste in 600 m Höhe geflogen werden konnte, wobei zeitweise zwischen einzelnen Nebelschwaden eine ziemlich hohe Dünung auf dem Meere zu erkennen war. Die Entstehungsursache dieses Nebels, der mit den schwachen östlichen Winden von Land nach See zutrieb, kann nicht in der Wetterlage des betreffenden Tages

zu suchen sein, da der dynamische Einfluß der Luftbewegung eher wolken- und nebelauflösend wirkte. Ein Beweis dafür waren die Abnahme der Nebelhöhe nach See zu und der allmähliche Übergang des Nebels in einzelne Nebelstreifen. Wahrscheinlich handelte es sich in diesem Falle um Nebelreste, die einem Nebelgebiet entstammten, das sich tags zuvor aus tiefer Stratusbewölkung (Stauwolken bei WNW 3) und leichten Regenfällen (Küsteneinfluß) verstärkt durch nächtliche Ausstrahlung, über der gebirgigen Nordwesthalbinsel gebildet hatte.

Derartige Nebel zählen zu den typischen Witterungserscheinungen auf Ozeanischen Inseln, lassen sich jedoch nur bei guter Kenntnis der lokalen Verhältnisse vorhersagen.

Über der Dänemarkstraße wurde in etwa 400 m Höhe geflogen. Sehr bemerkenswert ist, daß schon bald nach Überquerung der nördlichsten Breite von Island, in kaum 50 km Abstand von Islands Nordküste, Treibeis gesichtigt wurde. Das bedeutete eine verhältnismäßig weit nach Süden vorgeschobene Treibeisgrenze, die unter normalen Verhältnissen nur im Frühling so weit südwärts vordringt. Über dem mittleren Teil der Dänemarkstraße hatte sich dünner Eisnebel gebildet, wahrscheinlich in seiner räumlichen Erstreckung an eine Bodeninversion gebunden, denn in 400 m Höhe wurde eine Temperatur von + 15 Grad C gemessen, weiter nördlich ging die Temperatur in gleicher Höhe auf + 10° C zurück. Diese relativ hohen Temperaturen fordern unbedingt die Annahme einer Bodeninversion über dem kalten Wasser. Als Ursache der atmosphärischen Erwärmung mögen die dynamischen Vorgänge am Südabhange des Ostgrönlandhochs angesprochen werden. Entsprechend der dynamischen Erwärmung war es wolkenlos und auch die Sicht in der Höhe sehr gut. Die Grönländische Küste kam auf ungefähr 200 km Entfernung in Sicht. Der Treibeisnebel war den wechselnden Treibeismengen zu Folge sehr lückenhaft verteilt. (Flugzeit: 5^h 05')

IV. Flugabschnitt: Scoresbysund - Godthaab, Inlandeis (Fig. 11)

Durch Verlegung der Flugroute über Scoresbysund vergrößerte sich die Inlandeisstrecke etwa um das Doppelte gegenüber der ursprünglich geplanten Angmasalik - Godthaab. In t e c h n i s c h e r Hinsicht bedeutete das fast die doppelte Belastung mit Betriebsstoff, welcher mindestens bis zur Höhe von 3000 m zu befördern war. N a v i g a t o r i s c h bestand eine Erschwerung darin, daß die jeglicher terrestrischen Anhaltspunkte sowie jeder Wind- und Abtriftsbestimmungsmöglichkeit mangelnde Strecke ebenfalls auf das Doppelte anwuchs. In m e t e o r o l o g i s c h e r Hinsicht war somit ein wesentlich größerer Abschnitt unerforschten Gebietes mit in die Flugberatung einzubeziehen. Den einzigen Anhalt bilden die Meldungen der wenigen Küstenstationen, die auf dem schmäleren Teile Südgrönlands eine Interpolation bezüglich der Witterungselemente (Druck, Temperatur, Wind) immerhin noch eher gestatten als im mittleren Teil, wo das "Inlandeiswetter" einen viel mächtigeren Faktor darstellt.

Die Wetterlage der Vortage hatte gezeigt, daß entgegen den viel verbreiteten Anschauungen sich Luftdruckstörungen ohne nennenswerten Widerstand zu finden, gelegentlich über den grönländischen Kontinent, das Inlandeis, hinwegbewegen.

Am 14. August konnte der Flug über das Inlandeis noch nicht angesetzt werden, da die Westküste im Bezirk Godthaab durch tiefe Wolken und Nebel vollkommen "verhängt" war. Diese Verhältnisse sind bei Südwestwinden dort sehr häufig vorzufinden. Die eigentliche Ursache des Schlechtwetters jedoch war immer noch das durch Teilung aus der Südgrönlandzyklone hervorgegangene Resttief über der Davisstraße, dessen nordnordostwärts gerichteter Ausläufer von dem sich über dem Inlandeis weiter ausbreiteten Hochdruck-Keil bis zur Küste abgedrängt war. In gleicher Weise wich der nördlich Goodhaab gelegene Kern nach Westen zurück. Überall war kräftiger Druckanstieg erfolgt; gleichzeitig setzte sich die

Wetterbesserung

Wetterbesserung längs der Westküste von Süden nach Norden fort. Die von den wenigen an der Küste gelegenen Stationen einlaufenden Wettermeldungen gestatteten eine recht gute Witterungsübersicht, woraus ziemlich sicher hervorging, dass für den nächsten Tag, den 15.8., auch in Godthaab mit Aufklaren zu rechnen wäre. Eine entsprechende Wettermeldung wurde schon am Mittag des 14.8. an Scoresbysund gefunkt. Die Annahme hatte sich als zutreffend erwiesen: Die Wolkendecke riss auf und die Bewölkung nahm schnell ab. Der Wind drehte von Südwest über Süd auf östliche Richtungen. Damit war die Wetterlage für die Inlandeisüberquerung als günstig und sicher zu bezeichnen. Eine Neueinholung der Grönländischen Wettermeldungen am 15.8. früh morgens bestätigte die tags zuvor angenommene Entwicklungstendenz vollständig. Die telegraphisch übermittelte Vorhersage des Vortages lautete nämlich: "Hochdruckachse Fredericshaab - Scoresbysund nordwärts sich bewegend, Distrikt Godthaab noch auf Nordseite. Besserung schreitet fort. An Südseite schwache Ostwinde. Gutes Flugwetter wahrscheinlich." Am 15.8. morgens wurde folgendes Telegramm gegeben: "Südgrönland - Hoch weiter gekräftigt, Flugroute längs Devergenz, schwache , meist östliche Winde, heiter, Westküste klar". Das klare Wetter an der Westküste war im gewissen Sinne das Zeichen zum Start, denn es war unbedingt notwendig, dass bei Erreichung der Westküste diese wegen der an sich schlechten Orientierungsmöglichkeiten auf Grund der ungenauen Karten vollkommen einwandfreies Wetter hatte. Wie sich auf dem Fluge zeigte, bot die Orientierung trotz der erfüllten Witterungsbedingungen große Schwierigkeiten.

Um 12.20 Uhr wurde in Scoresbysund gestartet. Der Start gestaltete sich wegen der Eismassen im Startgelände schwierig, zumal der Wal voll belastet war und nahezu Windstille herrschte. Der südliche Arm des Scoresbysundes, der Gaasefjord, wurde zum Aufstieg gewählt. In dem engeren Teil dieses Fjordes, wo die treibenden Eismengen sehr gedrängt sind, ist kein genügender Raum für Landungen vorhanden. Insofern muss das Gebiet der Eisfjorde an der Ost- und Westküste Grönlands zu der fliegerisch schwierigen Inlandeisfläche hinzugerechnet werden. Den Abschluss des Gaasefjordes bildete ein riesiger Gletscher, der mit dem Inlandeis in Verbindung stand. Es musste teilweise mit Vollgas geflogen werden, um die Höhe von 2500 m (Randhöhe des Inlandeises) zu erreichen. Wie sehr die Angaben der Landkarte an der Grönlandküste trügen, zeigte sich hier besonders deutlich. So fand sich das in Höhe von 2500 m hinter dem eigentlichen Randgebirge durchflogene zweite Gebirge in der Karte nicht verzeichnet. Erst nach Durchquerung dieses zweiten Gebirges wurde die ununterbrochene Fläche des Inlandeises erreicht, dessen Rand hier 2700 m hoch liegt. Über die enormen Abmessungen des überflogenen Randgebietes (Fjord, Gletscher und Randgebirge) bekommt man einigen Aufschluss, wenn man bedenkt, dass der Flug von Scoresbysund bis zum Indlandeis etwa 1 3/4 Std. dauerte, was annähernd einer Entfernung von 250 km entspricht.

Das Wetter war in diesem Abschnitt vollkommen klar; wolkenlos, sehr gute Sicht und schwachwindig. Weit voraus tauchten am Horizont einige Zirren auf. Zur Verkürzung des Inlandeisweges wurde der Kurs nicht direkt nach Godthaab, sondern auf das 300 km nördlicher gelegene Holsteinsborg abgesetzt. Diese bedeutende Kursverlegung nach Norden, die in der Prognose des Flugwetters nicht berücksichtigt war, sollte sich aber bald bemerkbar machen. Nach 2 1/2-stündigem Flug über dem Inlandeis kamen einige Cumuluswolken auf, die in westlicher Richtung zunahmen und in Nimbi übergingen. Bei Erreichung der höchsten Stelle (Kammlinie) des Inlandeises (nach 2 3/4 Std. Flugzeit über Inlandeis) hingen die Wolken bis fast auf die Schneefläche herab; aus einzelnen Wolken gingen leichte Schneeschauer nieder. Die Flughöhe betrug 3000 m, nur etwa 70 m über Grund, so dass die Antenne vorübergehend im Schnee schleifte. Eine Höhenschätzung war hier unmöglich, wie auch der Horizont durch eine optische Täuschung rings herum beträchtlich gehoben erschien. Ferner fehlte jeglicher Anhalt für Windrichtungs- und Windstärkeschätzungen. Die tiefhängenden Wolken

zwangen

zwangen zur Kursänderung auf 30° südlicher, den im Süden und links voraus sichtbaren hellen Himmelsstreifen aufzusuchen, Die Temperatur betrug in dieser Höhe -1° C - die für Vereisung gefährliche Temperaturlage - aus diesem Grunde erschien es unbedingt geboten, die Wolken nicht zu durchfliegen, Die Temperatur von -1° C in 3000 m Höhe ist eine verhältnismäßig hohe und entspricht durchaus sommerlichen Verhältnissen in Mitteleuropa. Nach der vorhergegangenen Witterungsperiode ist dies vollkommen verständlich; hatte doch das etwa 8 Tage über dem Westatlantik gelegene Hochdruckgebiet an seiner Westseite, im Raume Island - Grönland, in ununterbrochenem Strome subtropische Warmluft weit nach Norden vordringen lassen, Die über diesem Teil Grönlands lagernde Luft mußte ihren Ursprung in südlichen Breiten suchen. Warum sollte auch ein solcher Luftaustausch, wie er über dem europäischen Festlande in gleicher Breite durchaus gewöhnlich ist, nicht möglich sein? Die Erscheinung ist hier nur sehr viel seltener, weil ein so ausgeprägtes Hochdruckgebiet über dem Nordatlantik eine annormale Luftdruckverteilung bedeutet, Diese Wetterlage ist ein guter Beweis dafür, dass das grönlandische Eismassiv, jedenfalls der südliche Teil, den Charakter eines reinen Polargebietes zuweilen vollkommen verliert, In diesem Falle hatte sich ein atlantisches Tiefdruckgebiet ungehindert über Südgrönland hinwegbewegt, Die über Mitte Inlandeis angetroffene tiefe Bewölkung war nichts anderes als Reste der aufgleitenden Warmluft im Bereich des nordwestwärts schwenkenden Tiefausläufers der "Daviszyklone". Dieser Tiefdruckausläufer wurde also infolge des nördlicheren Kurses noch gestreift, Auf dem letzten Drittel der Inlandeisstrecke klarte es wieder auf, d,h, die Maschine flog nun mit südlicherem Kurs wieder in das Schönwettergebiet hinein, Nach gut 6-stündigem Fluge über dem Inlandeise wurde der Westrand im Holsteinsborgdistrikt erreicht, Wolkenloses Wetter mit ausgezeichneter Sicht erleichterte die sonst schwierige Orientierung, Der letzte Teil dieses Etappenfluges wurde ausserhalb der Fjorde an der Küste zurückgelegt, Flugzeit: 9h 55'

V, Flugabschnitt: Grönland - Hudsonbay am 28,8, (Fig.12)

Zur Vorbereitung des Fluges nach Amerika wurden auf Grund von Amerikanischen-, Kanadischen, Grönländischen- und Ozeanwettermeldungen zweimal täglich Wetterkarten angefertigt, Im ganzen Bereich der Hudsonbay standen eigentlich keine Wettermeldungen zur Verfügung, Aus der näheren Umgebung meldeten nur Nottingham Island, Resolution Island und Cape Hopes ihr Wetter, Es kam also darauf an, das Luftdruckbild in diesem Bereich möglichst richtig zu ergänzen, um dann daraus auf das wahrscheinliche Wetter rückschliessen zu können,

Am 28, erschien die Wetterlage nach der Morgenkarte für einen Start günstig: südlich von Cap Farewell befand sich ein Tiefdruckgebiet, das noch nicht lange den amerikanischen Kontinent bei Belle-Isle verlassen hatte und sich ostwärts über den Atlantik bewegte, Ihm folgte ein kräftiger Hochdruckkeil, dessen Divergenzlinie zur Zeit, südlich von Neufundland die amerikanische Küste kreuzend, in süd-nördlicher Richtung über Labrador bis zum mittleren Teil der Hudsonstrasse verlief, Über dem Baffinland und der Baffinbay war ein ziemlich flaches Tief zu erkennen, dessen lockere Verbindung mit dem oben erwähnten Atlantiktief längs der Davisstrasse durch den nach Osten sich entfaltenden Hochdruckkeil vollkommen zerfiel, So war eine durchaus ruhige Wetterlage über der Davisstrasse zu erwarten, Die Hauptenergie, welche die Ostwärtsbewegung dieser Druckgebilde veranlasste, ging von einem in Verstärkung begriffenen, sehr schnell auf das amerikanische Seengebiet vorrückenden Tiefdruckwirbel aus, Selbst unter diesen Umständen war an dem betreffenden Tage eine Wetterverschlechterung für die Strecke Godthaab-Hudsonbay noch nicht anzunehmen, Dem an Hand der wenigen Meldungen entworfenen Isobarenbild wurde ganz systematisch folgende Wettervorhersage entnommen: Über der Davisstraße mäßige NW-Winde, etwa Stärke 3, über Hudsonmündung unter Rückdrehen auf West abflauend

abflauend an der Küste von Nordlabrador nahezu Stille (hier wurde das Antreffen der Divergenz vermutet) und später über Land (Labrador) südliche bis südöstliche Winde, im allgemeinen schwach, doch möglicherweise kurz vor der Hudsonbayküste infolge der Gradientverstärkung des herannahenden Tiefs bis zu Stärke 3 bis 4 auffrischend, Die Festlegung von Windrichtung und -stärke war zunächst das wichtigste, da die fast 1800km lange Strecke mangels geeigneter Zwischenlandeplätze ohne Unterbrechung zurückgelegt werden sollte. Für den weitaus größten Teil der Gesamtstrecke war aber mit Gegenwinden zu rechnen, deren Stärken sich jedoch in Grenzen hielten, die einen Flug möglich machten. Es wurde wohl erwogen, den Flug noch um einen Tag zu verschieben, weil angenommen werden konnte, dass mit weiterer Ostwärtsbewegung des Hochdruckkeiles die Zone nordwestlicher Winde erheblich schrumpfen würde. Allerdings war nicht mit Sicherheit zu entscheiden, ob nicht dann das amerikanische Tief seinen Einfluss (Vorderseite: Nebel, Staubregen) bereits an der Westküste der Hudsonbay geltend machen würde, Schlechtes, unsichtiges Wetter musste aber in dem völlig unbekannten und unbewohnten Gebiet zwischen Hudsonmündung und Hudsonbay unbedingt vermieden werden, So war die am 28. längs der ganzen Strecke herrschende Schönwetterlage zu dem Start entscheidend. Die am Morgen von Resolution-Island und Cape Hopes erhaltenen Wettermeldungen, (wolkiges, aber sichtiges Wetter) konnten in der Annahme des sich stärker auswirkenden Divergenzbereiches nur in günstigem Sinne geändert werden. Eine Schilderung des auf dem Fluge angetroffenen Wetters kann unterbleiben, da es in der Prognose auch in seinen Einzelheiten richtig erfasst wurde. Hervorgehoben sei nur noch die enorm gute Sicht, besonders auf dem mittleren Teil der Strecke. Es muss noch erwähnt werden, dass der Flug wegen der Gegenwinde nicht, wie geplant, direkt bis Port Harrison (Hudsonbay) durchgeführt werden konnte, sondern dass an derselben Küste etwas nördlicher gelegene Povungnituk angeflogen wurde, Die Landung erfolgte wegen einbrechender Dunkelheit in einer Eskimosiedlung in unmittelbarer Nähe von Povungnituk, Flugzeit 9^h 45'.

Am nächsten Tage, den 29.8. wurde in 1 1/2 Stunden die Strecke Povungnituk - Port Harrison zurückgelegt, Jetzt kündigte sich das Herannahen des Tiefs durch Auffrischen des Windes (S_4) an, die Bewölkung nahm unter Bildung von Schauern rasch zu.

Die letzten beiden Etappen, Port Harrison - Long Lake und Long Lake - Chikago boten keine besonderen Schwierigkeiten meteorologischer Art.

Tafel 1

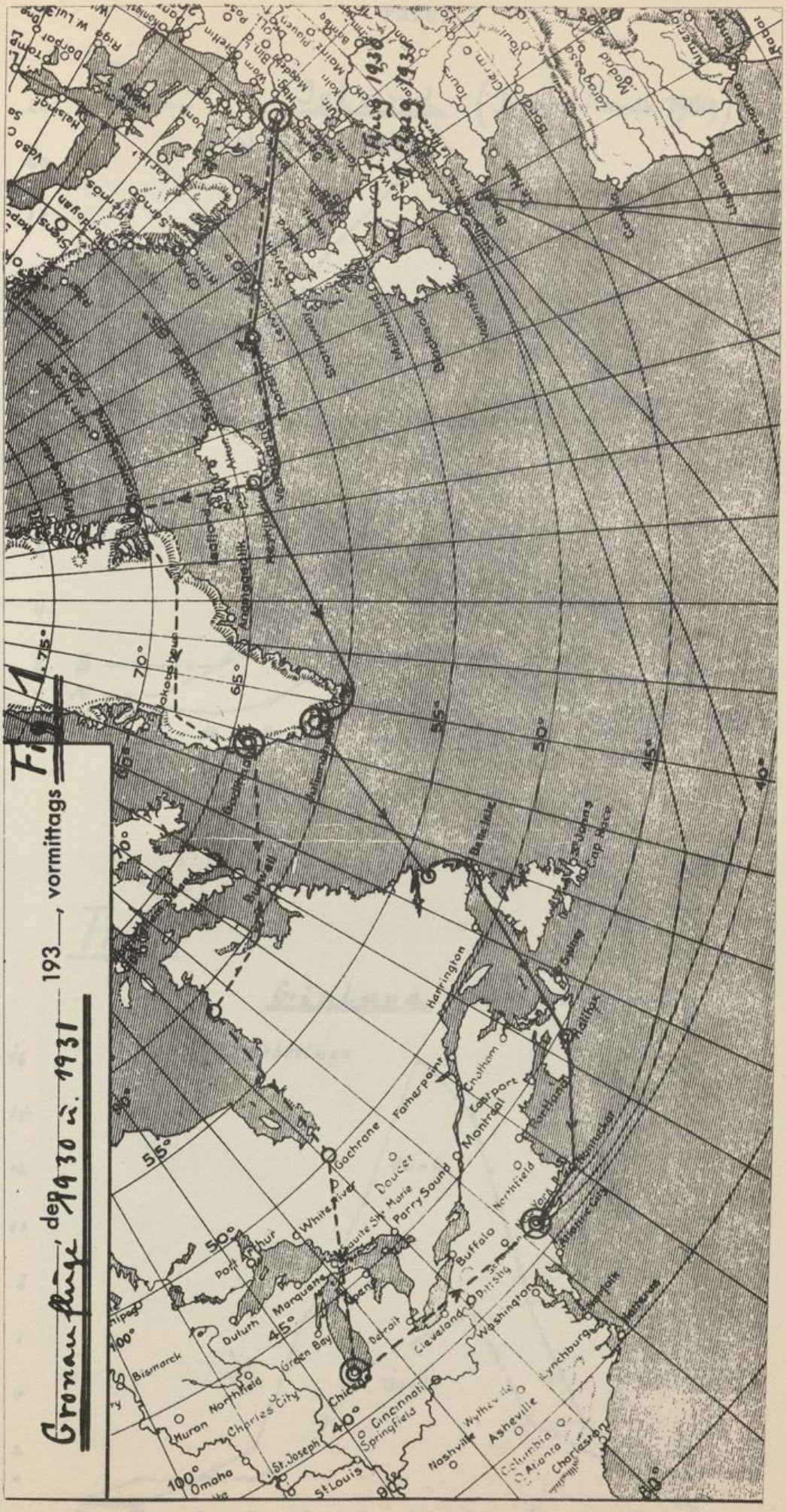

Gronauflug, den 1930 u. 1931
193__, vormittags
Fig. 1
Godhrane
Famarpoint
Chatham
Montreal
Northfield
Buffalo
Detroit
Cleveland
Washington
Lynchburg
Asheville
Columbia
Atlanta
Charleston
Nashville
Cincinnati
Springfield
Chicago
Green Bay
Duluth
Marquette
Port Arthur
White River
Douce
Parry Sound
Huron
Charles City
St. Joseph
St. Louis
Omaha
Bismarck
Halkirk
Baie Isle
Battle Harbour
Labrador Shore
Hamilton
Toronto
Kingston
Rochester
Albany
Boston
Providence
New York
Philadelphia
Baltimore
Richmond
Norfolk
Raleigh
Wilmington
Atlantic Ocean
Hudson Bay
Arctic Circle
Polar Circle
Arctic Ocean
Greenland
Iceland
Norway
Sweden
Finland
Russia
Germany
France
Spain
Portugal
Italy
Switzerland
Austria
Hungary
Poland
Czechoslovakia
Belgium
Holland
Denmark
England
Ireland
Scotland
Wales
Paris
Berlin
Vienna
Prague
Warsaw
Moscow
Leningrad
Stockholm
Oslo
Copenhagen
Amsterdam
Brussels
Geneva
Rome
Madrid
Lisbon
Barcelona
Marseilles
Nice
Milan
Venice
Naples
Sicily
Sardinia
Corsica
Malta
Gibraltar
Algiers
Tunis
Tripoli
Cairo
Alexandria
Suez
Red Sea
Mediterranean Sea
Black Sea
Caspian Sea
Aral Sea
Lake Baikal
Lake Ladoga
Lake Onega
Lake Peipus
Lake Constance
Lake Geneva
Lake Como
Lake Garda
Lake Maggiore
Lake Lucerne
Lake Zurich
Lake Neuchatel
Lake Thun
Lake Brienz
Lake Wallen
Lake Zug
Lake Walchen
Lake Chiemsee
Lake Starnberg
Lake Ammersee
Lake Tegernsee
Lake Schliersee
Lake Konigsee
Lake Hallstatt
Lake Wolfgang
Lake Attersee
Lake Traunsee
Lake Mondsee
Lake Wolfgang
Lake Hallstatt

Fig. 2. Island (Island. Handb. 1919)

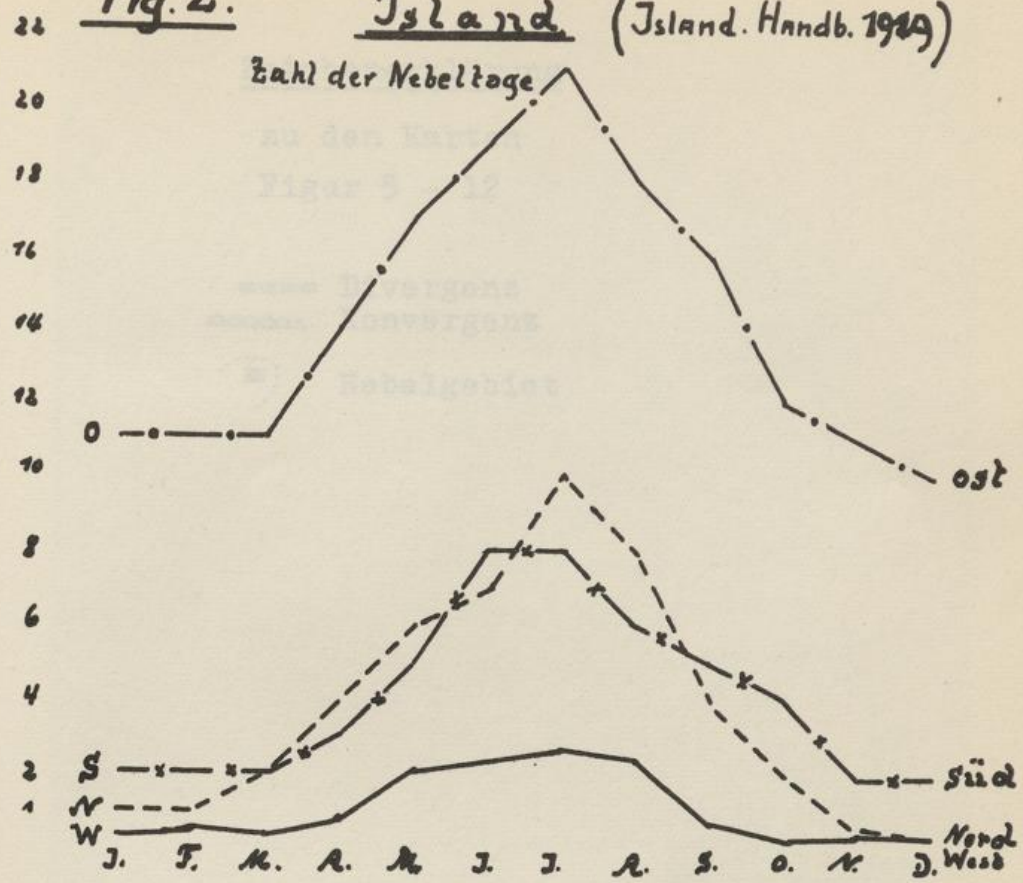
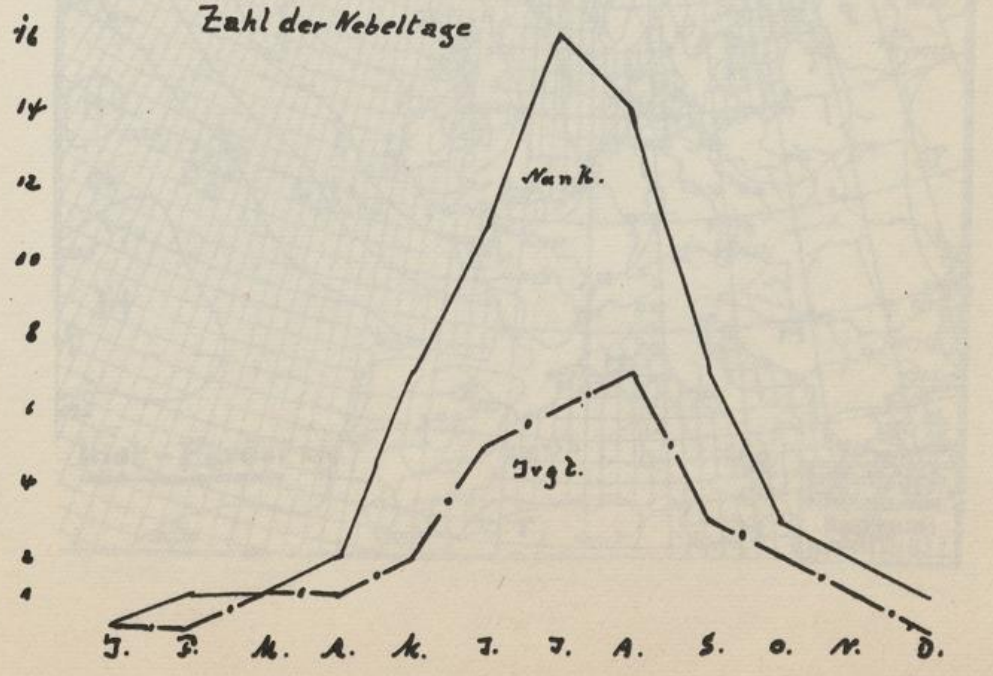
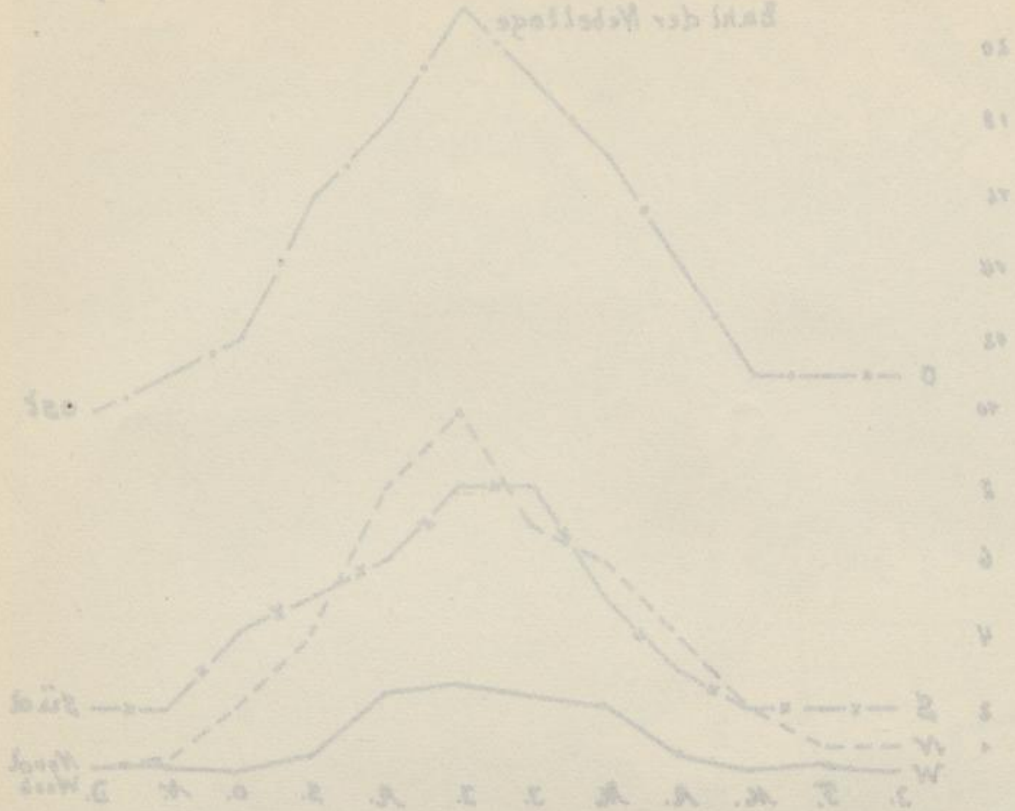
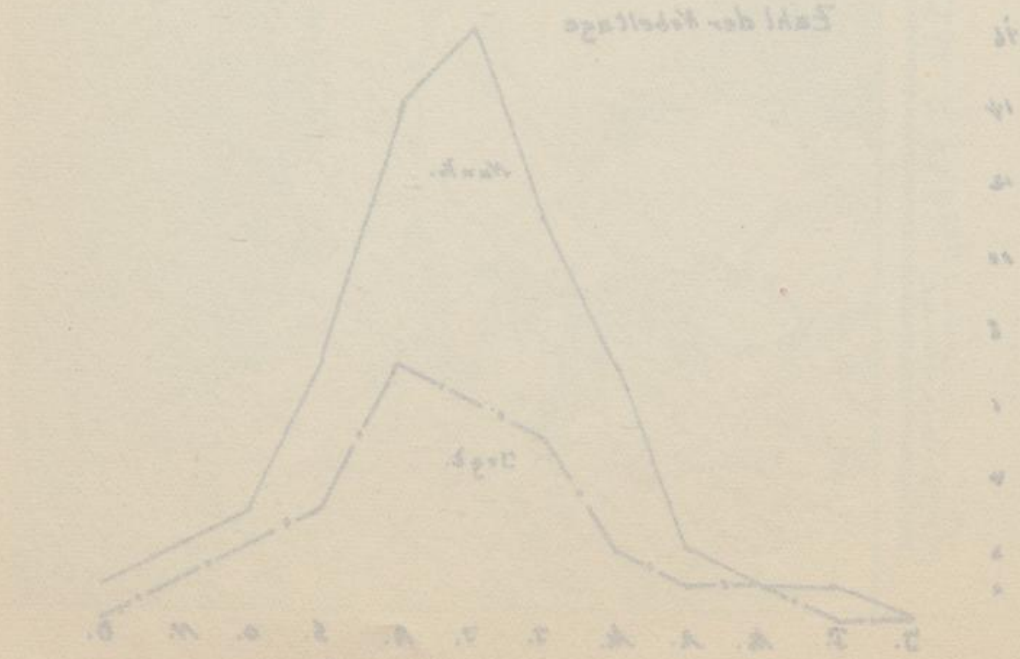


Fig. 3.

Grönland (Veröffentl. Kopenhagen)







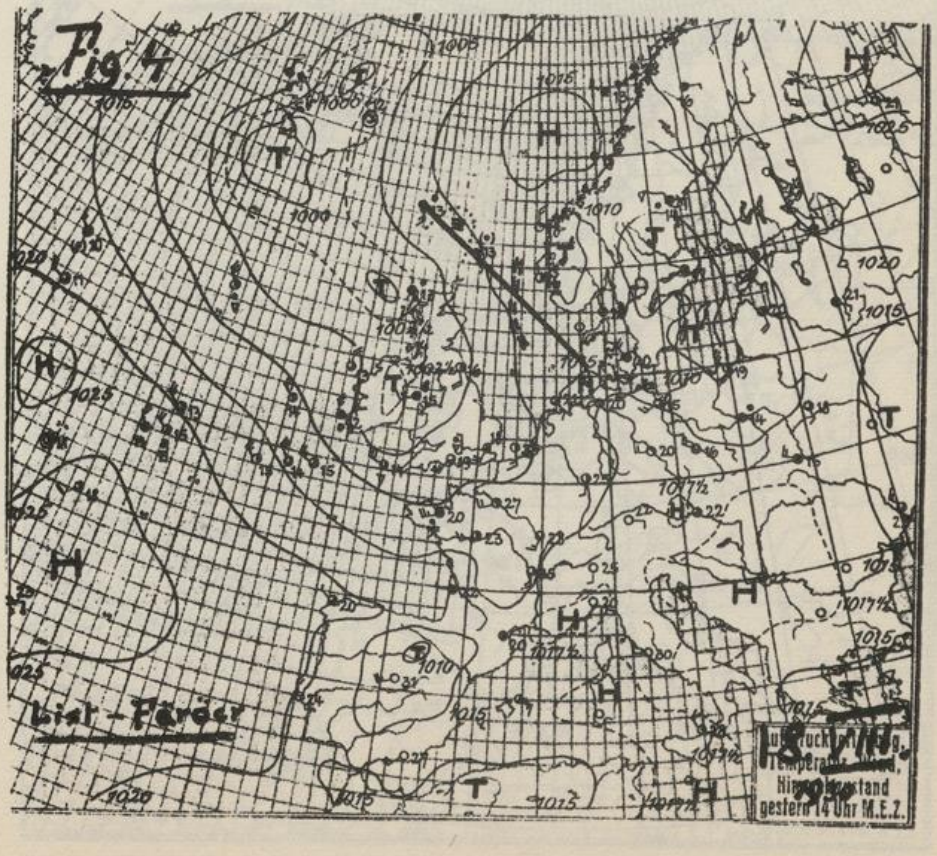
Tafel 3

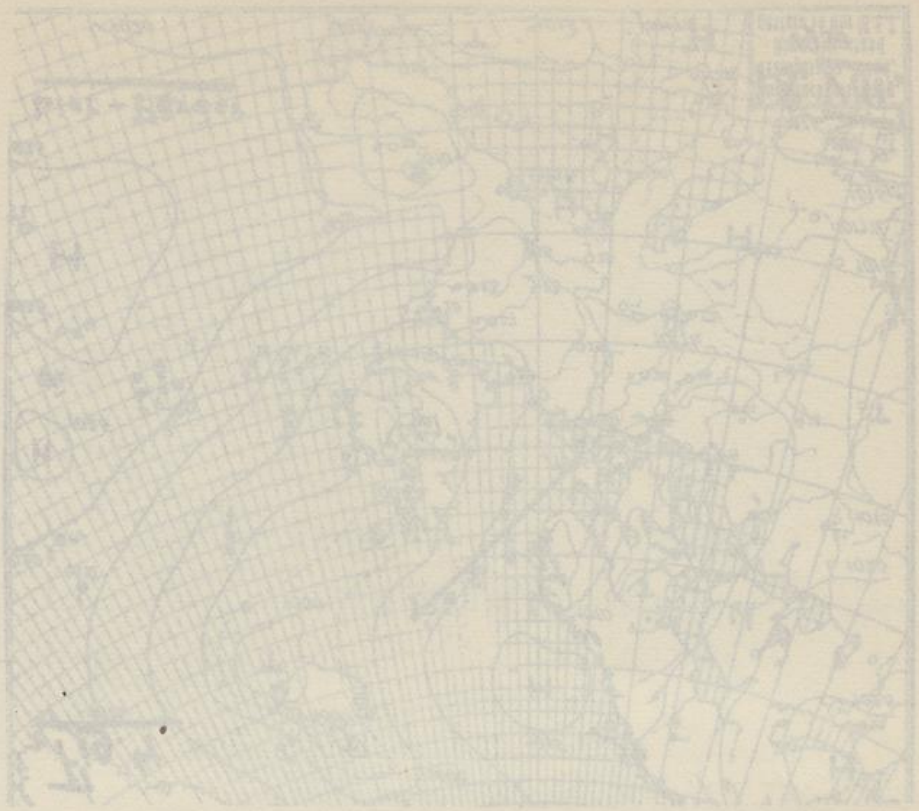
Zeichenerklärung

zu den Karten
Figur 5 - 12

==== Divergenz
Konvergenz

Nebelgebiet





Tafel 4

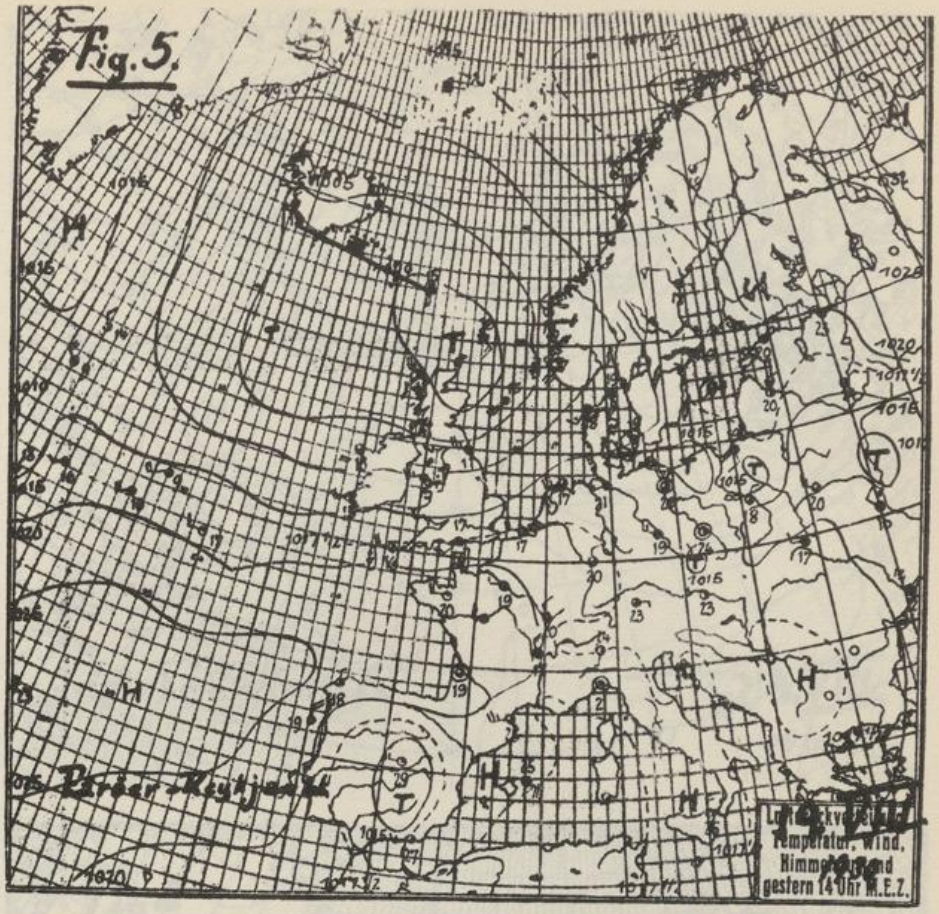


Fig. 5.
Temperatur, Wind,
gestern 14 Uhr M.E.Z.

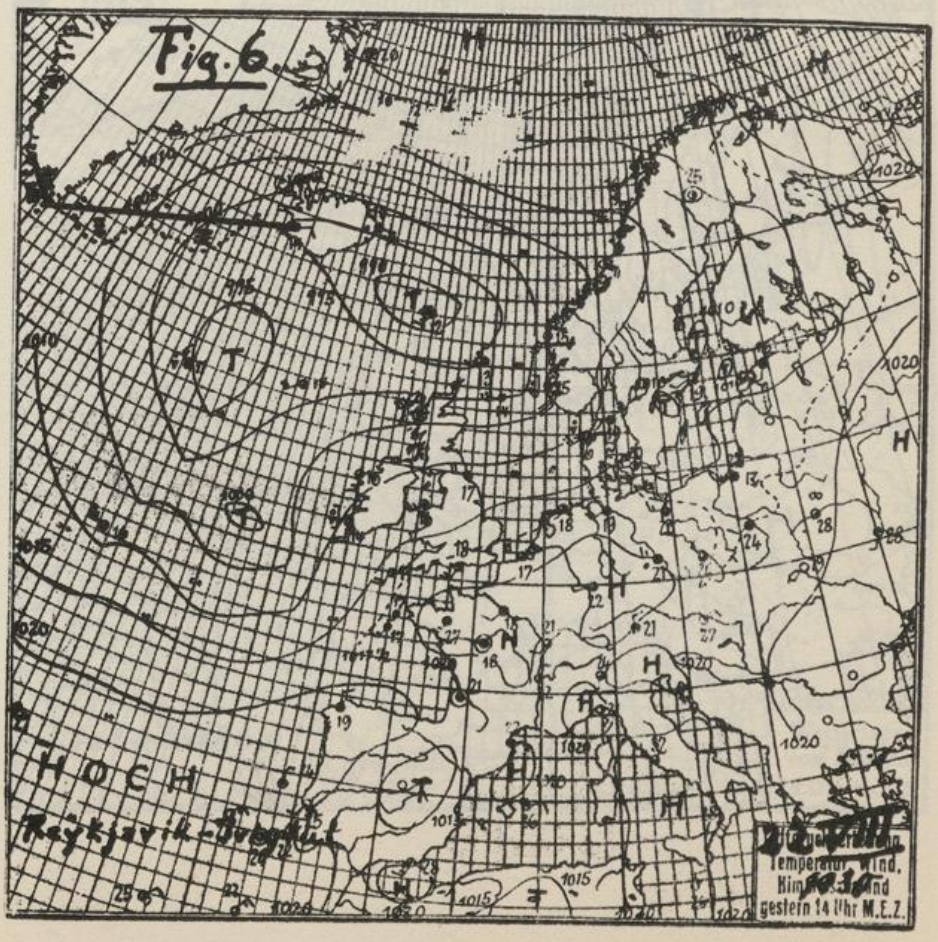
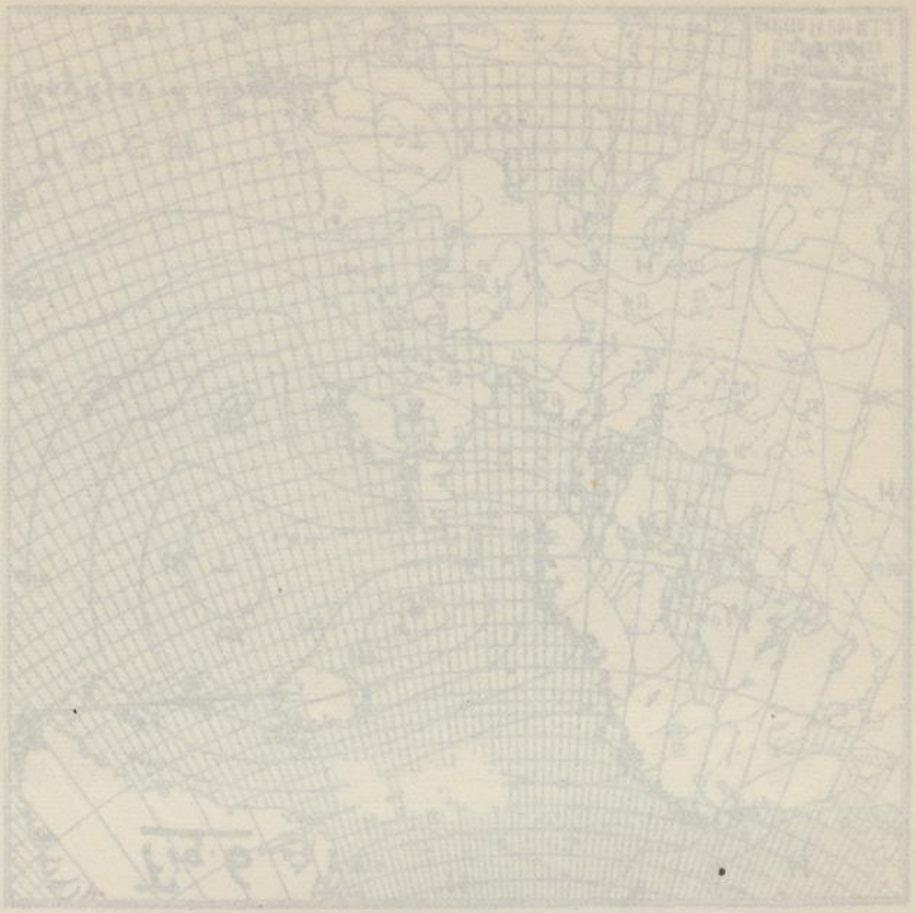


Fig. 6.
HOCH
Temperatur, Wind,
gestern 14 Uhr M.E.Z.



Tafel 5

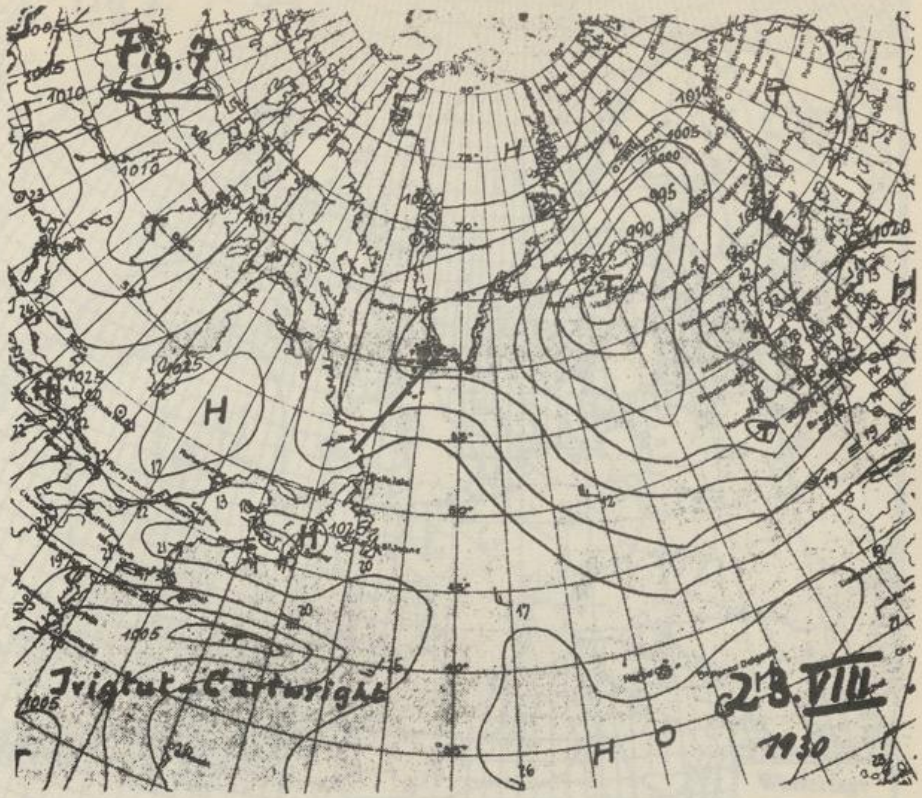


Fig. 7
Ivigtut-Cartwright
28. VIII.
1930

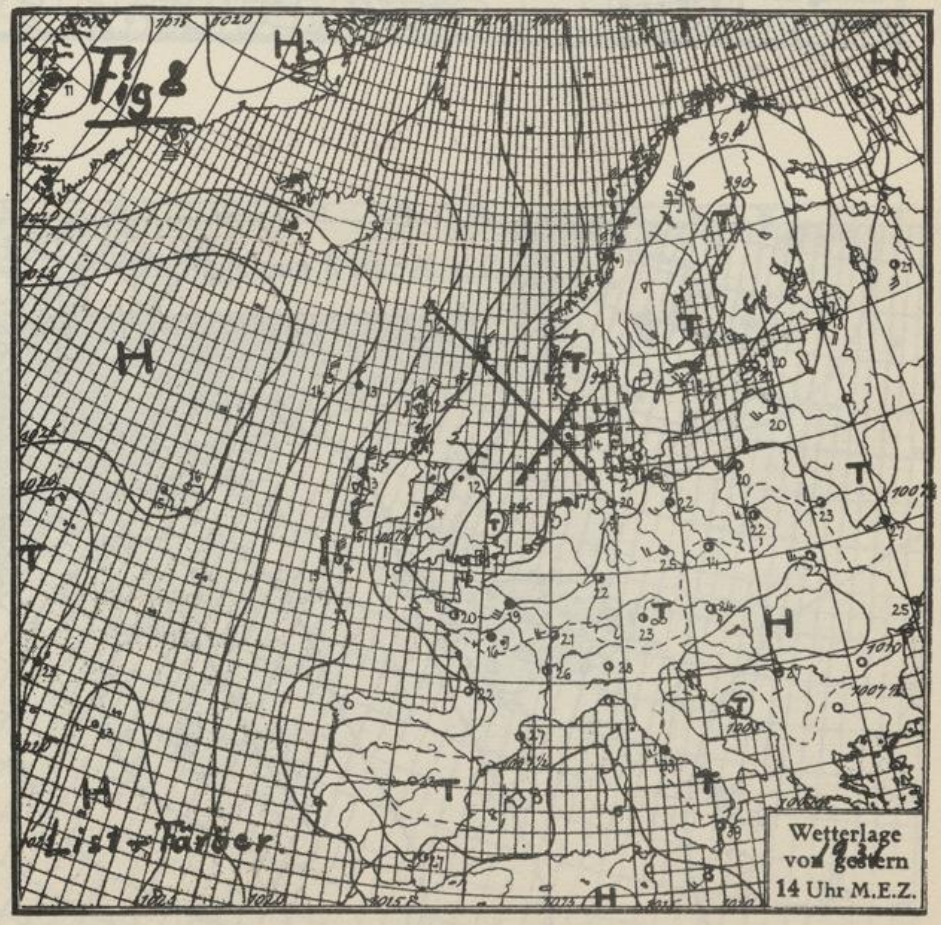
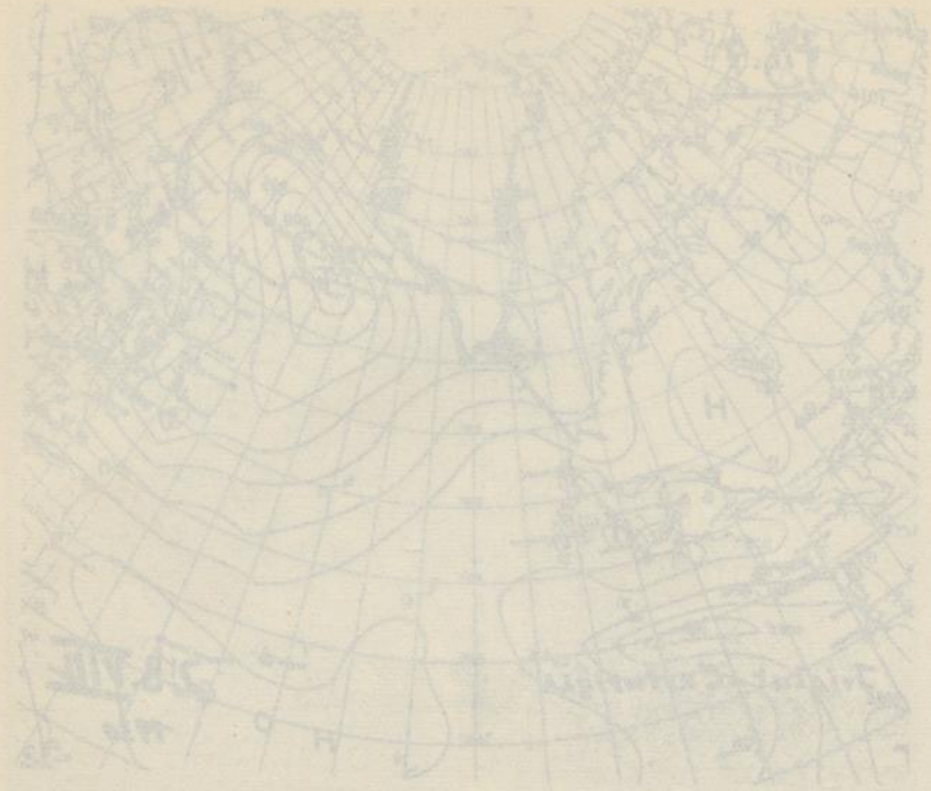
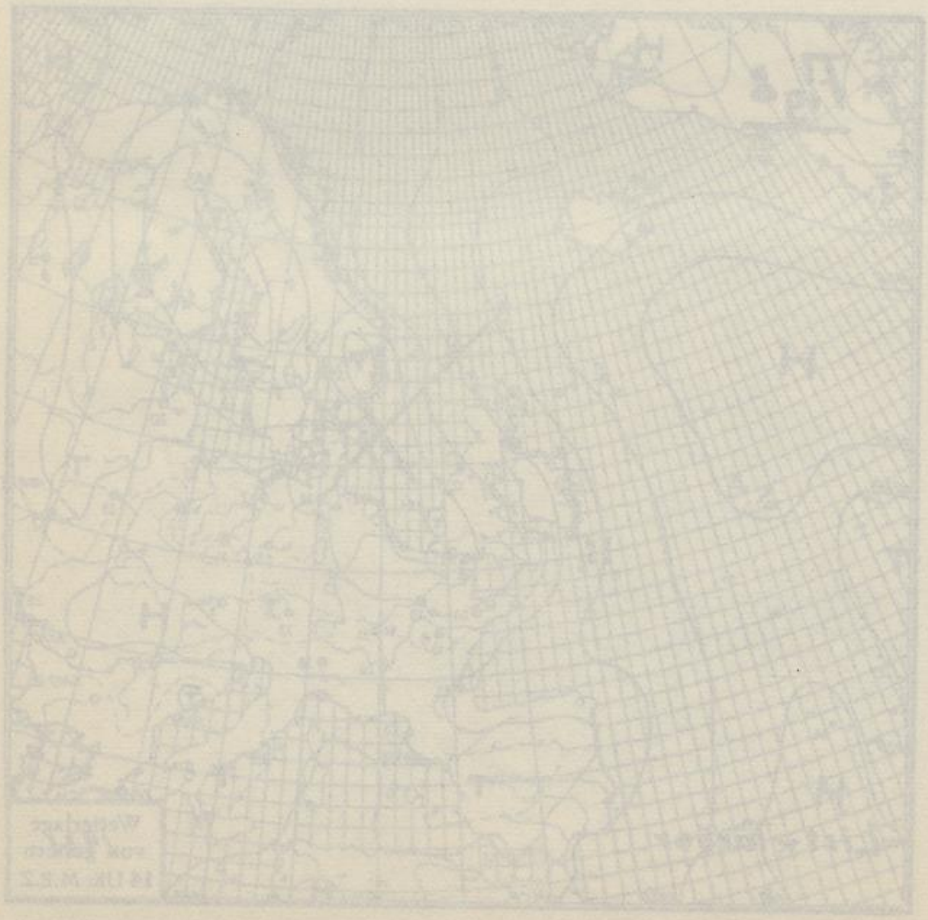


Fig 8
Wetterlage
von gestern
14 Uhr M.E.Z.





Tafel 6

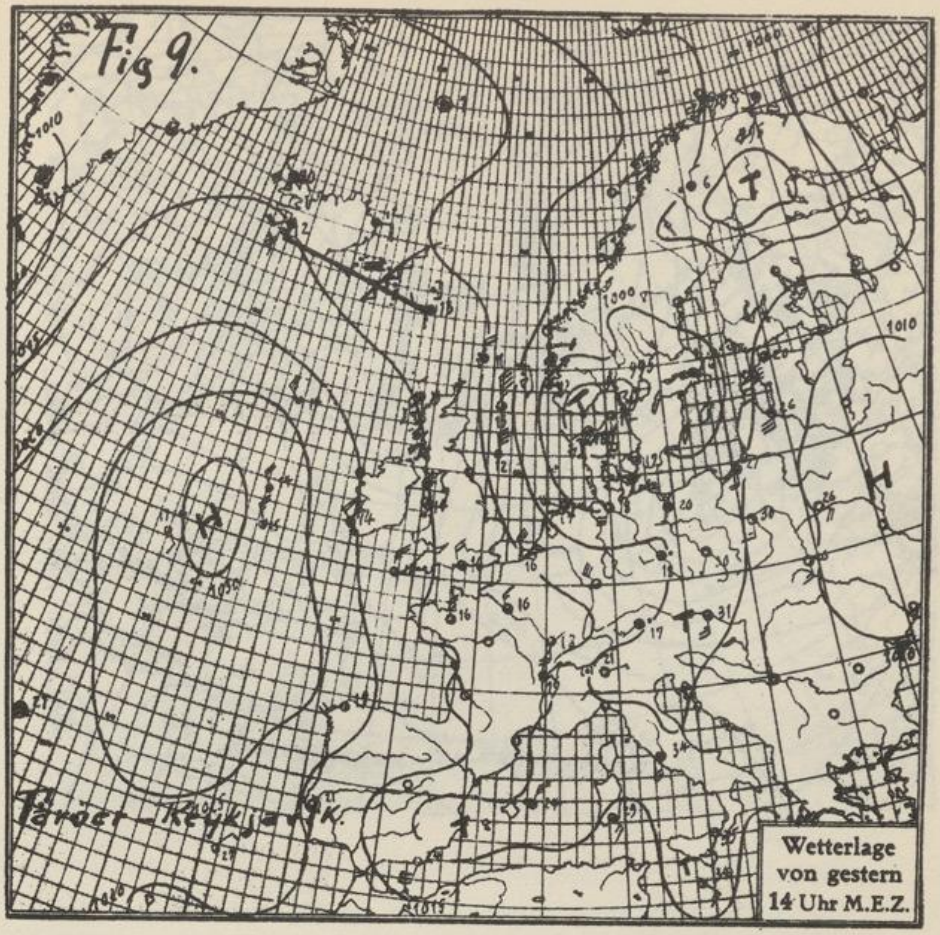


Fig 9.
Wetterlage von gestern 14 Uhr M.E.Z.

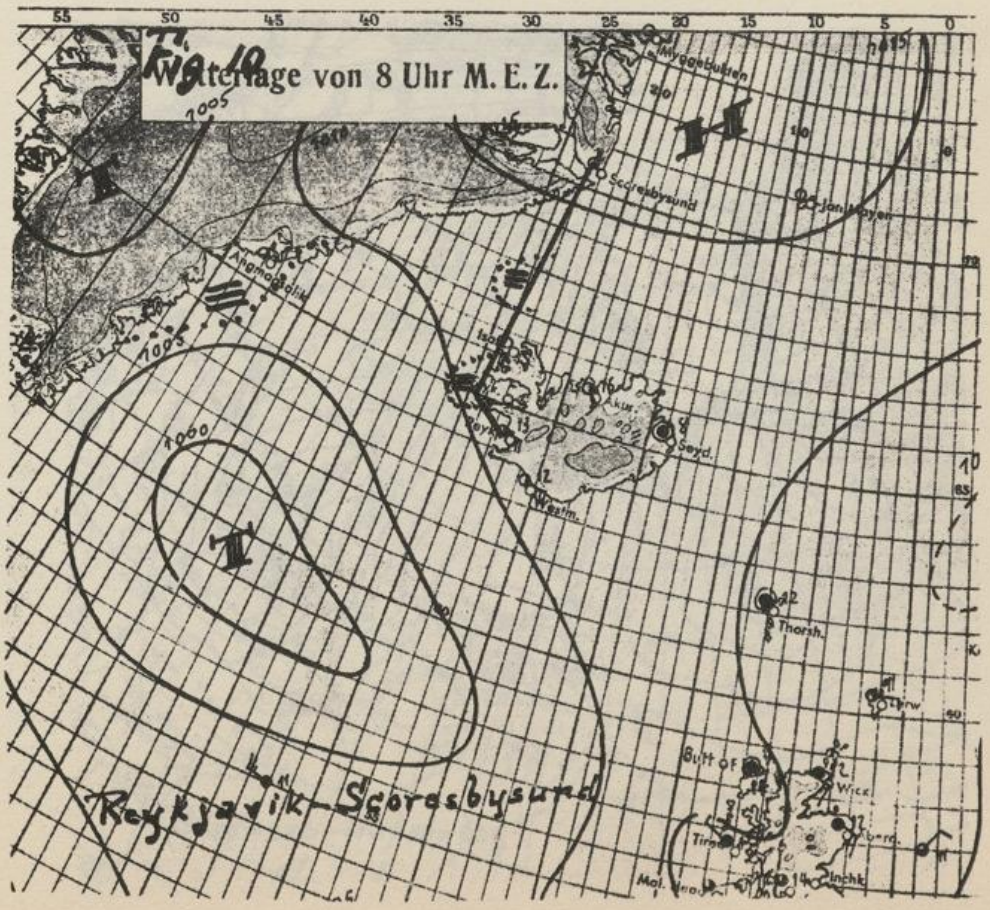


Fig 10
Wetterlage von 8 Uhr M. E. Z.
Scoresbysund
Jan Mayen
Thorsh.
Wick
Tiree
Lerwick

Tafel 7

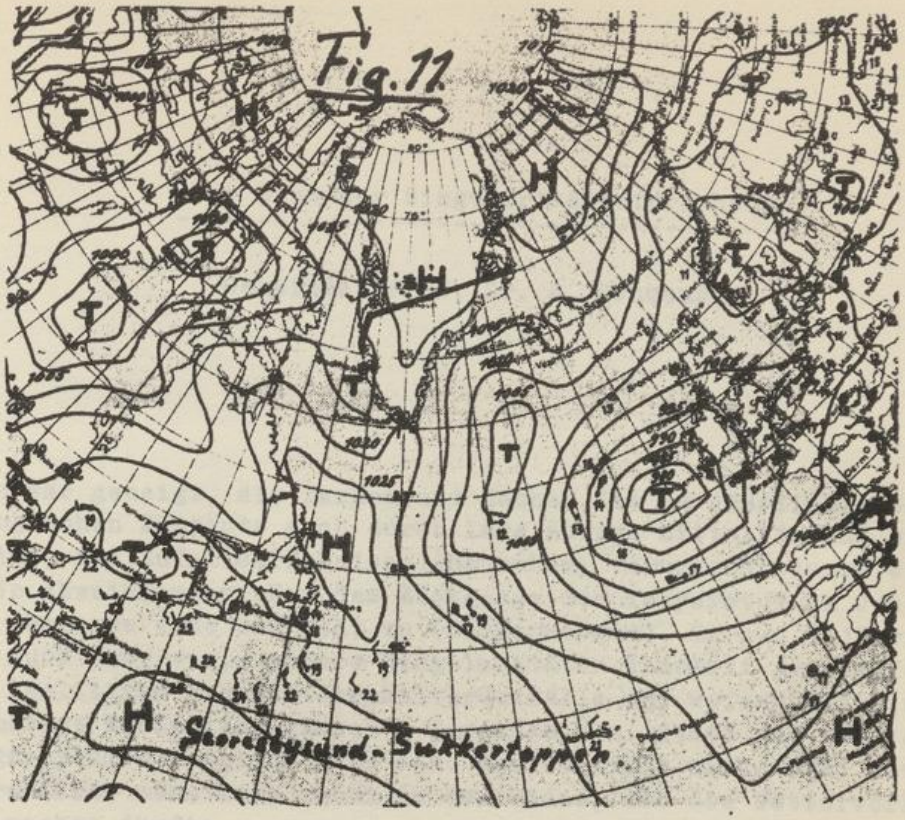


Fig. 11.
Seerosbysund - Sukkertoppen.

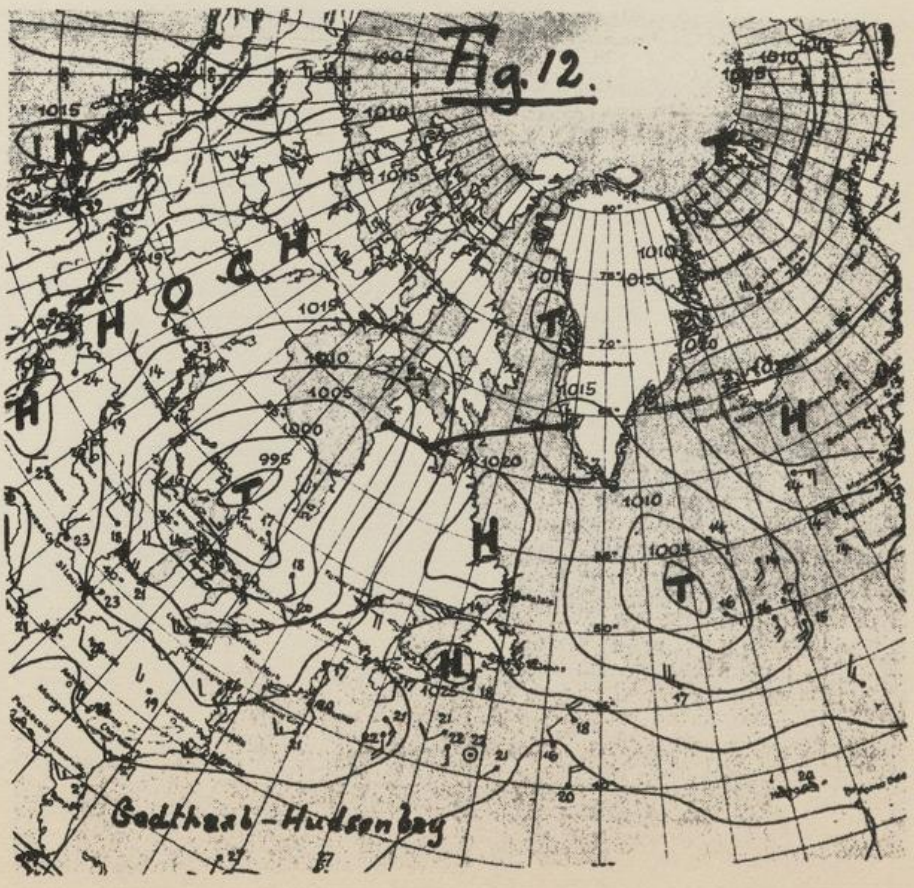
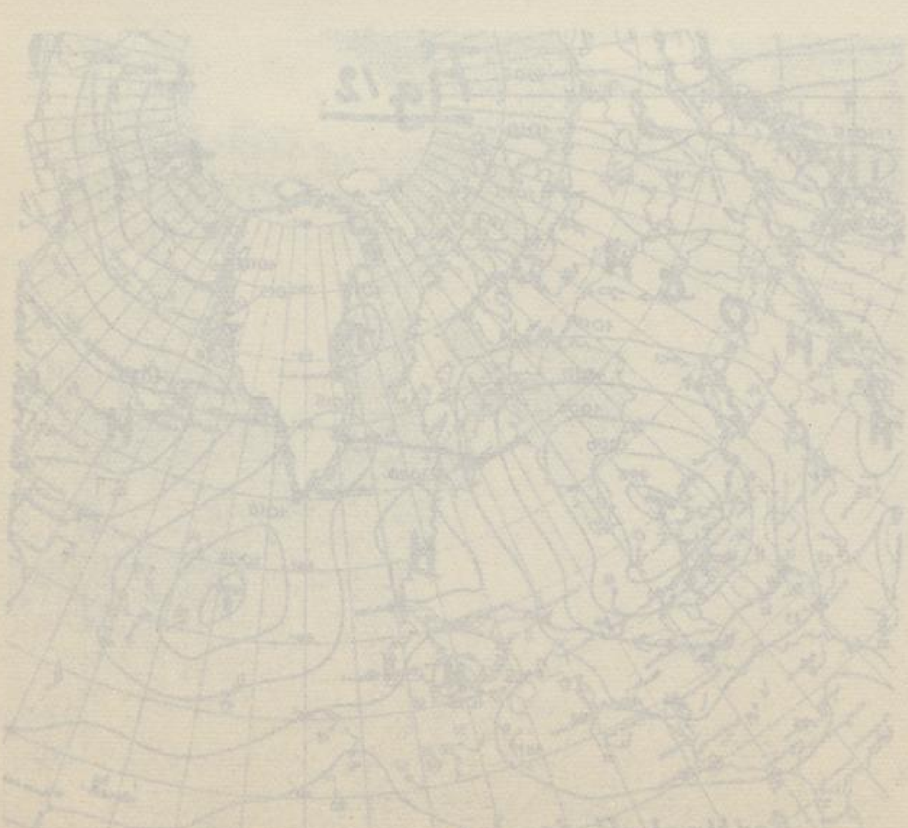


Fig. 12.
HOCH
Godthaab - Hudsonbay

Tafel 7



Der Sinn der Singularitätenforschung

Geheimrat Prof. Dr. A. Schmauß.

Man war geneigt, die Zacken und Zähne, die im jährlichen Gange eines meteorologischen Elements auch durch langjährige Mittelbildung nicht zu entfernen sind, als Zufallsergebnisse anzusehen, verursacht durch einige besonders große Abweichungen. Nur dem Rückgange der Temperatur im Juni erkannte man ohne weiteres eine Realität zu (Sommermonsun). In nun 5-jähriger Arbeit ist aber auch über viele andere Singularitäten Klarheit geschaffen worden. Sie sind Realitäten wie die Junikälterückfälle und weisen auf eine gewisse kalendermäßige Wiederkehr gleicher Vorgänge hin. Statt daß die lange bekannten Witterungsrhythmen regellos über das Jahr verteilt sind, sind sie kalendermäßig verankert, wenn auch nicht in dem Sinne, daß die Wettervorhersage davon Gebrauch machen dürfte.

Die neuesten Arbeiten des Leipziger Instituts, namentlich die von H. Lettau sind, von ganz anderen Voraussetzungen ausgehend, zu ähnlichen Anschauungen gekommen.

(Der Vortrag erscheint im Märzheft der Zeitschrift für angewandte Meteorologie 1932.)

Veranschaulichung von Luftkörpern aus der graphischen Darstellung stündlicher Werte

L. Egersdörfer, München.

In der Flugwetterwarte München werden die Registrierungen des Luftdrucks, der Temperatur und der relativen Feuchtigkeit stündlich ausgewertet und davon Monatsstundenmittel gebildet. Eine Bearbeitung von Wind und Niederschlag nach Stundenwerten ist in Angriff genommen. Diese tägliche Arbeit soll dazu dienen, den Witterungsablauf möglichst exakt zu erfassen und die Grundlagen zu bieten für Studien.

Die Gewohnheit des Meteorologen, alles in Zahlen darzustellen - auch an sich nicht meßbare Werte - stellt ihm aber einem Zahlenmeer gegenüber, in dem jede Übersichtlichkeit verloren geht.

Der erste Zweck unserer Arbeit war also der, Methoden zu finden, durch die für Temperatur, Luftdruck und Wind anschauliche Bilder geschaffen werden, die eine erste Orientierung über die abgelaufene Witterung am Beobachtungsorte ermöglichen. Dann erst - und diese Aufgabe ist noch nicht begonnen - sollen an Hand dieser Bilder Angriffspunkte für besondere Studien gesucht werden.

Da hier soviel Wert gelegt wird auf die Anschaulichkeit der zu schaffenden Bilder, ist es vielleicht nicht wertlos, auch der ersten Versuche Erwähnung zu tun, auf Grund deren dann die endgültige Darstellung erfolgte.

Beginnen wir mit der Temperatur !

Die vorliegenden Tabellen der stündlichen Werte der Temperatur der einzelnen Monate wurden wieder zu Monatsstundenmitteln zusammengefaßt. Das Bild 1 enthält die Isoplethen dieser Temperaturwerte, von 2 zu 2 Grad gezeichnet und den Zeitraum von September 1927 bis Ende 1931 umfassend. Diese Darstellung und ihre rein klimatologische Bedeutung ist ja längst bekannt. Sie liefert im Vertikalschnitt den täglichen Gang der Temperatur während eines bestimmten Monats und im Horizontalschnitt den jährlichen Gang der Temperatur zu einer bestimmten Tagesstunde. Die Linie tiefster Temperatur (Minimum) fällt mit Sonnenaufgang zusammen, das Temperaturmaximum auf die Tagesstunden 14 Uhr und überwiegend 15 Uhr. Die Isoplethen schließen sich zu Wärmeinseln in der Mitte des Bildes, d. h. um die Mittagsstunden, zusammen, die in den einzelnen Jahren in zwei oder mehr Gebiete auseinander treten können. Auch haben sich einzelne besondere Jahreszeiten, wie der kalte Winter 1928/29 und der folgende warme Sommer auffällig herausgehoben. Für die Witterungsgeschichte kürzerer Zeiträume ist ihnen nichts zu entnehmen.

Es wurde deshalb unter Vernachlässigung von Dekadenmitteln gleich zu Isoplethen von 5-tägigen Mitteln übergegangen, d. h. der Mittelwert der Temperatur einer bestimmten Tagesstunde von je fünf aufeinanderfolgenden Tagen berechnet und aufgezeichnet. Eine Überlappung dieser 5-tägigen Mittel fand nicht statt. Der Versuch wurde nur für das Jahr 1930 durchgeführt (Bild 2). Die in Abständen von 2,5 Grad gezeichneten Isoplethen werden nun schon zahlreicher, so daß schon hier eine gewisse Abgrenzung und Heraushebung der einzelnen Warm- und Kaltgebiete durch eine einfache Farbengebung (Schraffur mit Farbstift) notwendig erschien. Die bei den Monatsstundenmitteln noch recht abgerundeten Wärmegebiete werden nun schon unregelmäßiger und suchen sich in Teilgebiete aufzuspalten.

Diese

Diese Aufspaltung wird bewirkt durch gewisse Einschnürungen, so an der Pentade des 20. April, dann besonders auffällig zwischen 10. und 15. Mai, also in der Zeit der Eisheiligen. Eine weitere Einschnürung am 14. Juli schliesst das Warmgebiet des 4. Juli scharf ab, dem ein merklich kühler Zeitraum von 30 Tagen folgt. Mitte August ist die Abkühlung besonders groß. Ihr folgt unmittelbar ein schönes Temperaturmaximum, das sich bis weit in den Oktober hinein fortsetzt (Altweibersommer). Von Anfang November bis Mitte Dezember verflachen die Temperaturunterschiede sehr, doch bleibt am 26. November eine kleine Föhninsel deutlich bemerkbar. Mitte Dezember setzt dann ein breiter Kaltstreifen ein, der bis knapp nach den Weihnachtsfeiertagen anhält. Dass dieser blaue Streifen so langgezogen erscheint ist eine Folge des ganz schwachen täglichen Ganges der Temperatur in dieser Jahreszeit.

In der winterlichen Jahreszeit sind an der linken Seite des Bildes ebenfalls deutliche Wärmeinseln, so am 15.I. und 4.II. bemerkbar, denen dann vom 9.II. ab die einzige größere Zone tiefer Temperatur folgt. Da das Maximum der Temperatur in den ersten Morgenstunden am kräftigsten ist, haben wir es mit Strahlungsfrost zu tun, wofür auch die Erwärmung in den Mittagsstunden in den folgenden Pentaden spricht. Einzelne kleinere Inseln in den Morgenstunden im September scheinen noch auf das Vorhandensein von Strahlungsfrösten hinzudeuten. Man sieht, dass sich aus einer solchen noch stark durch die Mittelbildung beeinflussten Darstellung trotzdem schon bemerkenswerte Einzelheiten herauslesen lassen, welche die Witterung des Jahres fast ohne Zwang in Großwetterlagen zerlegen.

Wenn trotzdem nun auch diese Darstellungsart verlassen und zu den w i r k l i c h e n stündlichen Werten jedes Tages übergegangen wurde, so bewog dazu vor allem die Tatsache, dass die Mittelbildung über drei Tage eine bedeutende Rechenarbeit erforderte und bei der großen interdiurnen Veränderlichkeit unseres Klimas doch viele Einzelheiten unterdrückt wurden. Es wurde sogar der Nachteil in Kauf genommen, dass die Darstellung eines Jahres einen beträchtlichen Raum einnimmt. Die Isoplethen wurden wieder von 2,5 zu 2,5 Grad gezeichnet und das ganze in Wasserfarben angelegt. Die Abstufung dabei geschah so, dass das Interwall von -2,5 zu +2,5 Grad weiß gelassen wurde und dann jedes Interwall um eine Schattierung stärker in der betreffenden Farbe rot (warm) oder blau *)(kalt) getönt wurde. So ist also das Hauptbild 3 entstanden. Es enthält die 4 Jahre 1928 bis 1931, also den ganzen Zeitraum, von dem stündliche Werte an der Flugwetterwarte München vorliegen. Die Verlegung der Wetterwarte vom Nordende des Platzes an das Südende in das Verwaltungsgebäude wurde dabei unberücksichtigt gelassen, da eine wesentliche Verfälschung der Temperaturwerte nicht zu befürchten stand.

Da die Stundenwerte von oben nach unten angetragen sind, müßte das Bild eigentlich so betrachtet werden, dass die Stundenlinien horizontal zu liegen kommen, d.h. das Bild muss um 90° gedreht werden. Da aber nicht der tägliche Gang der Temperatur die Hauptsache ist, sondern die Änderung von einem Tag zum anderen, die durch den Farbwechsel angezeigt ist, können wir auf diese Drehung verzichten.

Was lehrt nun die Betrachtung eines einzelnen Jahres ?

Zunächst fällt bei der Temperatur auf, die markante Heraushebung des täglichen Ganges, die dadurch entsteht, dass sich die Isoplethen zu einzelnen länglichen Inseln zusammen schliessen. Die Spitzen dieser Inseln liegen alle auf einer großen sich fast durch das ganze Jahr erstreckenden Ellipse, die nur in den Wintermonaten November bis Februar undeutlich wird, weil dort der tägliche Gang fast verschwindet. Parallel dieser Ellipse läuft die nicht gezeichnete Minimumlinie der Tagestemperatur, die auch hier noch deutlich der Zeit

des

*) In der Figur quer schraffiert

des Sonnenaufgangs folgen würde. Weniger deutlich erscheint das mittägige Maximum, das ungefähr mit der großen Achse der Ellipse zusammenfällt. Der tägliche Gang ist also das dominierende Element bei der Temperatur und man kann sich unschwer vorstellen, wie gleichmäßig sich die einzelnen Inseln zu einer großen Insel zusammenschließen würden bei einer Station mit Wüstenklima mit ungestörtem täglichen Gang. Im ganzen vermittelt diese Ellipse den von Schmauß im vorangegangenen Vortrag geprägten Begriff des "selbständigen" Klimas, wie es der geographischen Breite entspricht.

Dieser tägliche Gang wird nun - und das ist das zweite Ergebnis unserer Darstellung - durch die unterdiurne Veränderlichkeit in eine große Zahl von inselartigen Gebilden zerlegt, die anscheinend wahllos das ganze Bild durchsetzen. Selbst ein so geschlossenes Warmgebiet wie der September 1929 weist in seiner Mitte einen tiefen Einschnitt auf, in dem die Temperatur um mehr als 10 Grad gesunken ist. Ebenso hat der sehr kalte Februar 1929 am 11. eine Wärmetönung von -25 auf - 10 Grad aufzuweisen. Breite Einschnitte sind vor allem in den Frühjahresmonaten April bis Juni zu bemerken, während die Herbstmonate merklich gleichmäßiger abzulaufen scheinen. Dieses so außerordentlich abwechslungsreiche Schaubild forderte nun gebieterisch eine Ausdehnung auf weitere Jahre. Damit wurde nun auch als drittes Ergebnis der Unterschied der Monate in den einzelnen Jahren sichtbar gemacht. Wir bemerken sofort, daß der tägliche Gang nicht in allen Jahren gleich gut ausgeprägt ist. Das Jahr 1931 erscheint viel weniger warm als etwa das Jahr 1929. Dabei ist das Jahresmittel aller stündlichen Werte im Jahre 1929 mit seinem heißen Sommer und dem kalten Nachwinter mit 6,93 Grad sogar noch etwas geringer als das von 1931 mit 6,98 Grad. Auch 1930 weist mit 8.39 Grad eine höhere mittlere Jahrestemperatur auf als 1928, das nur 8,28 Grad brachte. Man sieht, daß die Jahresmittel Werte ergeben, die dem Gedächtnis des Menschen für den Witterungsablauf geradezu widersprechen können, während die hier gewählte ausführliche Darstellung eine hervorragende Stütze des Gedächtnisses bedeutet.

Die schönen Sommer 1928 und 1929 fallen hier sofort in die Augen, ebenso der schon öfter erwähnte kalte Winter 1928/29, ferner der kalte Februar 1930, der warme Oktober 1930, der kalte Nachwinter 1931, der verregnete Sommer 1931 usw. Es ist nicht beabsichtigt, hier alle Besonderheiten aufzuzählen, unser Zweck ist erreicht, wenn die Überlegenheit dieses Schaubildes gegenüber der gedruckten tabellenartigen Zusammenstellung klar heraustritt. Die Vorteile gehen aber noch weiter. Schon immer war es als ein Übelstand empfunden worden, daß die strenge Einteilung des Jahres in Monate für die Beschreibung des Witterungsablaufs ein merkliches Hindernis bedeutet. Hier wäre nun ein Mittel gegeben, sich durch eine Orientierung am Bilde eine Zusammenfassung nach Großwetterlagen innerhalb des Jahres zu verschaffen, die auch die Übergangsgebiete berücksichtigen kann. Und damit ist der letzte aber wichtigste Punkt berührt: die kalendermäßige Gruppierung der Störungen des jahresüblichen Temperaturganges in den einzelnen Jahren. In dieser Darstellung fällt mühelos der scharfe Einsatz der Dezember- und Februarkälte auf, der sich in den einzelnen Jahren kaum um einzelne Tage verschiebt. Ähnlich ist es mit gewissen Kälteeinbrüchen in der warmen Jahreszeit, die sich unverkennbar an gewisse Termine zu halten scheinen, wenn auch die Bindung in den einzelnen Jahren eine gewisse Elastizität aufweist. Wir haben hier eine augenscheinliche Bestätigung zu den Untersuchungen von Schmauß über den kalendarischen Eintritt gewisser Witterungsereignisse. Es wäre nun sicher verfehlt, aus diesen 4 Jahren ähnliche Schlüsse ziehen zu wollen wie aus dem Material, das aus 45 Jahren in mühevollen Vergleichen von Schmauß erarbeitet wurde. Es darf aber als sicher angenommen werden, daß ein Schaubild wie unseres, auf einen so großen Zeitraum ausgedehnt, ähnliche Resultate in unmittelbar überzeugender Anschauung liefern könnte.

Großwetterlagen werden aber nicht allein durch die Temperatur gekennzeichnet, sondern sind vielleicht noch besser aus dem Luftdruck abzulesen. Zu diesem Zwecke wurde ganz nach den gleichen Grundsätzen wie bei der Temperatur ein

Bild

Bild des Luftdruckablaufes für die gleichen 4 Jahre entworfen. Diese Luftdruckdarstellung in Bild 4 konnte, nachdem einmal feststand, dass der tägliche Gang des Luftdrucks mit seinen Bruchteilen von mm Hg gegenüber der Veränderung von einem Tage zum anderen vollkommen verschwinden würde nach bloß 4 Tageswerten entworfen worden. Die weißen Stellen bedeuten Luftdrucke zwischen 955 und 960 mbar, was dem Mittelwert unseres Stationsluftdruckes mit rund 955 mbar nahekommt. Die Farbtönung (blau=hoher *), rot=tiefer Druck) schreitet dann in Stufen von 5 zu 5 mbar weiter. (Beim Entwurf wurde wiederum der Höhenunterschied zwischen der alten und der neuen Aufstellung mit rund 12 m vernachlässigt, da es ja weniger auf die absoluten Werte als die interdiurne Veränderlichkeit ankam).

Mit dem Verschwinden des täglichen Ganges sind also aus den Inseln der Temperatur breite senkrechte Bänder des Luftdruckes entstanden. Es können auf diese Darstellung genau die gleichen Gesichtspunkte wie bei der Temperatur angewendet werden, weswegen auf ein weiteres Eingehen verzichtet wird. Jedenfalls können sich beide Bilder in der Deutung des Witterungsablaufes aufs glücklichste ergänzen. Doch darf vielleicht darauf aufmerksam gemacht werden, wie gut sich der jährliche Gang des Luftdrucks, der sonst gegenüber dem Geschehen auf der Wetterkarte recht vernachlässigt wird und nur aus trockenem klimatologischem Zahlenmaterial überhaupt bekannt wird, ablesen und verstehen lässt. Es ist allerdings ein glücklicher Zufall, dass gerade das erste dargestellte Jahr 1928 so übersichtliche Verhältnisse darbietet. Die folgenden Jahre bieten den jährlichen Gang weit undeutlicher. Im Großen gesehen haben wir in den Monaten Januar und Februar die winterliche Antizyklone, teilweise kurz unterbrochen von rasch ablaufenden mehr oder weniger tiefen Störungen. Mit Anfang März setzt dann eine Zeit tiefen Druckes ein, der im April seine stärkste Ausbildung erfährt. Es erinnert dies an die tägliche Wetterkarte, die in dieser Jahreszeit meist ein gut ausgebildetes polares Hoch aufweist, vor dem die zahlreicher werdenden Depressionen, die bis in die Gegend der Azoren hinabreichen und die ihre Energie von den dem Grönlandhoch pulsierend abströmenden Kaltluftmassen empfangen nach Süden ausweichen und so in die Nähe des Kontinents geführt werden. Im Mai bis Juni scheint dann das Depressionsgetriebe nachzulassen und es baut sich über dem Kontinent das erste sommerliche Hochdruckgebiet mit starker Einstrahlung und hohen Temperaturen auf. Der Gürtel der Rossbreiten hat seine Herrschaft auf den Kontinent ausgedehnt. Der Ausgleich lässt nicht lange auf sich warten: Es setzt Zustrom kühlerer Luftmassen vom Ozean her ein, der Luftdruck über dem Kontinent sinkt: es hat sich eine Monsunwetterlage herausgebildet. Im August bis Mitte September herrscht dann das zweite sommerliche Hochdruckgebiet, das den Eindruck hervorruft, als sei der inzwischen nordwärts gewanderte Hochdruckgürtel wieder zum Kontinent zurückgekehrt. Mitte September setzen dann die ersten Tiefdruckgebiete mit Schlechtwetterlagen ein und beherrschen den Luftdruckgang bis Mitte November, wo allmählich dann die Unruhe der Atmosphäre abnimmt und sich der erste Aufbau der winterlichen Antizyklone vollzieht. Mitte Dezember ist diese vollendet, wird aber Ende Dezember oder schon in der Mitte des letzten Monatsdrittels von der sogenannten Weihnachtsdepression abgelöst, die im wesentlichen einen Vorstoß warmer Luftmassen von Süden her als Reaktion auf den Zustrom kalter Luft von Norden in der Mitte des Dezember bedeutet.

Dieses Schema erfährt nun in den einzelnen Jahren bedeutende Abänderungen. So ist das Jahr 1931 fast ohne Gebiete hohen Druckes geblieben, dagegen sind die Depressionen in der Sommermitte mit einer Regelmässigkeit erfolgt, die den Gedanken an einen festen Rythmus und damit an einen Spiegelpunkt im Weickmann'schen Sinne zwingend nahe legen.

Zum

*) im Bild schraffiert

Zum Schluß sei noch einer Versinnbildlichung des Windes gedacht (Bild V). Der Wind ist ein Vektor und es schien zuerst unüberwindliche Schwierigkeiten zu machen um Tageszeitstunde, Monatstag, Windrichtung und Windstärke auf einmal sichtbar zu machen. Die Farbtönung half auch hier. Wenn jedem Vektor bestimmte Farbe angewiesen wird, ist die Zuordnung eindeutig. Die Kreise an Bild VI zeigen diese Zuordnung. Es bedeutet helles Grün schwachen, dunkles Grün starken Westwind, helles Blau schwachen Nord, dunkles Blau starken Nord usw. Ganz freilich waren die Schwierigkeiten damit nicht überwunden, denn eine ausreichende Farbenskala für etwa 16 Windrichtungen und mindestens 4 Stärkegrade war uns bisher unmöglich aufzufinden. Man beschränkte sich deshalb auf vier Farben und trug der so erzwungenen starken Zusammenfassung der Richtungen dadurch Rechnung, daß für den ersten Versuch zwei Darstellungen für das gleiche Jahr 1931 geschaffen wurden, deren obere als Hauptwindrichtungen die Sektoren, West, Nord, Ost und Süd, deren untere aber die Sektoren Südwest, Nordwest, Nordost und Südost umfaßt.

Das gewonnene Bild scheint zunächst reichlich bunt. Bei näherer Betrachtung aber schält sich doch ein Überwiegen der West- und Ostrichtung heraus, gegenüber denen Nord- und Südrichtung nur als Übergangswinde erscheinen. Auch die tägliche Drehung des Windes mit der Sonne kann gut erkannt werden, besonders im unteren Bild. Die roten Töne des Südwest überwiegen an den Rändern des Bildes, also in den Nacht- und Morgenstunden, die blauen und grünen Töne dagegen in der Mitte, d.h. in den Mittagsstunden. Schlechter ist es dagegen bestellt mit dem täglichen Gang der Windstärke, der nur unvollkommen zum Ausdruck kommt.

Auch die Vereinigung des Windbildes mit dem Temperatur- oder Luftdruckbild schafft noch keine ganz eindeutige Übersicht in Bezug auf den Wind. Zwar heben sich in den Hochdruckgebieten die Ostwinde deutlich heraus, auch häufen sich in den Depressionszeiten die grünen Töne im Westsektor (obere Darstellung) doch ist im übrigen der Wechsel in der Windrose viel zu groß, als daß eine eindeutige Zuordnung erfolgen könnte. Nach den Erfahrungen an der Wetterkarte ist dies wohl selbstverständlich.

Nach Fertigstellung unserer Bilder hat Herr Dr. Lautner von der Wetterflugstelle München, angeregt durch diese neuartige Darstellung eine Zeichnung der Höhentemperaturen über München im Jahre 1931 beigesteuert (Bild 6). Sie kann zwar nur den Temperaturverlauf einer bestimmten Stunde (8 Uhr morgens) bieten, zeigt aber nach einheitlicher Farbentönung in unserer Skala, wie gut sich diese Arbeitsweise zur Erkennung von Luftkörpern eignet. Schon eine oberflächliche Betrachtung erweist die Abhängigkeit der Bodentemperaturen von den über uns hinwegziehenden Luftkörpern, die gewissermaßen den Takt angeben, in dem sich die roten und blauen Gebiete am Boden folgen. Gilt dies vornehmlich für den Winter - man vergleiche z. B. den starken Kälteeinbruch Mitte Dezember 1931 - so ist auch im Sommer jeder Einbruch von oben her von einer Abschwächung der roten Töne, also einem Temperaturrückgang begleitet. Außer diesem rasch wechselnden Rhythmus von Kälte- und Wärmevorstößen erscheint der jährliche Gang der Temperatur in der Höhe besonders betont, der sich ja bekanntlich durch einen sehr kurzzeitigen Übergang von der kalten zur warmen Jahreszeit und umgekehrt auszeichnet. Diese Übergangsmonate Mai und November treten deutlich hervor.

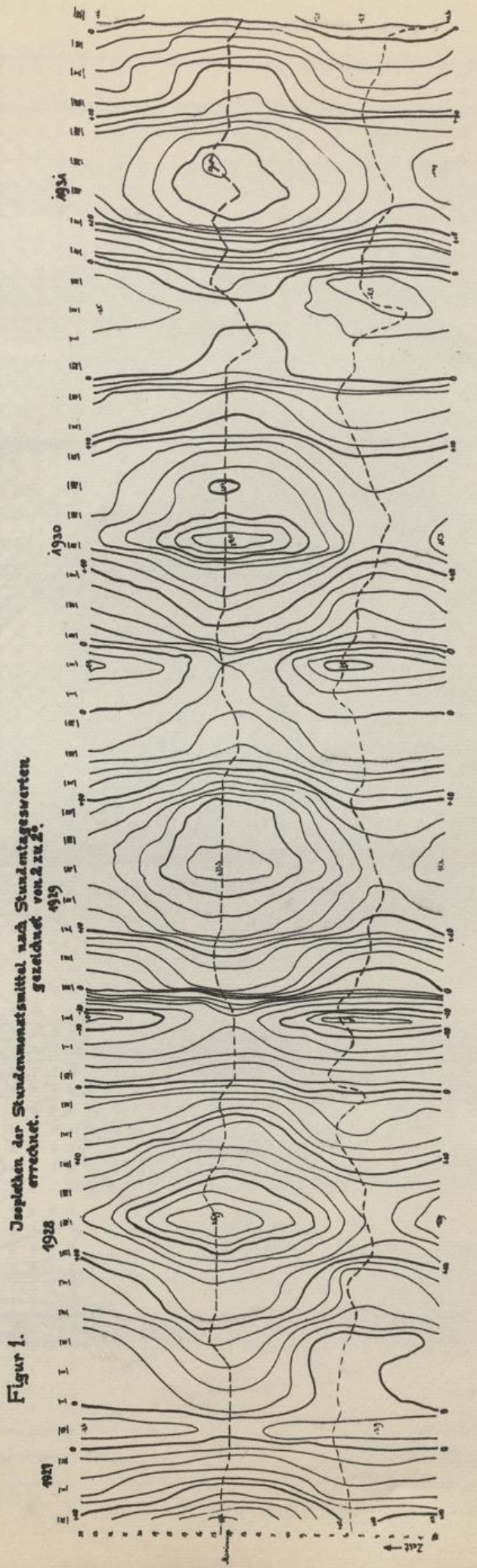
Es ist sicher nicht am Platze, die an sich triviale Methode unserer Darstellung zu überschätzen. Sie kann noch weitgehend verbessert werden durch technische Hilfsmittel. Sie erfüllt aber schon in dieser unvollkommenen Form ihren Zweck, wenn sie dazu beiträgt, durch eine wirklich anschauliche Darbietung das Studium des Wettergeschehens zu erleichtern. Wenn sie vielleicht hie und da sogar als neuartig empfunden wird - was sie bestimmt nicht ist - so mag dies darin liegen, daß sie den polaren Gegensatz zur täglichen Wetterkarte verkörpert. Stellt diese das gleichzeitige Wettergeschehen an vielen Orten dar - ein Zeitpunkt, viele Raumpunkte - so gibt jedes der vorgezeigten Zeiten -

viele

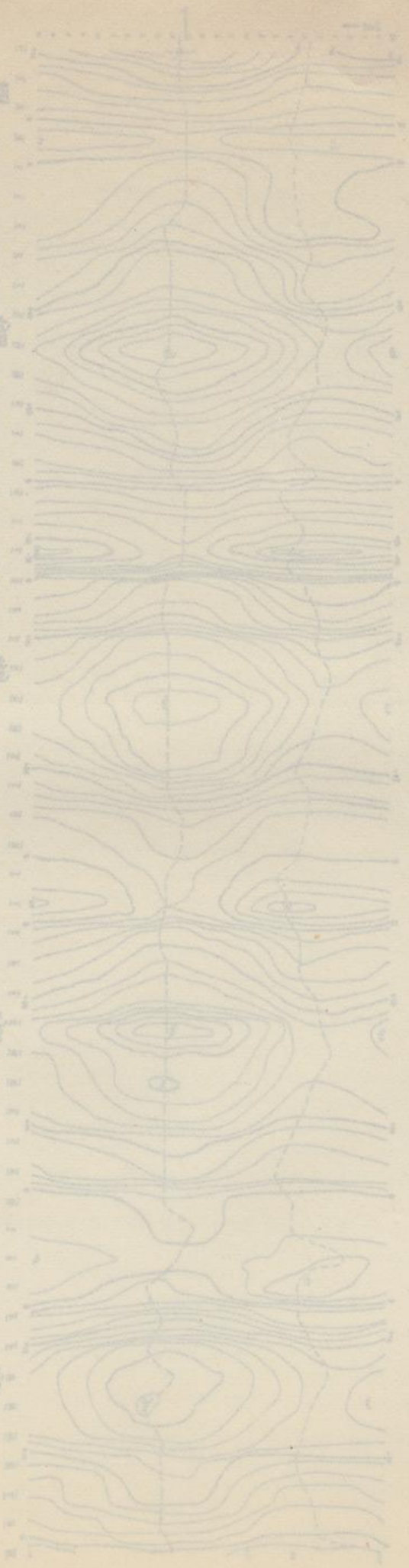
viele Zeitpunkte, ein Raumpunkt.

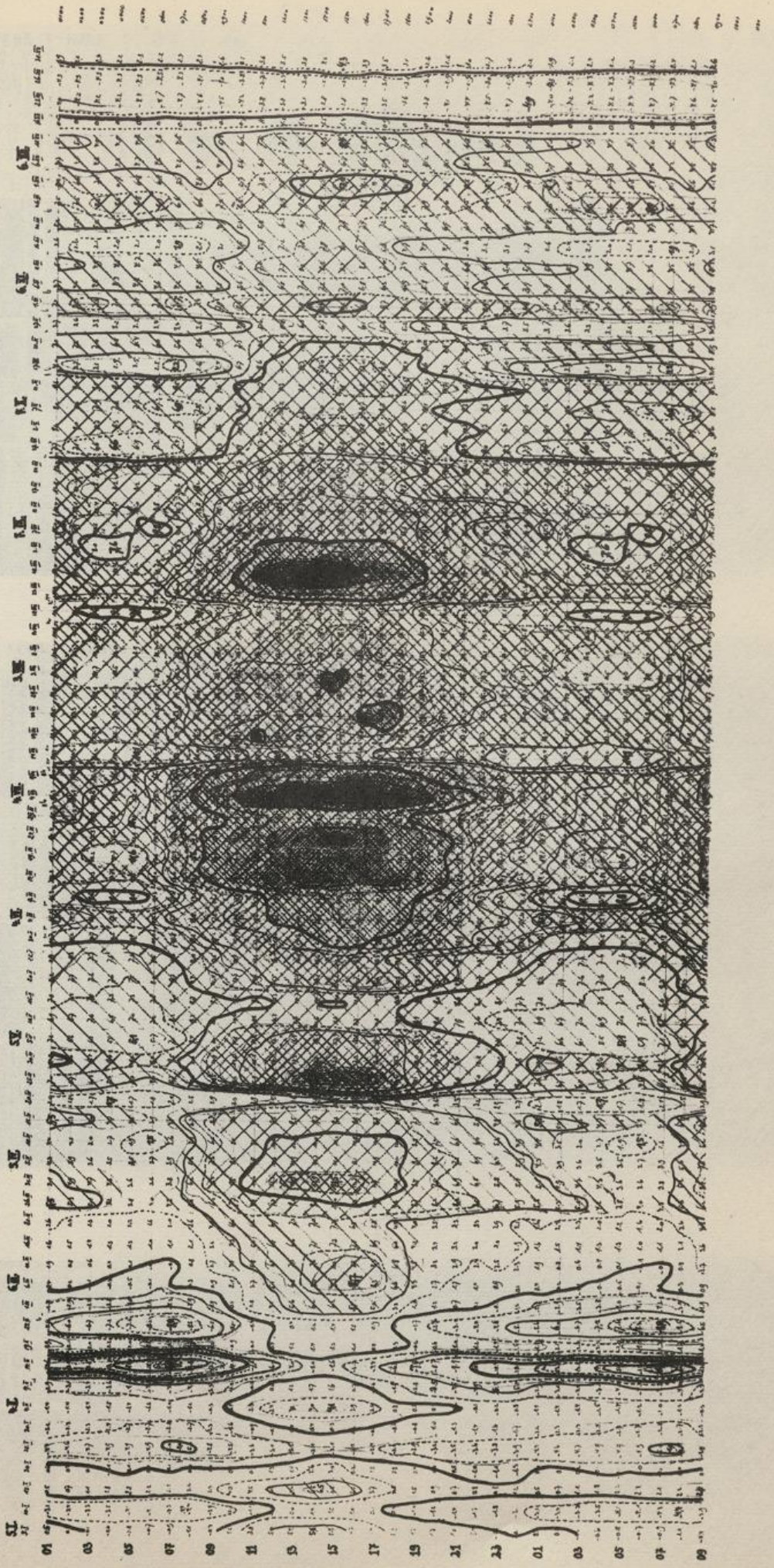
Es wäre vielleicht nicht unnütz, dieselbe Methode an einer anderen Station in möglichst anderem Klima - in unserem Bereich also an einer Höhenstation (Zugspitze) und an einer Küstenstation (Hamburg, Königsberg) weiter durchzuproben.

Tafel 1



Figur 1. Isoplethen der Stundenmonatsmittel nach Stundentageswerten gezeichnet von 2 zu 2°.





Figur 2. Temp.-Penthaden 1930

Tafel 3

Fig. 3

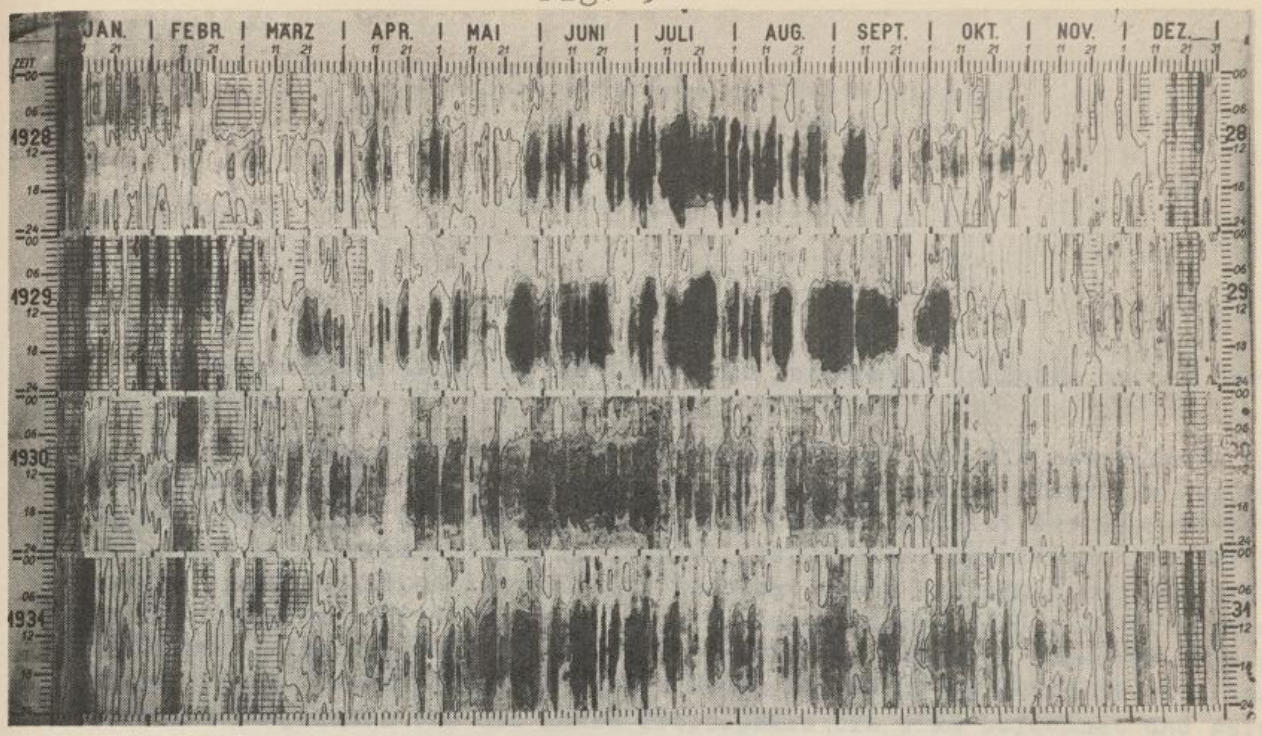


Fig. 4

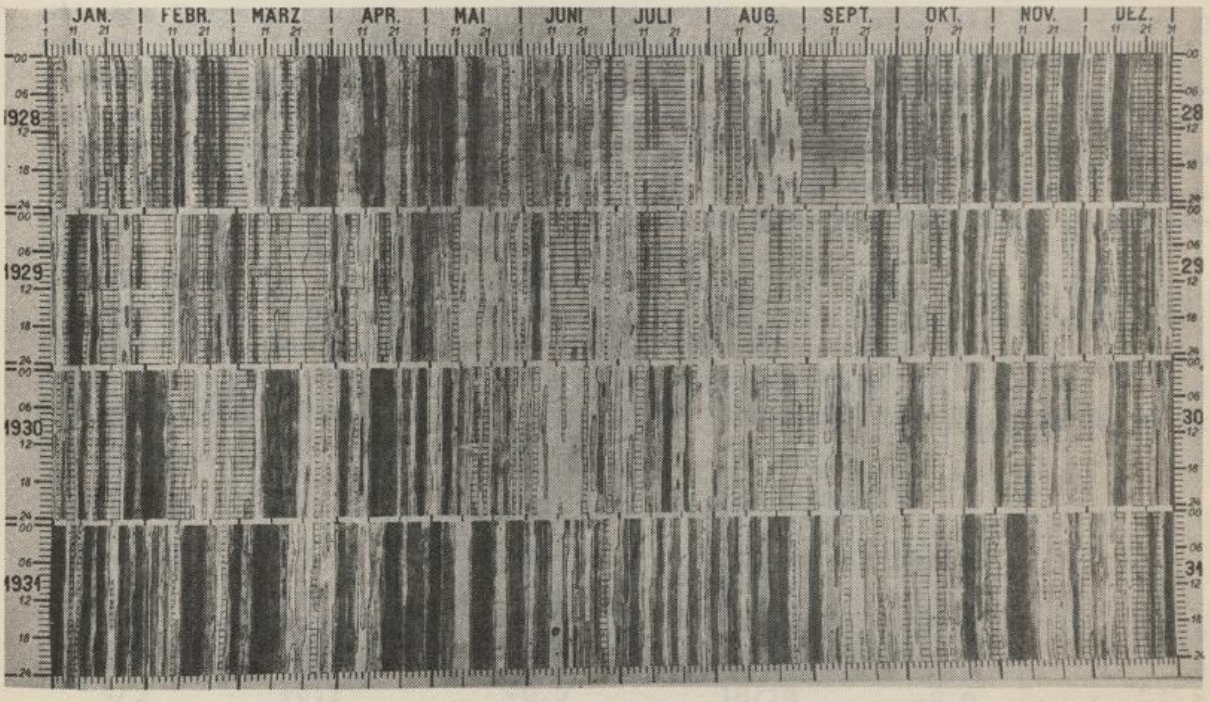
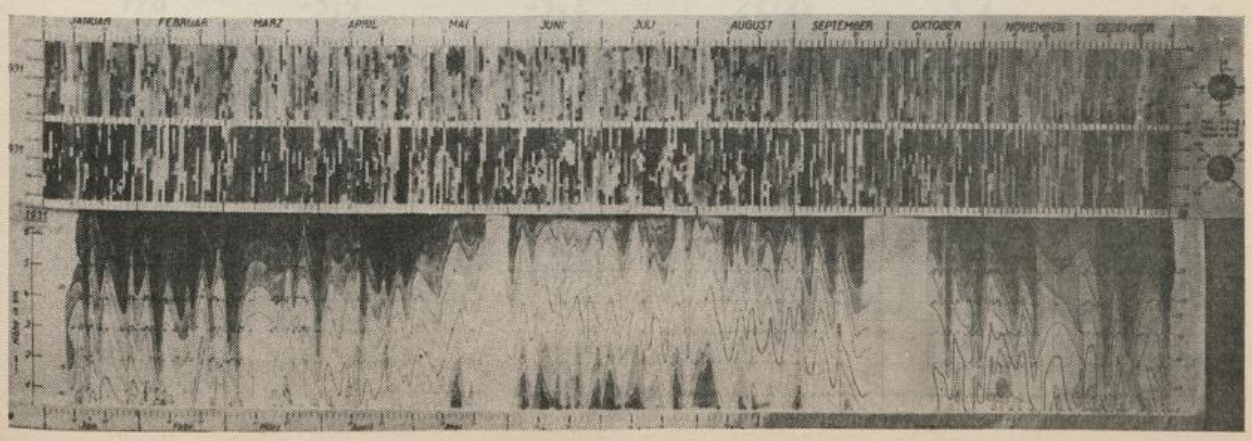
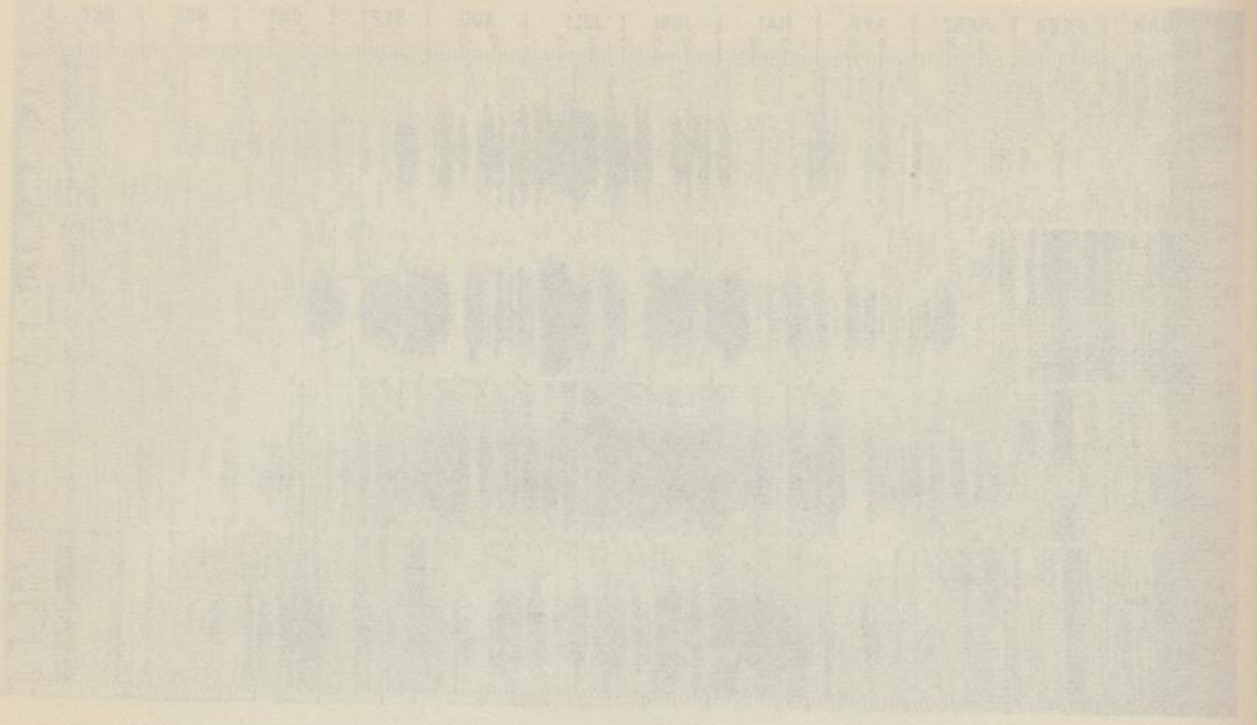
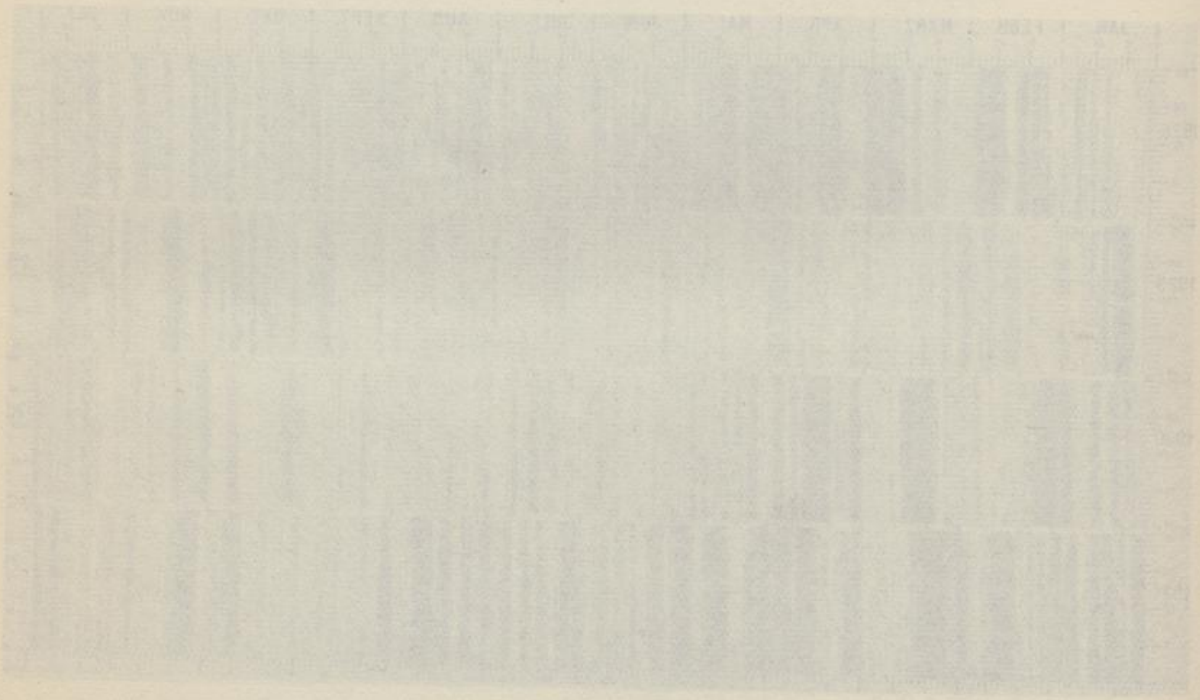
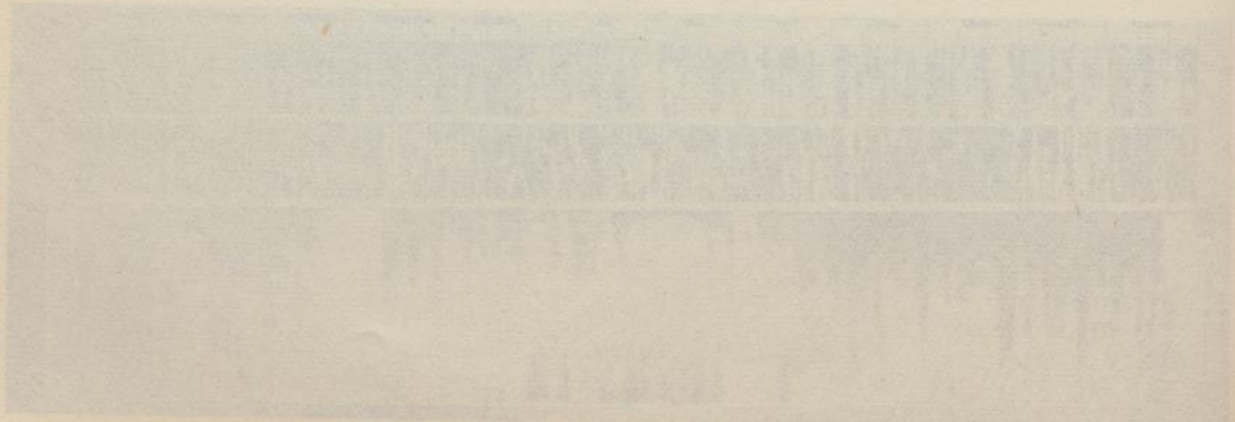


Fig. 5/6









Aerologische Aufstiege und Wetterdiagnose

Dr. Peregrin Zistler.

I. Beziehungen zwischen Luftdruck und Temperatur am Boden und in der Höhe.

Ein wichtiges Hilfsmittel für den Wetterdienst ist die Betrachtung der Steig- und Fallgebiete des Luftdruckes und der Temperatur. Zwischen beiden besteht bekanntlich die inverse Beziehung: Dem Steiggebiet der Temperatur entspricht im allgemeinen ein Fallgebiet des Druckes, dem Fallgebiet der Temperatur ein Steiggebiet des Druckes. Doch hat diese Beziehung nur Gültigkeit für die untersten Luftschichten; schon in Zugspitzhöhe sind die Verhältnisse umgekehrt: Luftdruck und Temperatur laufen im wesentlichen parallel. Egersdörfer [1] hat für den internationalen Monat Mai 1926 die Korrelationen Luftdruck und Temperatur für die ganze Troposphäre bis 9 km berechnet und gefunden, dass die Korrelationsfaktoren mit der Höhe zunehmen und Werte von über 0.9 erreichen und ausserdem, dass der Luftdruck in 9 km am besten korreliert mit dem Temperaturgang in den mittleren Schichten von 4 bis 6 km (Wert 0,95). Die Erklärung liegt darin, dass die Temperatur dieser Mittelschicht als repräsentativ angesehen werden kann für die Mitteltemperatur der ganzen Troposphäre. Die weitere Erklärung für den parallelen Gang von Luftdruck und Temperatur ist dann bekanntlich sehr einfach: da in einer warmen Schicht der Druck mit der Höhe langsamer abnimmt als in einer kalten Schicht, muss nach der statischen Höhenformel der Luftdruck in gleicher Höhe über einer warmen Schicht höher sein als über einer kalten.

Während des Internationalen Monats März 1928 hatten wir in München das seltene Glück, dass von 31 Aufstiegen 29 die Stratosphäre erreichten [2]. Die folgende Tabelle 1 gibt die Änderungen des Luftdruckes in 10 km (p_{10}) und der Mitteltemperatur der Troposphäre (T_m) von einem Tage zum anderen [3]. Von zwei Ausnahmen abgesehen, sind die Vorzeichen von ∂p_{10} und ∂T_m gleichsinnig, der Korrelationsfaktor beträgt 0,92.

Tabelle 1 (März 1928).

Datum	∂p_{10} (mm)	∂T_m	Datum	∂p_{10} (mm)	∂T_m
2/3	-0,8	-0,8	16/17	+2,5	+2,2
3/4	+0,2	+0,5	17/18	-1,1	-0,3
4/5	+0,7	+0,6	18/19	-2,0	-1,3
5/6	-1,6	-0,9	19/20	-0,1	+0,6
6/7	-0,5	-0,4	20/21	+4,4	+6,6
7/8	-3,9	-3,1	21/22	-3,4	-3,7
8/9	-0,5	-0,5	22/23	-1,4	-0,8
9/10	+0,8	+2,1	23/24	+4,0	+3,9
10/11	+1,2	+0,5	24/25	-2,2	+0,5
11/12	-0,6	-1,7	25/26	-1,5	-2,7
12/13	-1,6	-0,9	26/27	+3,5	+1,7
13/14	+0,7	0,0	27/29	-6,4	-5,5
14/15	-0,6	-1,1	29/30	+5,2	+5,6
15/16	+3,2	+1,5	30/31	+1,4	+2,7

Aus

Aus der bekannten Kompensationswirkung zwischen Troposphäre und Stratosphäre, dass nämlich über einer warmen Troposphäre die Stratosphäre kalt ist und umgekehrt, folgt weiter, dass mit Beginn der Stratosphäre (in der sogen. Substratosphäre) sich das Temperatärgefälle umkehrt, während das Druckgefälle dem Vorzeichen nach zunächst ungeändert bleibt, dem Betragen nach aber mit der Höhe abnimmt. In der Substratosphäre sind demnach Druck- und Temperaturgefälle wieder invers zueinander. Bleibt das Temperaturgefälle in der Stratosphäre dem Vorzeichen nach ungeändert, so kehrt sich mit zunehmender Höhe auch das Druckgefälle um, sodass schliesslich Druck- und Temperaturgefälle wieder parallel zueinander werden, beide aber dem Vorzeichen nach entgegengesetzt zur Troposphäre. Wir wollen zur Erläuterung ein Beispiel bringen und haben hiezu die Aufstiege vom 29. und 30.12.1929 ausgewählt.

Tabelle 2

	29.XII.29				30.XII.29		
km	p	t	Δp	Δt	p	t	Δp u. Δt
1	672	5,4	+7	-3,0	679	2,4	
2	595	0,2	+4	-5,1	599	-4,9	Invers
3	525	-1,9	+1	-8,5	526	-10,4	
4	463	-7,0	-2	-10,2	461	-17,2	
5	406	-12,6	-2	-9,8	404	-22,4	
6	356	-18,3	-1	-10,2	355	-28,5	
7	310	-26,2	-4	-8,4	306	-34,6	Parallel
8	271	-34,4	-6	-6,7	265	-41,1	
9	234	-42,0	-7	-4,0	227	-46,0	
10	202	-49,4	-6	+0,1	196	-49,3	
11	172	-57,5	-3	+6,9	169	-50,6	Invers
12	147	-63,1	-2	+15,3	145	-47,8	
13	124	-61,6	0	+13,6	124	-48,0	
14	106	-59,3	+1	+7,8	107	-51,5	
15	90	-60,5	+1	+3,3	91	-56,7	Parallel
16	77	-59,3	+1	+2,9	76	-56,4	

Wir haben hier den Fall eines Kälteeinbruchs, der die ganze Troposphäre umfasst; die Troposphäre ist am 30. im Mittel um rund 9 Grad kälter als am 29., die Substratosphäre um ebensoviel wärmer. Druck- und Temperaturgefälle sind in den unteren 3 km invers, im übrigen Teil der Troposphäre parallel bei negativem Vorzeichen. In der Substratosphäre kehrt sich das Temperaturgefälle um und wird positiv, während das Druckgefälle zunächst noch negativ bleibt, mit der Höhe aber abnimmt und schliesslich ab 14 km ebenfalls positiv wird.

Zusammenfassend lässt sich für Troposphäre und Stratosphäre feststellen, dass ein bestimmtes Temperaturgefälle, das für Schichten von größerer vertikaler Mächtigkeit dem Vorzeichen nach konstant bleibt, sich dahin äußert, Luftdruck- und Temperaturgefälle einander parallel zu machen. Während sich demnach die Beziehungen zwischen Luftdruck- und Temperaturverlauf in der Höhe verhältnismässig einfach gestalten, ist dies für die Bodendruckänderungen nicht in gleicher Weise der Fall. Wenn auch, wie einleitend erwähnt, in der Regel die inverse Beziehung für Luftdruck- und Temperaturänderungen und zwar namentlich beim Vorüberzug gut ausgeprägter Depressionen gilt, so zeigen doch schon die von Egersdörfer errechneten geringen Korrelationswerte zwischen dem Bodenluftdruck und den Temperaturen der einzelnen Höhenstufen ($r = -0,1$ bis $+0,2$), dass hier keineswegs mehr die einfachen Beziehungen wie für die Höhe Geltung haben. Wir kommen damit zu dem in letzter Zeit viel erörterten Thema "Über den Sitz der Luftdruckschwankungen am Boden", das H. Ertel [4]) auf der Tagung der Meteorologischen Gesellschaft in Wien in einem zusammenfassenden

Referat

Referat behandelt hat,

Die grundlegende Frage ist die, ob die troposphärischen und stratosphärischen Luftdruck- und Temperaturschwankungen dynamisch bedingt sind wie etwa im Sinne von Palmen [5] als Effekt der Erdrotation oder aber rein thermisch aufgefasst werden können durch Advektion verschieden temperierter Luftmassen. Wir wollen der thermischen Erklärung den Vorzug geben, da bisher keinerlei Widersprüche zu den Beobachtungsergebnissen nachgewiesen werden konnten und auf diesem Wege eine quantitative Behandlung möglich ist. Die durch Differenzierung der allgemeinen statischen Grundgleichung

$$\partial P = \frac{P}{p}\,\partial p - P\,\frac{gh}{T^2}\,\partial T$$

gewonnenen zwei Teilglieder haben allerdings nur formale Bedeutung, doch besteht an Hand der von Rossby [6] angegebenen Formeln die Möglichkeit, die Wirkung der in den verschiedenen Höhenschichten beobachteten Temperatur- und Druckänderungen auf die darunter liegende Luftsäule und auf den Luftdruck am Boden zu berechnen. Führen wir diese Rechnung für den März 1928 durch, so erhalten wir die in Tabelle 3 angegebenen Werte $\partial\pi$

Tabelle 3

km	$\partial\pi$	∂l_t
1/2	0,86	2,8
2/3	0,68	2,2
3/4	0,55	1,9
4/5	0,65	1,8
5/6	0,76	2,2
6/7	0,83	2,8
7/8	0,80	2,7
8/9	0,81	2,7
9/10	0,70	2,7
10/11	0,83	2,5
11/12	1,03	2,9
12/13	1,00	2,9
13/14	0,62	3,2
14/15	0,63	3,0
		2,9

Die $\partial\pi$ stellen den Einfluss der verschiedenen Höhenschichten in Stufen von 1 zu 1 km im Mittel des Monats März 1928 dar [3]; die zweite Reihe ∂l_t gibt die interdiurne Veränderlichkeit der Temperatur in den Höhenstufen selbst. Es zeigt sich, dass die stärksten Temperaturschwankungen in der Substratosphäre auftreten und dass gleichzeitig der Einfluss dieser Schichten auf die Bodruckänderung am größten ist. Haurwitz [7] hat nachgewiesen, dass diese von uns für den März gefundenen Beziehungen allgemeine Gültigkeit haben.

Besondere Beachtung verdienen im täglichen Wetterdienst diejenigen Fälle, wo einem Steiggebiet der Temperatur in den unserer Messung zugänglichen Schichten der Troposphäre am Boden ein Steiggebiet des Druckes entspricht. Derartige Fälle sind besonders häufig bei anhaltendem Westwetter, wo in die einheitliche Westströmung wandernde Drucksteiggebiete eingelagert sind, während die Temperatur ungeändert bleibt. Mehrere Beispiele hierfür ergaben sich während der ersten Hälfte des Monats Januar 1932. Auch die stationäre warme Antizyklone während der zweiten Hälfte des Januar kann nur durch Vorgänge in der Substratosphäre erklärt werden und zwar handelt es sich hierbei, wie Registrierballonaufstiege uns zeigen, um Vorstöße des sogen. Aequatorialen Systems. Wir wollen als besonders typisches Beispiel den Fall vom 24. zum

25. Dezember

25. Dezember 1929 anführen:

Tabelle 4

	24.XII.29				25.XII.29	
	p	t	Δp	Δt	p	t
B	706.5	1.0	+8.3	+0.7	714.8	1.7
1	664	-0.5	+8	+5.5	672	5.0
2	586	-5.1	+7	+5.2	593	0.1
3	514	-12.8	+10	+8.2	524	-4.6
4	450	-19.7	+11	+10.2	461	-9.5
5	392	-26.4	+13	+12.4	405	-14.2
6	341	-34.2	+13	+14.4	354	-19.8
7	295	-40.1	+14	+13.5	309	-26.6
8	254	-46.4	+14	+12.7	268	-33.7
9	219	-50.0	+13	+7.8	232	-42.2
10	188	-48.4	+12	-2.1	200	-50.5
11	160	-48.6	+12	-9.2	172	-57.8
12	137	-50.7	+9	-11.6	146	-62.3
13	118	-52.6	+6	-8.5	124	-61.1
14	100	-54.3	+5	-4.0	105	-58.3
15	86	-55.6	+3	-2.9	89	-58.5
16	74	-55.9	+3	-2.7	77	-58.6
17	64	-55.7	+2	-2.1	66	-57.8
18	54	-55.6	+1	-3.6	55	-59.2

$\Delta T_m = +9.6$

Die Troposphäre zeigt einen Temperaturanstieg im Mittel um rund 10°, gleichwohl steigt der Druck am Boden vom 24. zum 25. um 8.3 mm an. In der Substratosphäre beobachten wir einen kräftigen Kälteeinbruch, welcher den durch die Erwärmung der Troposphäre bedingten Druckfall überkompensiert. In diesem einfachen Falle können wir die Luftdruckänderung am Boden in zwei Anteile, eine "primäre Welle" aus der Stratosphäre und eine "sekundäre troposphärische Welle" zerlegen.

II. Gleichgewichtsbedingungen und Vertikalbewegungen an Grenzflächen.

Theoretisch sind wir in der Lage, aus der vertikalen Temperaturverteilung die Luftdruckverteilung in den verschiedenen Höhenschichten und hieraus auf Grund der Bewegungsgleichungen das horizontale und vertikale Strömungsfeld zu berechnen. Für die praktische Anwendung sind allerdings die z.Z. verfügbaren 4 oder 5 Flugzeugaufstiege in Deutschland noch ganz ungenügend; wir gehen vielmehr im täglichen Wetterdienst zumeist den umgekehrten Weg, indem wir aus den in größerer Zahl verfügbaren Höhenwindmessungen Rückschlüsse auf das Druck- und Temperaturfeld ziehen. Allerdings geben uns die Pilotaufstiege nur die horizontalen Windkomponenten, während für die Wetterwirksamkeit die vertikalen Komponenten von ausschlaggebender Bedeutung sind. Nur in besonders einfach gelagerten Einzelfällen lassen sich quantitative Beziehungen zwischen Vertikalbewegungen und Kondensationsvorgängen ableiten. Wir behandeln im folgenden zwei Fälle, welche sich auf die für die Wetterdiagnose besonders wichtigen Vorgänge an den Grenzflächen zweier Luftmassen beziehen.

Im

Im ersten Falle vom 3. bis 5. Oktober 1929 *) handelt es sich um eine sogenannte Schleifzone, von Bergeron in dem von ihm untersuchten Falle vom Oktober 1925 als quasistationäre Grenzfläche bezeichnet. Die scharf ausgeprägte Front verlief quer durch Deutschland (vgl. Fig.1); in Norddeutschland herrschte vom 3. bis 5. Oktober trübes, kühles und regnerisches Wetter, wobei im Nordwesten bis 80 mm Niederschlag fielen; im Gegensatz hierzu herrschte über Süddeutschland hochsommerlich warmes Wetter, wobei an vielen Orten 3 bis 4 Sommertage mit Maximaltemperaturen von 28 Grad beobachtet wurden. Zur Festlegung des Temperatur- und Strömungsfeldes in der Höhe standen für den 4. Oktober 10 Flugzeugaufstiege (siehe Fig.1) sowie eine Reihe von Höhenwindmessungen zur Verfügung. In Fig.2 sind als Repräsentanten der Tropikluft die Aufstiege von München und Darmstadt, als Repräsentanten der Polarluft die Aufstiege von Duxford und Leuchars gezeichnet. Der Temperaturunterschied zwischen Polar- und Tropikluft beträgt rund 10 Grad, ein auch sonst häufig gefundener Betrag. Die Aufstiege von Soesterberg, Hamburg und Lindenberg sind typisch für die Übergangszone, sie liegen nur noch teilweise in der Polarluft und zwar beträgt die Mächtigkeit der Kaltluft (in Fig.2 durch x bezeichnet) in Soesterberg 2000 m (792 mbar) und in Lindenberg nur noch 500 m (955 mbar), in Hamburg 2900 m (704 mbar). Darüber reicht die Übergangszone in Hamburg bis etwa 500 mbar, wo die gleiche Temperatur wie in München angetroffen wird, demnach die untere Grenze der Tropikluft. Die Windrichtung der beiden Luftmassen über Deutschland war annähernd dieselbe, nämlich SW bis W, die Herkunft der Luftmassen dagegen, wie sich an Hand der Wetterkarte eindeutig nachweisen läßt, ganz verschieden. Die stationäre Gleichgewichtslage der beiden Luftmassen läßt sich nach den Margules-schen Gleichungen bestimmen; doch fällt es schwer, aus den vorliegenden Temperatur- und Pilotaufstiegen die für die beiden Luftmassen richtigen repräsentativen Werte für Temperatur und Windgeschwindigkeit in die Gleichungen einzusetzen, sodass die Berechnung des Neigungswinkels der Grenzfläche sehr unsicher wird. Wir haben daher versucht, im vorliegenden Falle auf anderem Wege zum Ziele zu kommen; aus der Tatsache, dass die Front in ihrem mittleren Teile während der drei Tage unverändert liegen bleibt und sich nur um das etwa im Rheinland gelegene Zentrum als Angelpunkt dreht, dürfen wir den Schluss ziehen, dass sich die Grenzfläche hier im mittleren Teil im stationären Gleichgewicht befindet; an Hand der äquipotentiellen Temperaturen wurde der Neigungswinkel zu 1/127 oder 27 Bogenminuten bestimmt. Aus zwei weiteren Vertikalschnitten ergab sich die Neigung der Gleitfläche im Westen und im Osten. Zusammengestellt erhalten wir die folgenden Werte für die Neigungswinkel der Gleitfläche, welche in der Größenordnung sehr gut mit den von Stüve 9) angegebenen Werten übereinstimmen:

Westen	(W ---W) :	1/50 oder $1°9^{min}$	
Mitte	(M ---M) :	1/127 oder 27^{min}	(Gleichgewichtslage)
Osten	(E ---E) :	1/202 oder 17^{min}	

Nach den Folgerungen, welche Exner und Stüve aus den Margules'schen Gleichungen gezogen haben, muss die Gleitfläche dort sich aufrichten d.h. die Front zurückweichen, wo der Neigungswinkel kleiner ist als der Winkel der Gleichgewichtslage. Dies ist bei unserem Beispiel im Osten der Fall, hier muss die Front also nach Norden zurückweichen. Im Westen dagegen, wo der Winkel der Gleitfläche erheblich größer ist als der Gleichgewichtslage entspricht, muss die Kaltluft südwärts vordringen. Es braucht wohl kaum besonders darauf hingewiesen

*) Über das hier angeführte Beispiel wurde von mir auf der Tagung der Wetterflugstellen in Hamburg 1930 berichtet.

hingewiesen zu werden, dass hier eine Möglichkeit gegeben ist, die Aufrollung der stationären Front prognostisch zu erfassen.

Im zweiten Beispiel vom 25. bis 27. Oktober 1931 wollen wir von dem von Bjerknes eingeführten Begriff der Zirkulationsgröße bzw. Zirkulationsbeschleunigung Gebrauch machen und letztere durch Solenoide darzustellen versuchen. Die Wetterlage lässt sich kurz folgendermaßen beschreiben: Auf der Rückseite eines von der Biskayasee aus nach Mitteleuropa vorgestoßenen Teiltiefs erfolgte vom 24. zum 25. ein Kälteeinbruch, der in den unteren Schichten einen Temperaturrückgang um etwa 10 Grad zur Folge hatte. Die Kältewelle erreichte jedoch die Kammhöhe der Alpen nicht; auf der Zugspitze hielt unter dem Einfluss der von der Biskayasee aus vorrückenden Hauptdepression die kräftige Süd- und Südostströmung bei Maximaltemperaturen von -1 Grad die folgenden Tage über an. In Südbayern traten vom 25. bis 27. für die Jahreszeit ungewöhnlich starke Schneefälle auf; auffallenderweise war hierbei die Mächtigkeit der Schneedecke auf der schwäbisch-bayerischen Hochebene größer als im Alpengebiet selbst: München 25 cm, Partenkirchen nur 5 cm. In Fig. 3 gibt die untere Kurve die Verteilung des am 26. morgens gemessenen Niederschlags längs eines Schnittes von der Zugspitze bis Hamburg: im Zugspitzgebiete 10 mm, in München 37 mm, an der Donau noch 20 mm und dann rasch abnehmend, sodass nördlich der Mainlinie kein Niederschlag mehr gemessen wurde. An Hand der Bergstationen und der Flugzeugaufstiege von München, Darmstadt und Hamburg haben wir versucht, in einem Vertikalschnitt die Temperaturverteilung für die betreffenden Tage zur Darstellung zu bringen. Die fein ausgezogenen Linien sind Isothermen, die stark ausgezogenen Linien Isentropen. Die Grenzfläche zwischen der unteren Kaltluft mit N und NE und der oberen Warmluft mit S und SE lag im Gebirge in etwa 1700 m und stieg von München bis Darmstadt rasch auf 3000 m an. Die Zirkulationsbeschleunigung lässt sich als ein Flächenintegral [10] in folgender Form darstellen:

$$\frac{d\varphi}{dt} = \int_F T\,d\phi = n \cdot \Delta T \cdot \Delta \phi$$

d.h.:

Die Anzahl der von den Isentropen und Isothermen gebildeten Solenoide ist ein Maß für die Zirkulationsbeschleunigung. Fig. 3 lässt eine Häufung der Solenoide auf der Strecke München - Darmstadt erkennen; im Gebiet des stärksten Niederschlags ist auch die Zirkulationsbeschleunigung am größten. Weiter nach Norden verlaufen Isothermen und Isentropen nahezu parallel, es herrscht Horizontalisentropie; wir finden hier im Bereiche der Warmluft keine Solenoide, daher auch keine Zirkulation und dementsprechend keinen Niederschlag; im nördlichen Teil des Vertikalschnittes herrschte zumeist wolkenloses Wetter.

III. Gleichgewichtszustand in ein und derselben Luftmasse.

Für die Beurteilung der Vertikalbewegungen innerhalb ein und derselben Luftmasse ist ihr Gleichgewichtszustand maßgebend. Wir benützen zu derartigen Untersuchungen in Deutschland gewöhnlich das Stüvesche Adiabatenpapier. Zu quantitativen Bestimmungen eignet sich vielleicht noch besser das Tephigramm von Shaw. Im Tephigramm wird als Abscisse die Temperatur T, als Ordinate die Entropie ϕ dargestellt, beide in linearer Teilung. Der Zusammenhang zwischen Entropie und potentieller Temperatur ist gegeben durch die Gleichung $\phi = c_p \cdot \lg \vartheta$ wir können als Ordinate demnach auch die potentielle Temperatur in logarithmischer Teilung beifügen. Aus der Definitionsgleichung der Entropie $d\phi = \frac{dQ}{T}$ ergibt sich $Q = \int T\,d\phi$. Die Fläche Q, welche sich aus dem Tephigramm ohne weiteres ergibt, stellt den Wärmebetrag dar, welche der adiabatisch aufsteigenden Luftmasse zugeführt werden muss, um sie mit der Umgebung ins Gleichgewicht zu bringen. Die Fläche Q ist demnach ein Maß für die Stabilität der zu untersuchenden Luftmasse. In Fig. 4 sind verschiedene Fälle zur Darstellung gebracht, deren Bedeutung wohl ohne weitere Erklärung verständlich ist. Es wäre vielleicht nur folgendes zu ergänzen:

Bei I.

Bei I, (Trockenstadium): Verläuft die Aufstiegskurve AP horizontal, so sind ϑ und ϑ' konstant, Q wird gleich Null, d.h. wir haben den Fall des indifferenten Gleichgewichts, Verläuft die Aufstiegskurve AP senkrecht nach oben, so haben wir den Fall der Isothermie,

Im Falle II (Kondensationsstadium) veranschaulicht die zwischen der Horizontalen und der Feuchtadiabaten gelegene Fläche die frei werdende Kondensationswärme. Die schraffierte Fläche Q als Maß für die Feuchtstabilität ist eigentlich die Differenz aus zwei Flächen, nämlich der trockenstabilen Energie)nach I) und der freiwerdenden Kondensationswärme,

Im Falle III ist der wirkliche Feuchtigkeitsgehalt der Luft durch die Taupunktskurve arp dargestellt, Ergänzen wir das Tephigramm noch durch die Linien maximaler spezifischer Feuchtigkeit, so kann das Verhalten der bei A aufsteigenden Luft leicht verfolgt werden,

Da die spezifische Feuchtigkeit in größeren Höhen sehr gering wird, werden die Feuchtadiabaten allmählich in die Trockenadiabaten übergehen, d.h. horizontal. Die dieser Horizontalen entsprechende potentielle Temperatur ist identisch mit der äquipotentiellen Temperatur nach Robitzsch (s. Fig. 4, IIIb). Refsdal 11) betrachtet an Stelle der Stabilität die Labilität E der Luftmassen; die Labilitätsenergie E hat das entgegengesetzte Vorzeichen wie die Stabilitätsernergie Q und repräsentiert den für das Aufsteigen der Luftmassen verfügbaren Wärmebetrag. Im Falle Ib handelt es sich um trockenlabile, im Falle IIb um feuchtlabile Luftmassen; im Falle IIIb definiert Refsdal die Labilitätsenergie E als Differenz der beiden Flächen F'' und F' also E = F'' - F'.

Die vorstehenden Untersuchungen beziehen sich nur auf eine vom Punkte A aufsteigende Luftmasse. Wir können uns aber ganz allgemein die Fragen vorlegen:

1) Welche Luftschichten können beim Aufsteigen irgendwo in höheren Niveaus instabil werden?

2) In welchen Schichten kann beim Aufsteigen von tiefer gelegenen Luftmassen überhaupt Instabilität eintreten?

Zu diesem Zwecke hat Normand 12) statt der Taupunktskurve die sogenannte Sättigungskurve eingeführt. Nehmen wir an ZP sei die Aufstiegskurve, der Taupunkt der Luftmasse Z sei Y, sodass bei W das Kondensationsniveau erreicht sei, (Vergl.Fig. 5) Ziehe ich nun durch W die entsprechende Kondensationsadiabate, so schneidet diese die durch ZY gehende Isobare in einem Punkt X, Den Punkt X bezeichnen wir als **Sättigungspunkt**; die X entsprechende Temperatur stimmt fast genau mit der Temperatur des feuchten Thermometers für die Luftmasse in Z überein. In ähnlicher Weise können wir nun aus der Aufstiegskurve (ZP) und Taupunktskurve (YT) die sogenannte Sättigungskurve (X S) konstruieren, bzw. auch durch Berechnung des feuchten Thermometers finden. Ist nun die Sättigungskurve Fig.6 gezeichnet, so ziehe ich tangential zur Aufstiegskurve die unterste Kondensationsadiabate; diese schneidet die Sättigungskurve in den Punkten A und B. Ausserdem ziehe ich tangential zur Sättigungskurve die oberste Kondensationsadiabate; diese schneidet die Aufstiegskurve in den Punkten C und D. Unsere oben gestellte Frage lässt sich nun leicht beantworten:

1) Die zwischen A und B liegenden Luftschichten werden beim Aufsteigen in höheren Niveaus instabil werden,

2) Nur in den zwischen C und D liegenden Schichten kann durch Aufsteigen der zwischen A und B liegenden Schichten Instabilität eintreten,

Wir wollen die Anwendung der vorstehenden Methode an zwei Beispielen zeigen: Die in Fig. 7 dargestellten 4 Aufstiege von Lindenberg und Hamburg vom 17. und 18. Dezember 1931 beziehen sich auf Polarluft, welche am 16. Dezember auf der Rückseite eines kräftigen Sturmwirbels in Norddeutschland eingebrochen war. Betrachten wir lediglich die Temperaturkurve ohne Rücksicht auf den tatsächlichen Feuchtigkeitsgehalt, so ergibt sich für alle 4 Aufstiege gemeinsam "feuchtlabile Kaltluft", wenn auch in verschiedenen Grenzen. Letztere waren

in

in der Aerologischen Übersicht wie folgt angegeben:

Lindenberg:	17.XII, Boden bis 1900 m	18.XII, Boden bis 2700 m
Hamburg:	17.XII, 400 bis 4300 m	18.XII, Boden bis 2200 m

Wollten wir aus diesen Angaben Schlüsse auf die Kondensationsvorgänge ziehen, so würden wir zu Fehlurteilen kommen wie sich aus den tatsächlichen Wolken- und Niederschlagsbeobachtungen zeigen lässt, Berücksichtigen wir jedoch die tatsächlichen Feuchtigkeitsverhältnisse, indem wir nach der oben angegebenen Methode die tangentialen Kondensationsadiabaten zur Aufstiegs- und Sättigungskurve zeichnen, so kommen wir zu folgenden Ergebnissen:

Am 17.XII. ergibt sich in Hamburg überhaupt keine positive Labilitätsenergie; zur Zeit des Aufstiegs herrschte hier wolkenloses Wetter. In Lindenberg zeigt sich in den Schichten zwischen C und D (860 - 800 mbar) eine wenn auch geringe positive Labilitätsenergie; die Wolkenbeobachtung ergab hier 1/4 bedeckt mit stcu,

Weiter ostwärts werden stcu und cunb, aus Berlin, Grünberg, Danzig und Breslau auch Schneeschauer gemeldet,

Am 18.XII, ergibt sich auch in Hamburg positive Labilitätsenergie zwischen C und D (960 - 900 mbar); Hamburg meldet am 18, vorwiegend bedeckt mit stcu, In Lindenberg ist an diesem Tage die positive Labilitätsenergie erheblich größer als am Vortage und größer als in Hamburg; die Wolkenbeobachtung ergab hier 3/4 bedeckt, Die Schauertätigkeit hatte im Osten gegen den Vortag noch zugenommen; Stettin, Denzig, Grünberg und Breslau melden Schneefälle.

Der in Fig, 8 dargestellte Aufstieg vom 14,5,1930, 19^h in München stellt den Zustand der Atmosphäre während sehr intensiver Starkregen dar, welche in Südbayern Hochwasser zur Folge hatten; der am 15, morgens gemessene Niederschlag für die letzten 24 Stunden überschritt hier stellenweise 100 mm, Der Aufstieg zeigt positive Labilitätsenergie in den Schichten zwischen C und D, d,h, von 1760 - 6600 m und zwar sind es die zwischen A und B (770 - 3730 m) liegenden Schichten, welche instabil werden, Der Aufstieg vom 15,5, 08^h zeigt noch Feuchtlabilität von 830 - 690 mbar, dagegen ergibt sich keine positive Labilitätsenergie mehr, Tatsächlich war auch am 15, die Niederschlagstätigkeit bereits abgeschlossen,

Die in den Abschnitten 2 und 3 gebrachten Beispiele stellen einen Versuch dar, mit Hilfe der aus den aerologischen Aufstiegen gewonnenen Temperatur-, Feuchtigkeits- und Windangaben die Stabilität zweier Luftmassen zueinander und die Stabilität in ein und derselben Luftmasse zu untersuchen, um hieraus die vorhandenen Kondensationserscheinungen zu erklären, In wieweit es auf diesem Wege möglich sein wird, bestimmte Typen für die verschiedenen Luftkörper und die auftretenden Wolken und Niederschlagsformen aufzustellen, sollen weitere Untersuchungen zeigen,

Literaturverzeichnis

1) L, Egersdörfer, Beiträge zum internationalen Monat Mai 1926, D,Met,Jahrb, f, Bayern 1930 Anhang J,

2) P, Zistler und H, Zierl, Die Münchner Registrierballonfahrten im Jahre 1928. D,Met,Jahrbuch f, Bayern 1928 Anhang A,

3) P, Zistler, Über primäre und sekundäre Druckwellen, Beiträge zur Physik der fr, Atmosphäre, Hergesell Festschrift S,69

4) H, Ertel, Der Einfluss der Stratosphäre auf die Dynamik des Wetters, Met, Zeitschrift 1931 S,461

5) E, Palmen, Über die Natur der Luftdruckschwankungen in höheren Schichten. Beitr, z,Phys, d, fr, Atmosph, Band 14, S,147 und Bd,17 S,102

6) C,G, Rossby, Zustandsänderungen in atmosphärischen Luftsäulen, Beitr, z, Phys, d, fr, Atmosph, Bd, 13 S,163

7) B, Haurwitz, Beziehungen zwischen Luftdruck- und Temperaturänderungen. Ver,d,geophys,Inst,d,Un,Leipzig Bd,3 Heft 5

8) T, Bergeron u, G, Swoboda, Wellen und Wirbel an einer quasistationären Grenzfläche über Europa, Ver,d,Geophys,Inst,d,Un,Lpzg,Bd,3 Heft2

9) G, Stüve, Gleitflächen und Pilotwindmessungen, Met, Zeitschrift 1925 S,98

10) E,A, Ansel, Beiträge zur Dynamik und Thermodynamik der Atmosphäre Göttinger Dissertation 1913

11) Anfinn Refsdal, Der feuchtlabile Niederschlag, Geofysiske Publikasjoner Vol,V Nr,12 Oslo 1930

12) C,W,B, Normand, Graphical Indication of Humidity in the Upper Air Nature 1931 S,583

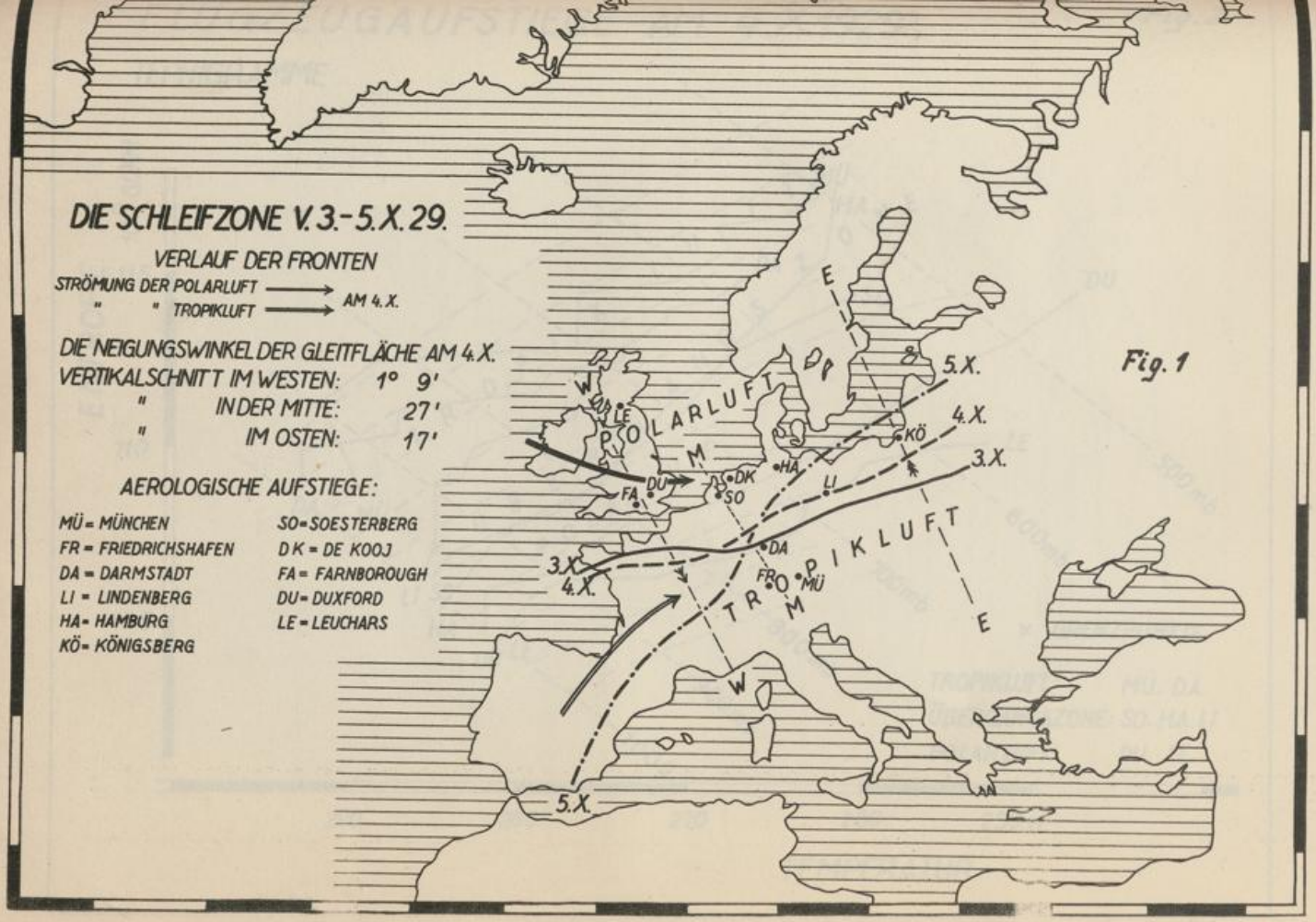
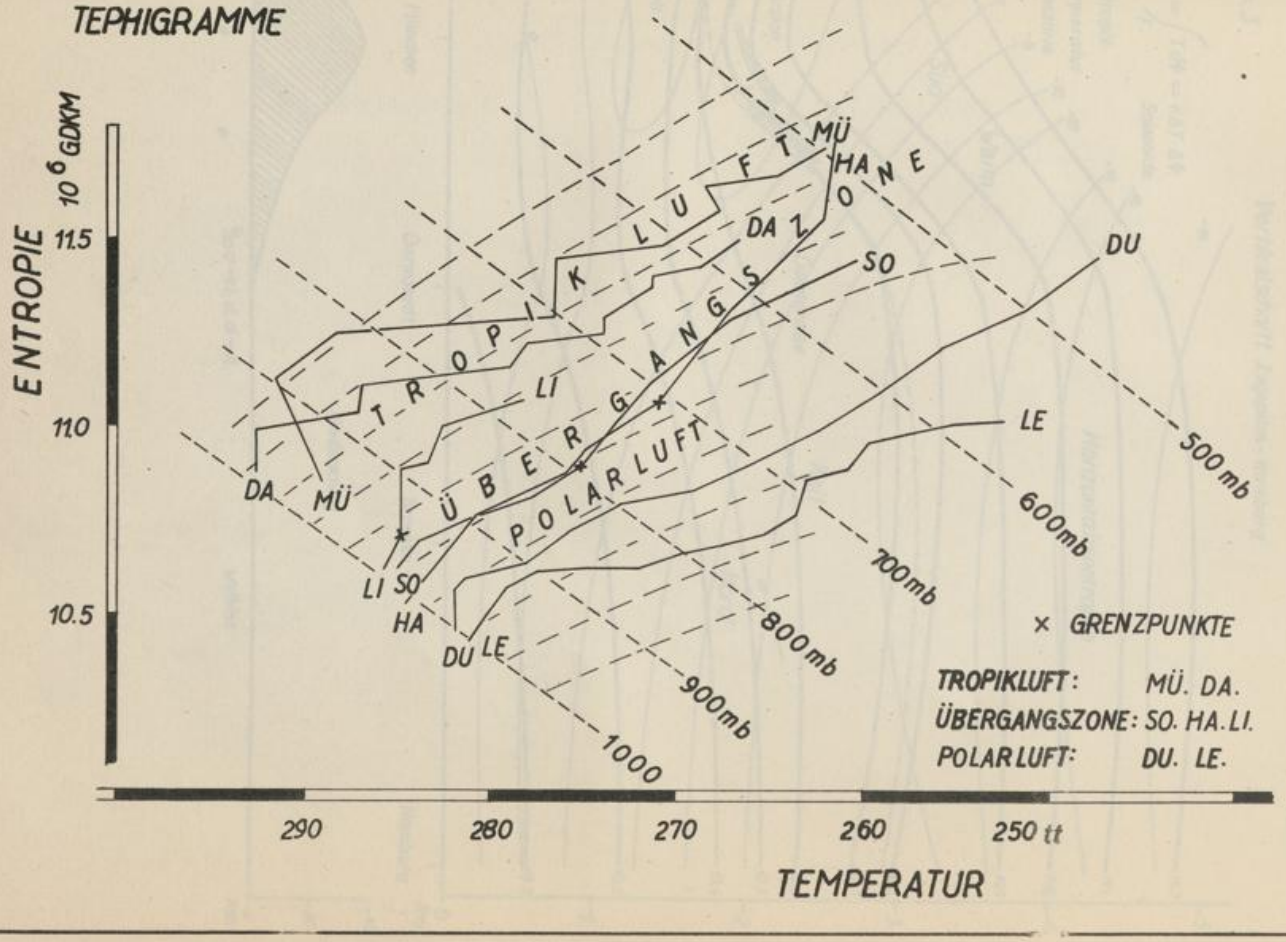

DIE SCHLEIFZONE V. 3.-5. X. 29.
VERLAUF DER FRONTEN
STRÖMUNG DER POLARLUFT
" " TROPIKLUFT
AM 4. X.
DIE NEIGUNGSWINKEL DER GLEITFLÄCHE AM 4. X.
VERTIKALSCHNITT IM WESTEN: 1° 9'
" IN DER MITTE: 27'
" IM OSTEN: 17'
AEROLOGISCHE AUFSTIEGE:
MÜ = MÜNCHEN
FR = FRIEDRICHSHAFEN
DA = DARMSTADT
LI = LINDENBERG
HA = HAMBURG
KÖ = KÖNIGSBERG
SO = SOESTERBERG
DK = DE KOOJ
FA = FARNBOROUGH
DU = DUXFORD
LE = LEUCHARS
POLARLUFT
TROPIKLUFT
5. X.
4. X.
3. X.
W
E
M
LE
DU
FA
DK
SO
HA
LI
KÖ
DA
FR
MÜ
AN

Fig. 1

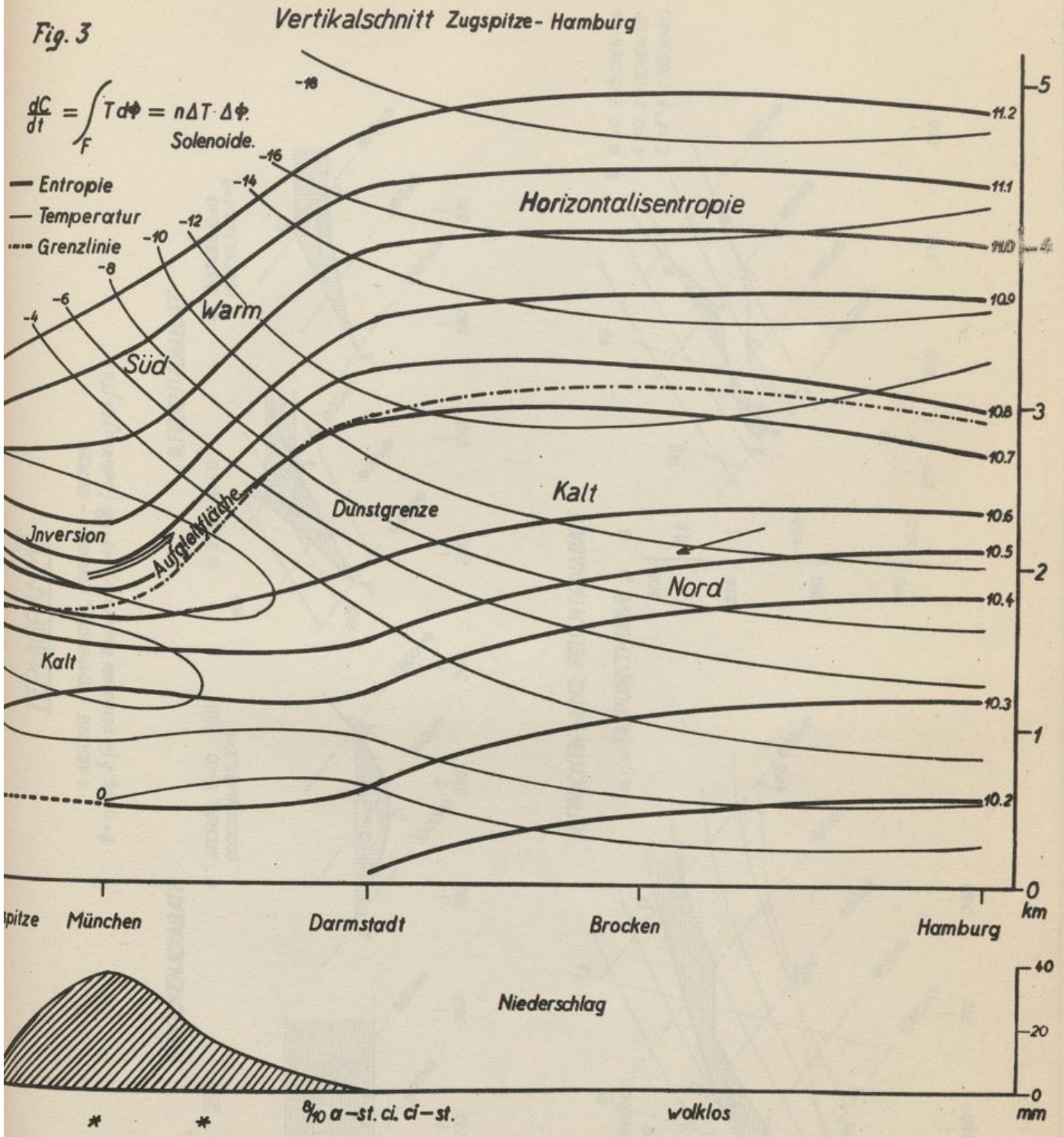
DIE SCHALTSTOME V 13-2 V 58
NEBENTAL DER THOMTEN
DE VESTMARSUMMET DER OFFENTLICHE MAAX
NEBRIMTSCHALT IN WESTEN
IN OSTEN
INDER MALLE
VERFOTOGRISCHE KULSTIEGE:
20-2052 FEBRERE
DK = DE KOLT
KH = KARMONIEN
DIO = DIXIDOND
LE = LEICHNAS

FLUGZEUGAUFSTIEGE AM 4.X.1929. Fig. 2



ENTROPIE
TEMPERATUR
TROPIKLUFT: MU. DA.
ÜBERGANGSZONE: SO. HA. LI.
POLARLUFT: DU. LE.
x GRENZPUNKTE
300mb
600mb
800mb
900mb
1000
DU
LE
SO
HA
LI
MU
DA
DU LE
LI SO
HA
MU DA

Fig. 3


Vertikalschnitt Zugspitze - Hamburg
$\frac{dC}{dt} = \int_F T d\Phi = n\Delta T \cdot \Delta\Phi$.
Solenoide.
Entropie
Temperatur
Grenzlinie
Horizontalisentropie
Warm
Süd
Kalt
Nord
Inversion
Aufgleitfläche
Dunstgrenze
-18
-16
-14
-12
-10
-8
-6
-4
0
11.2
11.1
11.0
10.9
10.8
10.7
10.6
10.5
10.4
10.3
10.2
5
4
3
2
1
0
km
pitze
München
Darmstadt
Brocken
Hamburg
Niederschlag
40
20
0
mm
*
*
6/10 a-st. ci. ci-st.
wolklos

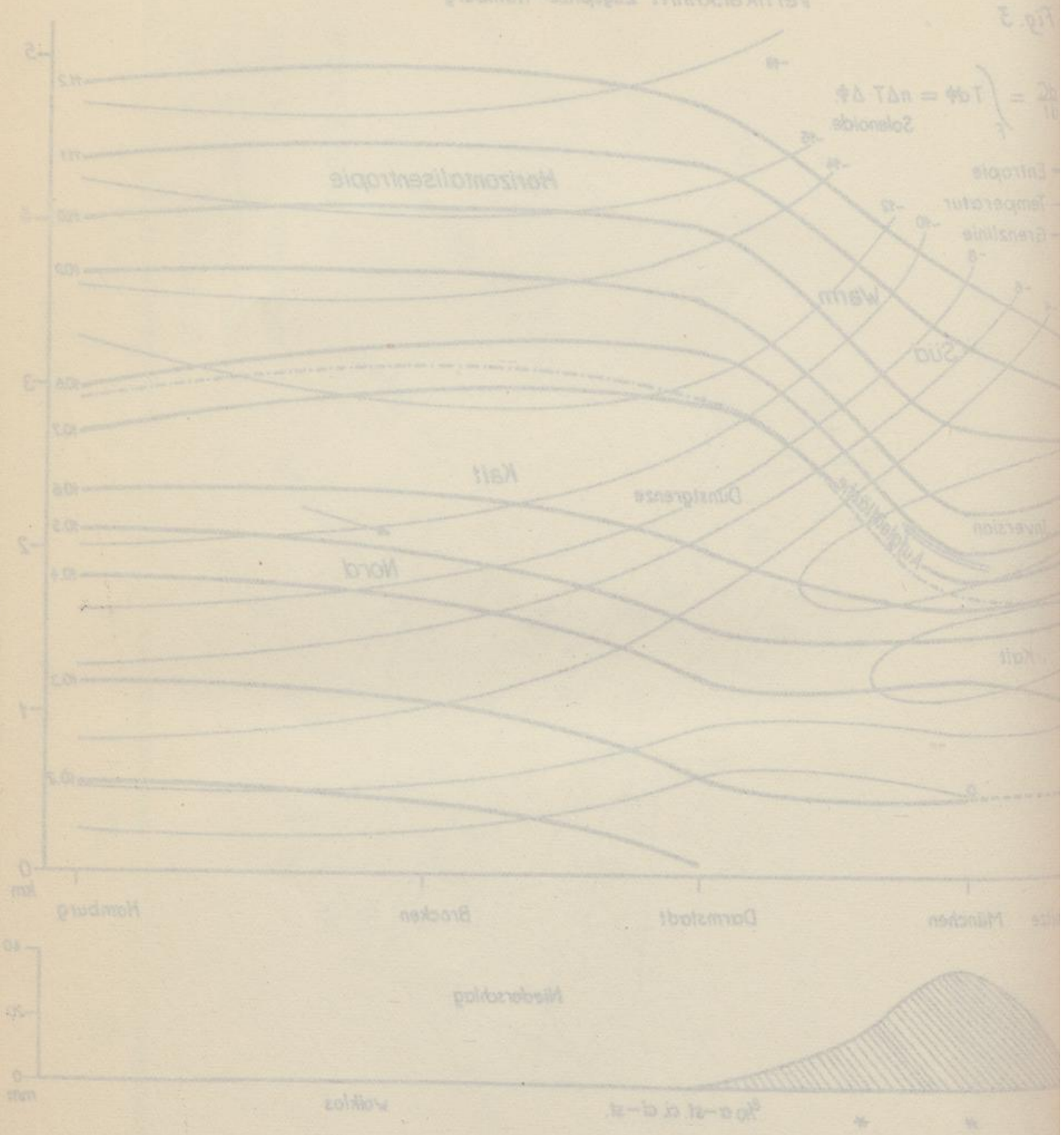


Fig. 4

TEPHIGRAMME

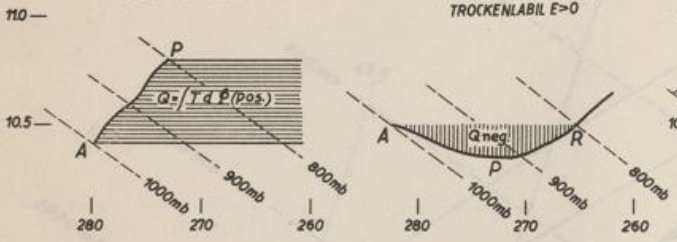
T ABSCISSE – TEMPERATUR, Φ ORDINATE – ENTROPIE

$\Phi = c_p \log \vartheta$ (ϑ potentielle Temperatur), $d\Phi = \frac{dQ}{T}$ (Definition) $Q = \int T\, d\Phi$.

I. TROCKENADIABATE

a) STABIL $Q > 0$ ≡

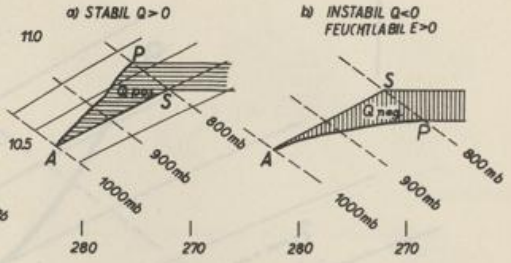
b) INSTABIL $Q < 0$ ||||| TROCKENLABIL $E > 0$



II. FEUCHTADIABATE

a) STABIL $Q > 0$

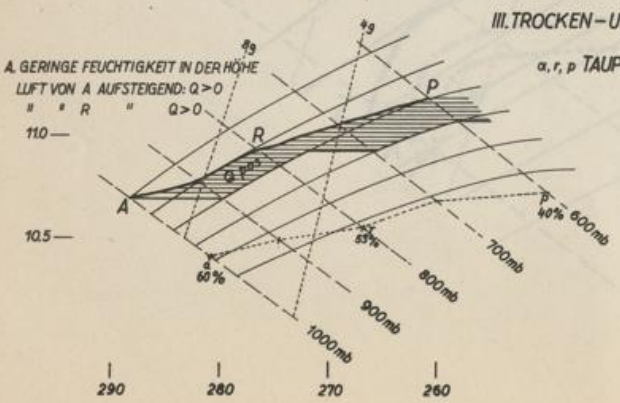
b) INSTABIL $Q < 0$ FEUCHTLABIL $E > 0$

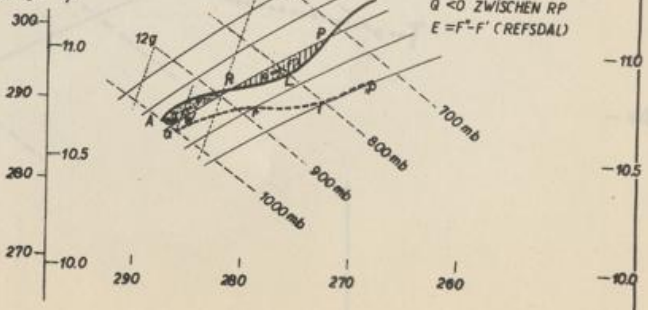


III. TROCKEN – UND FEUCHTADIABATE

A. GERINGE FEUCHTIGKEIT IN DER HÖHE
LUFT VON A AUFSTEIGEND: $Q > 0$
" " R " $Q > 0$

α, r, p TAUPUNKTKURVE





b) $Q > 0$ ZWISCHEN AR
$Q < 0$ ZWISCHEN RP
$E = F^+ - F^-$ (REFSDAL)

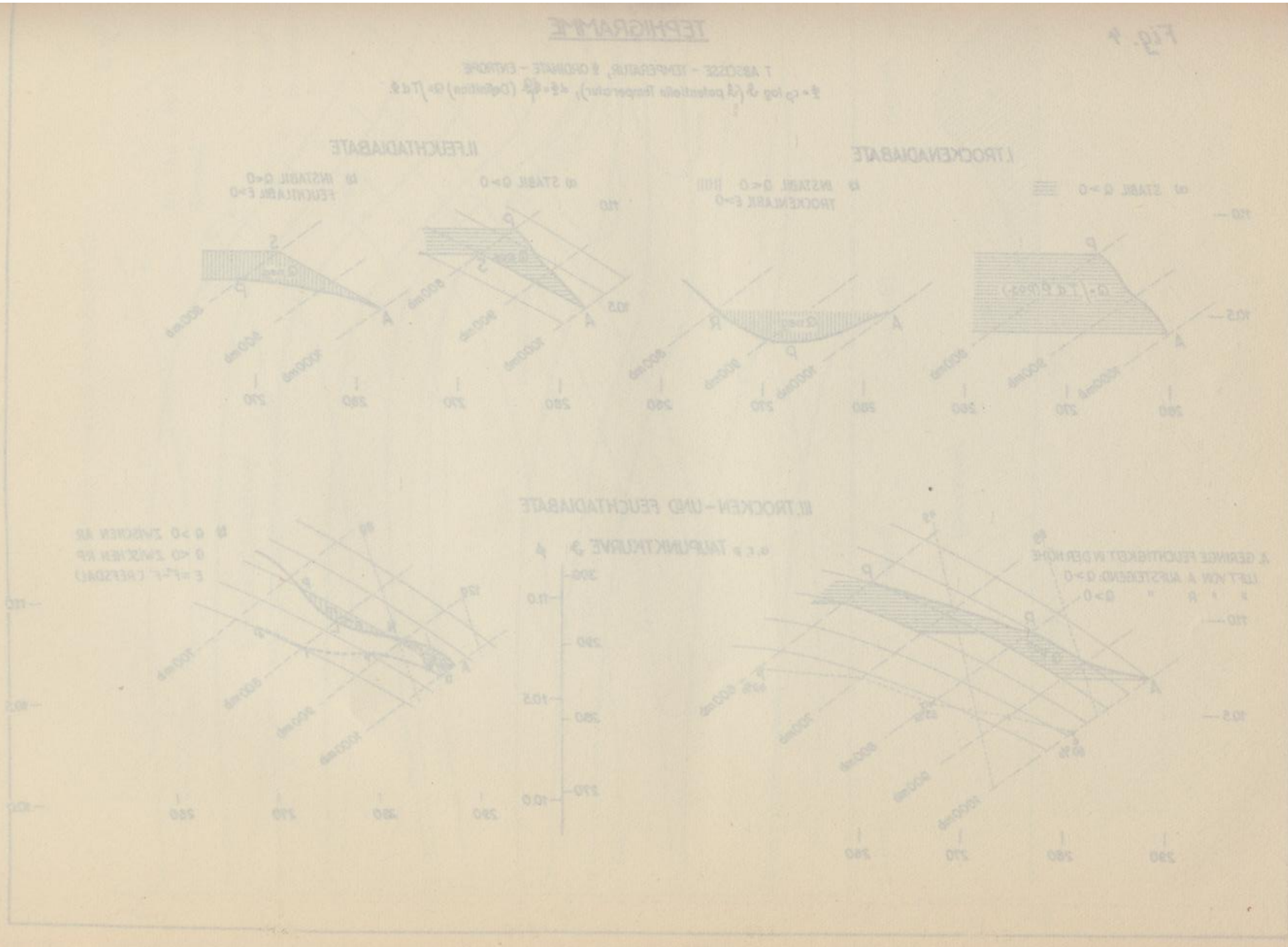
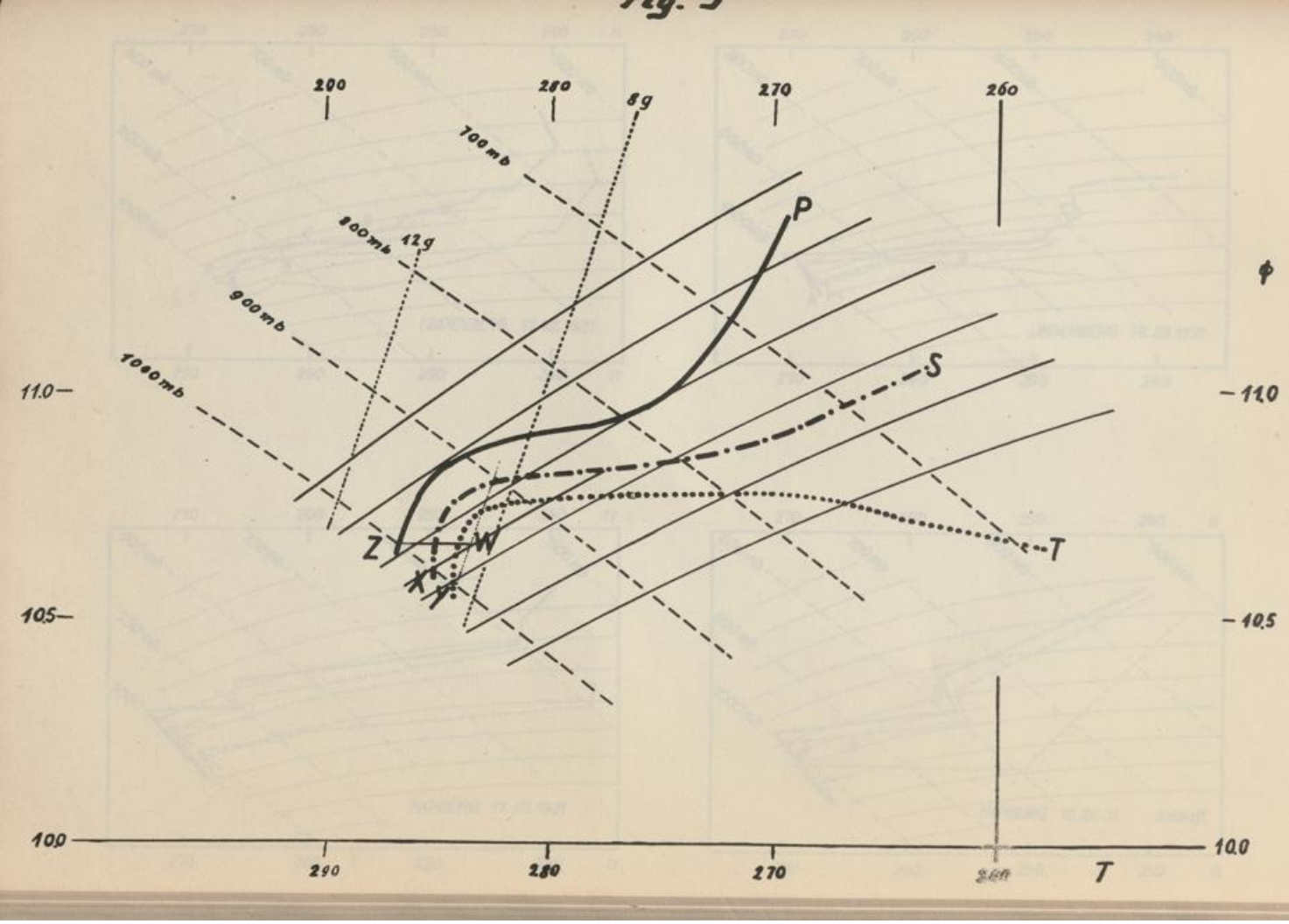
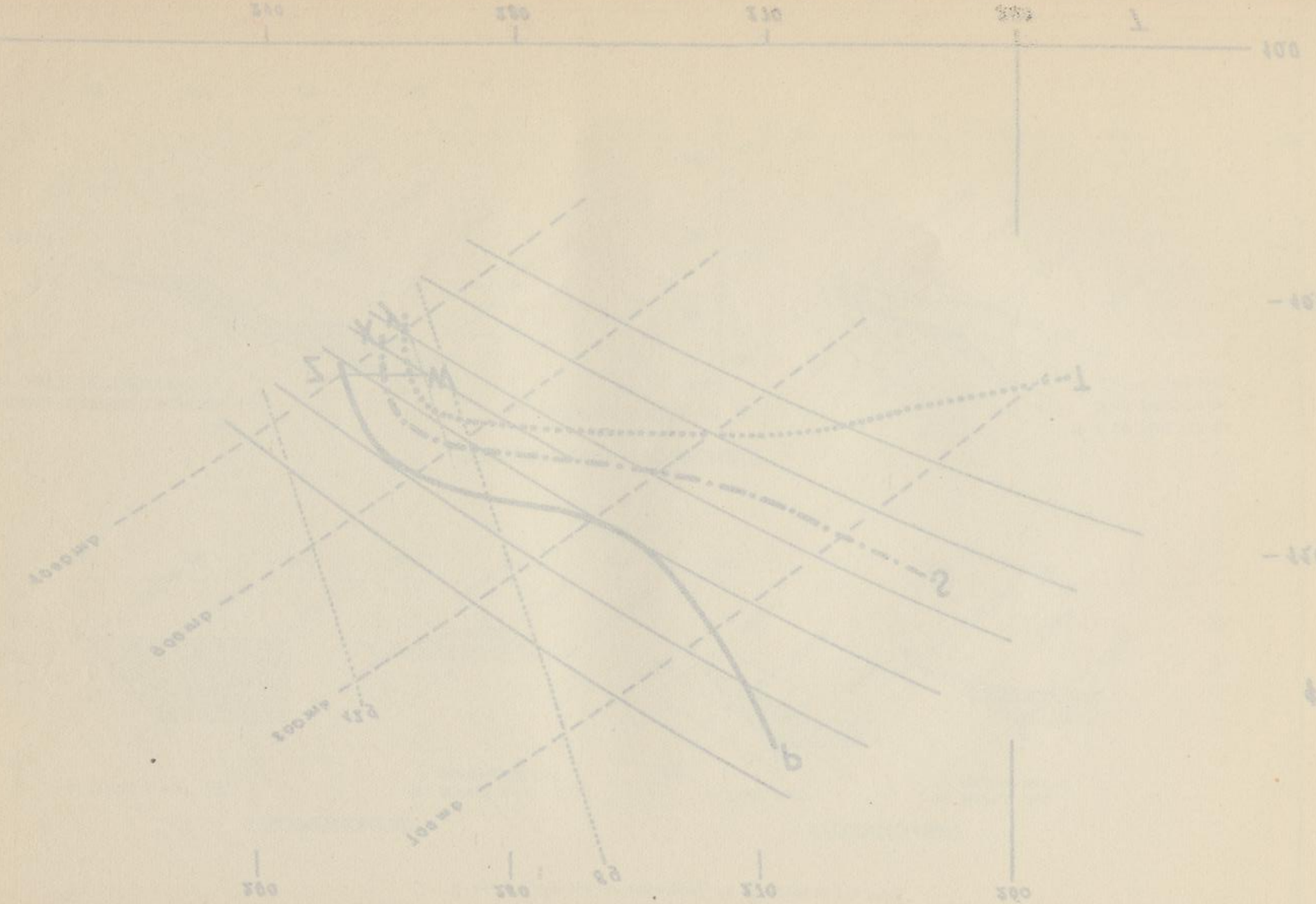
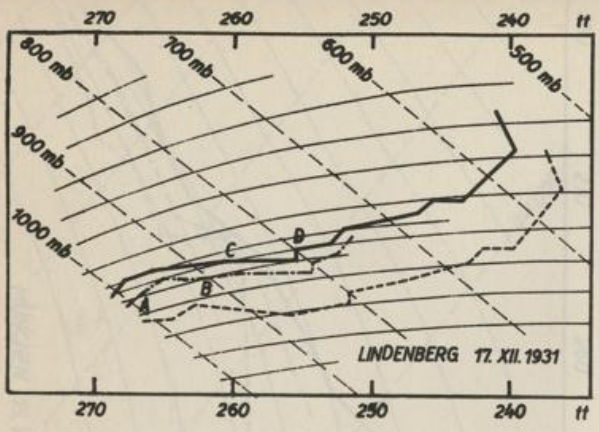
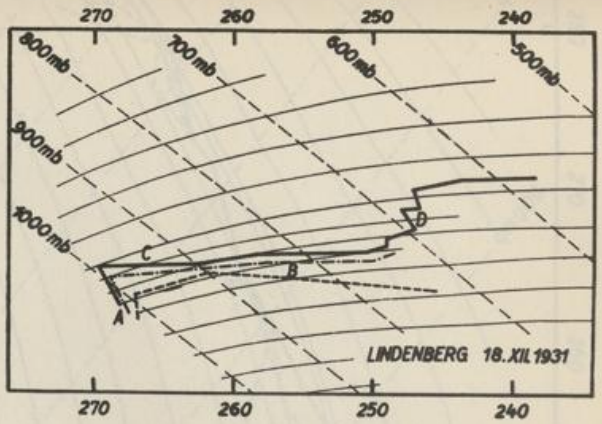


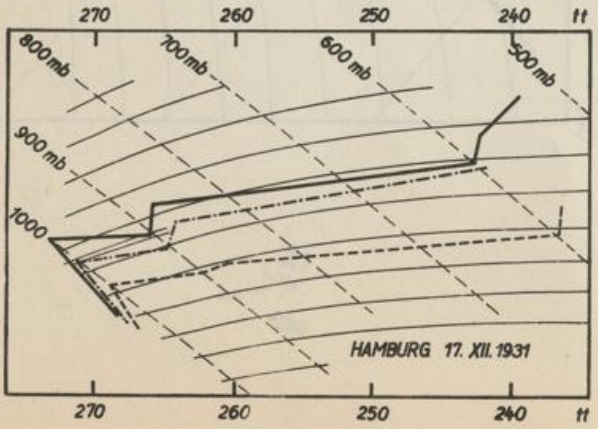
Fig. 3

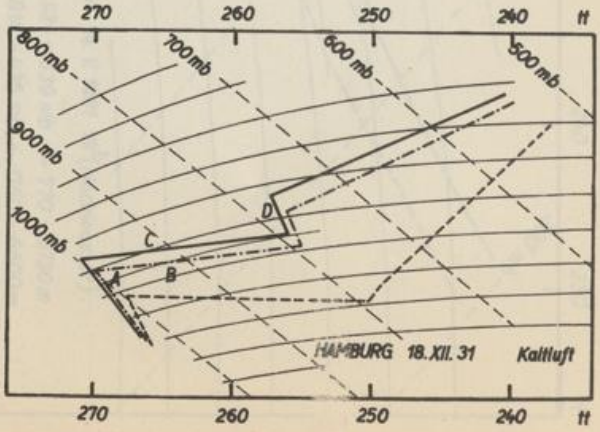

290
280
270
260
8g
700 mb
800 mb
12g
900 mb
1000 mb
P
S
T
Z
W
X
Y
11.0
10.5
10.0
290
280
270
T
φ

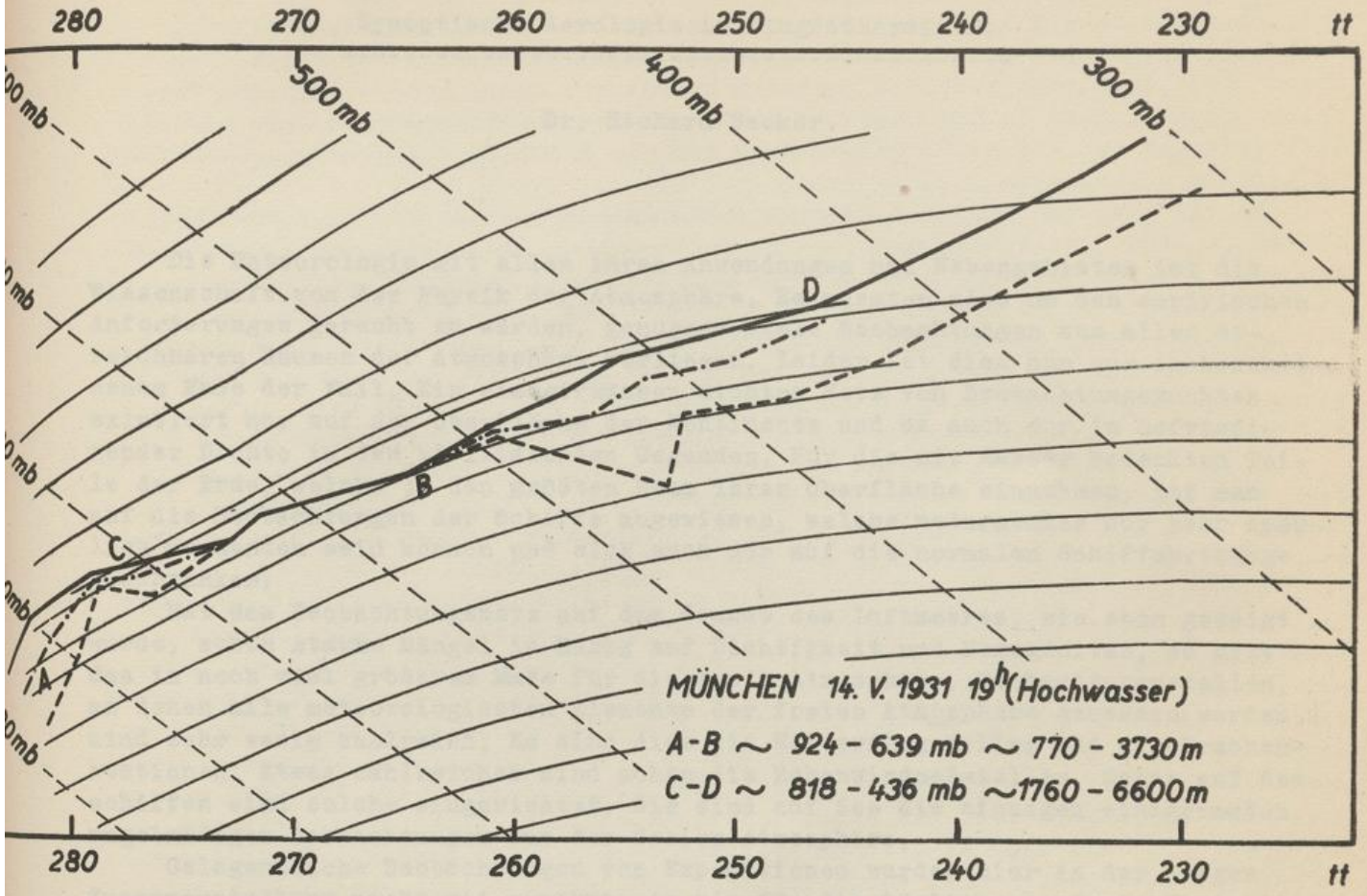



270
260
250
240
tt
800 mb
700 mb
600 mb
500 mb
900 mb
1000 mb
A
B
C
D
LINDENBERG 17. XII. 1931


270
260
250
240
800 mb
700 mb
600 mb
500 mb
900 mb
1000 mb
A
B
C
D
LINDENBERG 18. XII. 1931


270
260
250
240
tt
800 mb
700 mb
600 mb
500 mb
900 mb
1000
HAMBURG 17. XII. 1931


270
260
250
240
tt
800 mb
700 mb
600 mb
500 mb
900 mb
1000 mb
A
B
C
D
HAMBURG 18. XII. 31
Kaltluft


280
270
260
250
240
230
tt
500 mb
400 mb
300 mb
A
B
C
D
MÜNCHEN 14. V. 1931 19h (Hochwasser)
A-B ~ 924 - 639 mb ~ 770 - 3730 m
C-D ~ 818 - 436 mb ~ 1760 - 6600 m

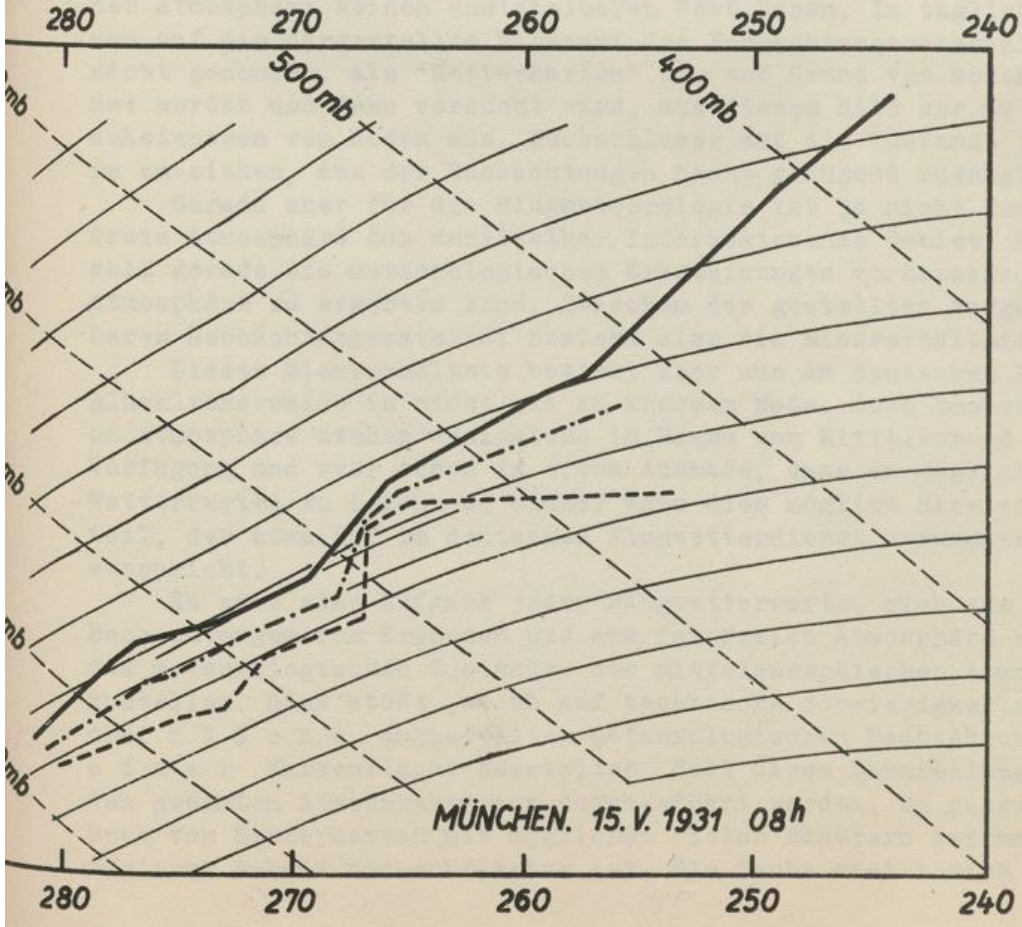
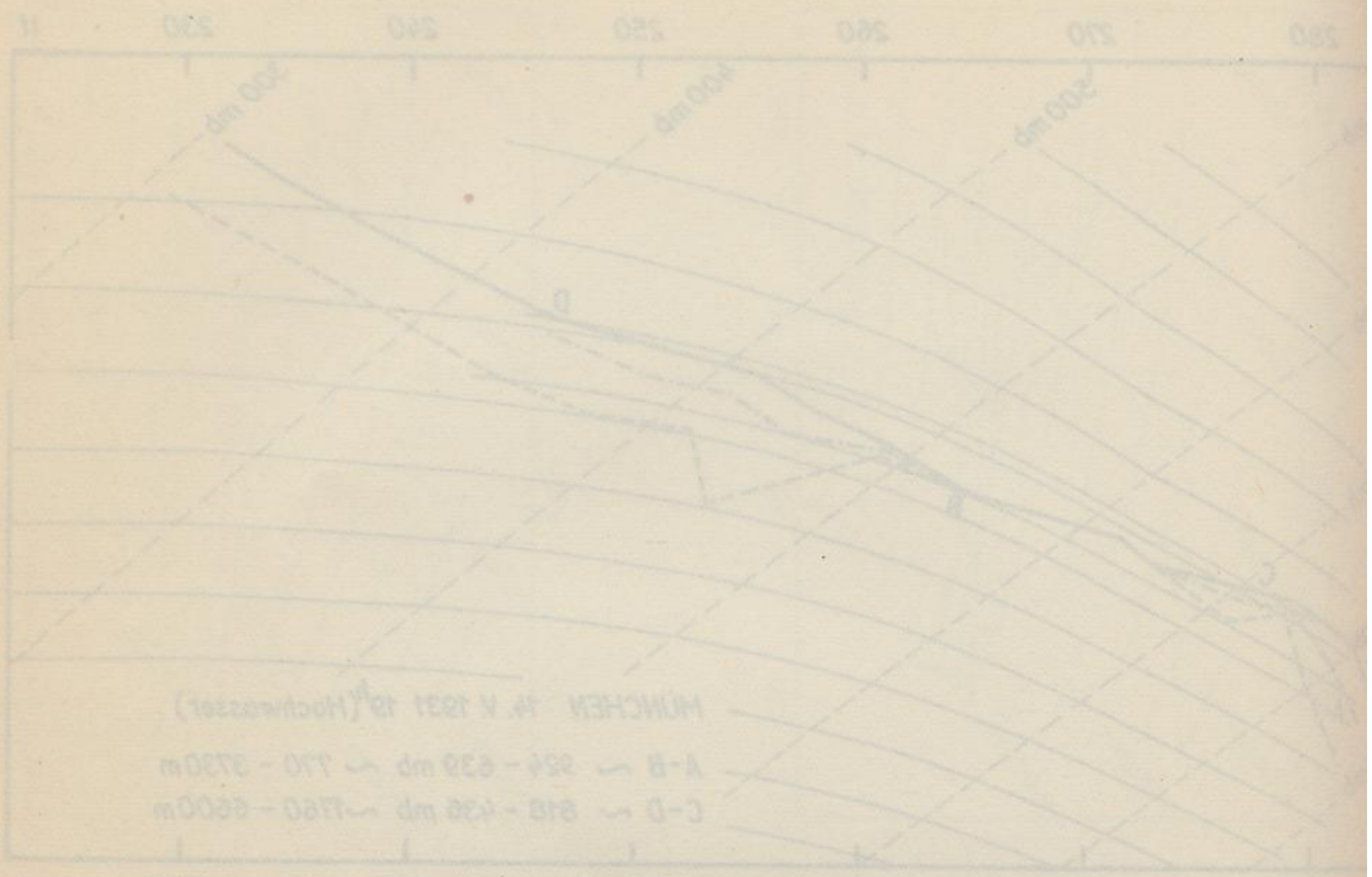
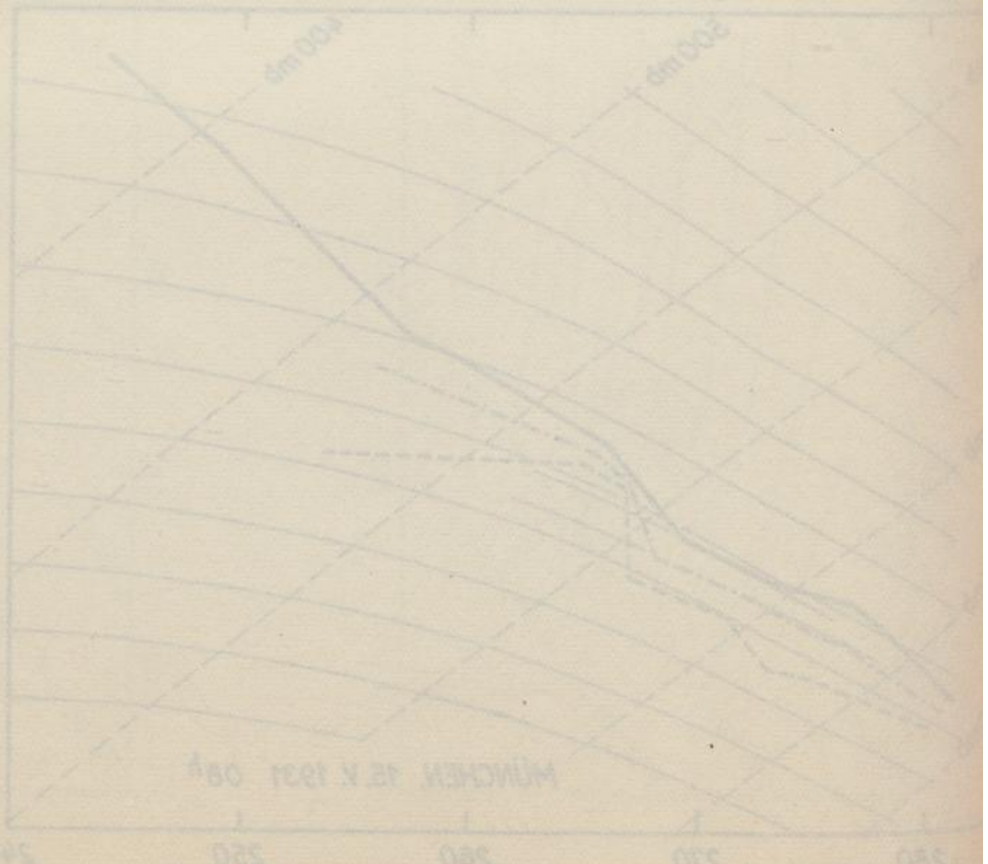

280
270
260
250
240
500 mb
400 mb
MÜNCHEN. 15. V. 1931 08h

Fig. 8





Synoptische Aerologie im Flugwetterdienst

Dr. Richard Becker.

Die Meteorologie mit allen ihren Anwendungen und Nebengebieten ist die Wissenschaft von der Physik der Atmosphäre. Es müssten also um den empirischen Anforderungen gerecht zu werden, genügend viele Beobachtungen aus allen erreichbaren Räumen der Atmosphäre vorliegen. Leider ist dies nun nur in bescheidenem Maße der Fall. Ein einigermassen dichtes Netz von Beobachtungspunkten existiert nur auf der Oberfläche der Kontinente und da auch nur in befriedigender Dichte in den zivilisierten Gegenden. Für die mit Wasser bedeckten Teile der Erde, welche ja den größten Raum ihrer Oberfläche einnehmen, ist man auf die Beobachtungen der Schiffe angewiesen, welche naturgemäss nur sehr spärlich vorhanden sein können und sich auch nur auf die normalen Schiffahrtswege beschränken.

Hat das Beobachtungsnetz auf dem Grunde des Luftmeeres, wie eben gezeigt wurde, schon starke Mängel in Bezug auf Dichtigkeit und Homogenität, so gilt das in noch viel größerem Maße für die freie Atmosphäre. Beobachtungsstellen, an denen alle meteorologischen Elemente der freien Atmosphäre gemessen werden, sind sehr wenig zahlreich. Es sind dies die Wetterflugstellen und die Drachenstationen. Etwas zahlreicher sind schon die Höhenwindmeßstellen. Sogar auf Seeschiffen sind solche eingerichtet. Sie sind auf See die einzigen einigermaßen regelmäßigen Beobachtungen aus der freien Atmosphäre.

Gelegentliche Beobachtungen von Expeditionen wurden hier in der obigen Zusammenstellung nicht mit erwähnt, da sie für die tägliche laufende Kontrolle der Atmosphäre keinen unmittelbaren Wert haben. Im täglichen Wetterdienst wird nun auf die dargestellte Eigenart des Beobachtungsmaterials schon insofern Rücksicht genommen, als "Wetterkarten" nur auf Grund von Bodenbeobachtungen gezeichnet werden und dann versucht wird, aus diesem Bild der meteorologischen Erscheinungen vom Boden aus, Rückschlüsse auf die Zustände in der freien Atmosphäre zu ziehen, aus der Beobachtungen nicht genügend zugänglich sind.

Gerade aber für die Flugmeteorologie ist ja nicht der Boden sondern die freie Atmosphäre das unmittelbar interessierende Gebiet. Der Flugmeteorologe soll gerade die meteorologischen Erscheinungen vorhersagen, die in der freien Atmosphäre zu erwarten sind. Zwischen der gestellten Aufgabe und dem verfügbaren Beobachtungsmaterial besteht also ein Missverhältnis.

Dieses Missverhältnis besteht aber nun im deutschen Flugwetterdienst glücklicherweise in nicht all zu krassem Maße. Auch Beobachtungen aus der freien Atmosphäre stehen wenigstens im Raume von Mitteleuropa bereits täglich zur Verfügung und zwar schon in einem Ausmaße, dass es möglich wäre, räumliche Wetterkarten zu zeichnen; sicher wäre dies möglich über einem Erdoberflächenteil, der etwa der im deutschen Flugwetterdienst verwandten Mitteleuropakarte entspricht.

Es wäre also Aufgabe jeder Flugwetterwarte, sich aus den Telegrammen mit Beobachtungen vom Erdboden und aus der freien Atmosphäre ein räumliches Bild des meteorologischen Zustandes der mitteleuropäischen Atmosphäre täglich herzustellen. Dies stößt jedoch auf technische Schwierigkeiten. Die auf der Erd-ober f l ä c h e angestellten meteorologischen Beobachtungen lassen sich auf e i n e r Kartenfläche darstellen. Soll diese Darstellungsart konsequent für den gesamten Atmosphärenraum durchgeführt werden, so müsste man ein ganzes Buch von Wetterkarten mit möglichst vielen Blättern zeichnen, was natürlich als tägliche Arbeit undurchführbar ist. Die Sache stellt sich auch nicht besser,

wenn

wenn man die Blattzahl des Buches stark beschränkt. Die tägliche Zeichnung der normalen Wetterkarten im Flugwetterdienst ist eine sehr zeitraubende Arbeit, mit der man sich so schon öfters mehr beeilen muss, als der Sache zuträglich ist, Eine tägliche Zeichnung eines solchen räumlichen Wetterkartenheftes im Flugwetterdienst ist aus Zeit- und Personalmangel unmöglich. Praktische Versuche haben dies auch mehr wie genügend bestätigt. Daran ändern auch die Tatsachen nichts, dass in der Höhe die Anzahl der Beobachtungspunkte sehr wesentlich geringer ist als am Boden und dass für die Raumdarstellungen ausgearbeitete Verfahren vorliegen.

Da man aber nun auf eine systematische Ausnutzung der aerologischen Beobachtungen nicht verzichten kann, wurde im deutschen Flugwetterdienst seit vorigem Jahr täglich die sog. aerologische Übersicht auf dem Funkwege verbreitet. Eine Zentralstelle in Berlin-Tempelhof sammelt sämtliche erreichbaren aerologischen Meldungen, der damit beschäftigte Meteorologe bildet sich dann aus diesen Meldungen ein Bild über den Zustand der Atmosphäre und faßt dies in einem möglichst kurzen Bericht zusammen, der dann ausgestrahlt wird. Dieser Bericht enthält sowohl Tatsachenbeschreibungen wie Deutungen derselben.

Die Vorteile dieses Verfahrens liegen einmal in seiner Billigkeit und dann aber hauptsächlich in der dadurch erreichten völligen Entlastung der Flugwetterwarten von der Bearbeitung aerologischen Materials. Das Bild vom Zustand der freien Atmosphäre wird vollkommen fertig vorgesetzt.

Dem stehen aber leider recht schwer wiegende Nachteile gegenüber. Zunächst lassen sich durch ein Worttelegramm Einzelheiten nicht übermitteln. Der am schwersten wiegende Nachteil hat aber einen tiefer liegenden Grund. Kein Meteorologe wäre wohl damit einverstanden, wenn man ihm als Prognosengrundlage eine von anderer Seite fertig durchgearbeitete Wetterkarte vorlegen würde. Noch weniger wäre dies der Fall, wenn man an Stelle dieser Wetterkarte nur einen diagnostischen Text vorlegen würde. Die aerologische Übersicht ist aber ein solcher diagnostischer Text. Die Nachteile eines solchen wirken sich hier noch schlimmer aus, als wenn es sich um Erdbodenbeobachtungen handelt. Wegen des gegenüber dem Erdboden viel geringeren Beobachtungsmaterials muss die Diagnose notwendig bedeutend unsicherer sein. Die Möglichkeit und Notwendigkeit von persönlicher Willkür ist bedeutend größer, denn vielfach noch strittige theoretische Ansichten müssen hineingetragen werden, um ein abgerundetes Bild zu erhalten. Eine solche aerologische Diagnose ist also in noch viel höherem Maße eine persönliche Ansicht, als dies schon bei der normalen Wetterkarte vielfach der Fall sein muss. Eine solche kann aber nicht zur Grundlage der jeweiligen Prognosen an sämtlichen Flugwetterwarten gemacht werden. Direkt unmöglich ist dies, wenn der diensthabende Meteorologe an einer Flugwetterwarte seiner Diagnose*) ein grundsätzlich verschiedenes Prinzip zu Grunde legt. Eine Vermeidung solcher Extremfälle ist bei dem heutigen Stande der meteorologischen Wissenschaft noch nicht möglich und wird vielleicht niemals ganz zu erreichen sein.

Es wäre also nach einem Verfahren zu suchen, das bei Vermeidung dieses Nachteils den Vorteil der Entlastung der einzelnen Flugwetterwarten bei gleichen Kosten aufrecht erhält. Im Folgenden soll ein solches Verfahren vorgeschlagen werden. Die wissenschaftlichen Grundlagen desselben stammen von G. Stüve. Es soll hier gleich so dargestellt werden, wie es im praktischen Flugwetterdienst zur Anwendung kommen könnte.

Eine mit dem nötigen wissenschaftlichen und technischen Personal versehene Zentralstelle des Deutschen Flugwetterdienstes sammelt jeden Morgen alles erreichbare aerologische Material, sowohl Temperaturaufstiege wie Höhenwindmessungen. Mit Hilfe dieses Materials werden nun an der Zentralstelle Karten gezeichnet, welche die Isohypsen der Flächen gleicher potentieller Temperatur enthalten. Diese werden auf folgendem Wege gewonnen:

Will man z.B. die Karte einer bestimmten potentiellen Temperatur zeichnen, so trägt man zunächst aus allen vorliegenden Temperaturaufstiegen die Erdbodenabstände

*) der Bodenkarte

abstände der betreffenden potentiellen Temperatur in die Karte ein und zieht danach provisorische Isohypsen. Für jede potentielle Temperatur die man darstellen will, zeichnet man eine solche Karte. Nun zeichnet man für jeden vorhandenen Pilotaufstieg ein Windvektor-Höhendiagramm. An Hand der Isohypsenkarten stellt man dann fest, in welchen Höhen jeder der aufgestiegenen Pilotballons die einzelnen Flächen gleicher potentieller Temperatur durchstoßen haben muss. Diese Punkte werden auf den Windvektorhöhendiagrammen fixiert. Darauf bildet man für die von diesen Punkten fixierten Zwischenräume den mittleren Windvektor. Von diesen Windvektoren bildet man vektorielle Differenzen und zwar so, dass von jedem Durchstoßpunkt der mittlere Wind des ihm unterhalb benachbarten Raumes von dem ihm oberhalb benachbarten abgezogen wird. Die erhaltenen Vektordifferenzen werden dann an jedem Durchstoßpunkt in die Vektorhöhendiagramme eingetragen. Aus den Vektorhöhendiagrammen trägt man dann die Vektordifferenzen in die entworfenen Isohypsenkarten der potentiellen Temperatur ein, nachdem man noch eine Korrektion an denselben angebracht hat. Diese besteht darin, dass man die Windstärke (die Richtung bleibt unberührt) mit dem Faktor $\frac{\vartheta_m}{\Delta\vartheta}$ multipliziert. ϑ_m ist die absolute potentielle Temperatur der betreffenden Fläche und $\Delta\vartheta$ ist die Differenz der mittleren potentiellen Temperaturen der der Fläche oben und unten benachbarten Zwischenräume. Die $\Delta\vartheta$-Werte sind aus den Aufstiegen zu entnehmen. In welchem Maßstab man diese Faktoren an den Windvektordifferenzen anbringt, ist in Theorie und Praxis vollkommen gleichgültig. Nicht einmal eine Vereinbarung ist darüber nötig, erforderlich ist nur, dass man immer denselben Faktor nimmt. Hat man nun die Vektoren in die Karten eingetragen, so muss folgendes zu sehen sein: Die Pfeile müssen parallel den Isohypsen verlaufen und zwar so, dass beim Blicken in ihrer Richtung die Fläche nach l i n k s ansteigt. Je länger die Pfeile sind, um so dichter müssen die Isohypsen an der betreffenden Stelle aneinander liegen, d.h. um so steiler muss die Fläche sein. Die Kartenbilder müssen genau so aussehen, wie Wetterkarten mit Windpfeilen, nur liegt eben die größere Höhe da, wo auf der Wetterkarte der tiefere Druck liegt.

Diese Forderungen werden aber nur selten völlig erfüllt sein. Die vorläufigen Isohypsen müssen korrigiert werden. Dies geschieht dadurch, dass man sie unter Beachtung der durch die Temperatur-aufstiege fixierten Punkte gemäß den eingetragenen Vektoren umzeichnet. Damit ist die Lage der Isohypsen schon ziemlich genau fixiert. Rein theoretisch wäre es so, dass man jetzt die veränderte Lage der "Durchstoßpunkte" wieder berücksichtigen müsste. Aus diesen wären dann wieder neue Differenzvektoren zu berechnen und nach diesen die Isohypsen nochmals zu verbessern. Dies Verfahren kann dann noch beliebig oft wiederholt werden, so dass man sich in successiver Aproximation immer mehr dem wahren Verlauf nähert. Für die Praxis kommt dies aber nicht in Betracht. Fast immer wird es genügen, wenn man die provisorischen Isohypsen <u>einmal</u> verbessert.

Ganz kurz soll noch die theoretische Grundlage dieses Verfahrens gestreift werden. Es beruht auf der Formel:

$$\operatorname{tg}\alpha = -\frac{l}{g}\left(\frac{\Delta w}{\Delta\vartheta}\,\vartheta_m - w_m\right)$$

Hierin bedeuten:

l die ablenkende Kraft der Erdrotation

g die Schwerebeschleunigung

$\Delta\vartheta$ die Differenz der absoluten potentiellen Temperaturen zweier benachbarter Luftschichten

ϑ_m deren mittlere absolute potentielle Temperatur

Δw die vektorielle Differenz der Geschwindigkeiten jener Luftschichten

v_m deren mittlerer Windvektor

$tg\alpha$ einen Vektor, dessen absoluter Wert durch den tg des Neigungswinkels der zwischen den beiden Schichten gedachten Trennungsfläche gegeben ist und dessen Richtung parallel der Isohypse verläuft und zwar so, daß die Fläche beim Sehen in der Vektorrichtung nach links ansteigt.

v_m ist gegenüber dem anderen Klammerglied vernachlässigbar klein, man erhält also aus der obigen Formel:

$$tg\alpha = -\frac{1}{g}\,\frac{\Delta v}{\Delta s}\,s_m$$

woraus sich die Grundlage des Verfahrens ergibt.

Auf Grund der fertigen Isohypsenkarten werden nun zu den Temperaturaufstiegspunkten die Vektoren ergänzt und zu den Piloten die Höhenzahlen, womit die Rechen- und Zeichenarbeit der Zentralstelle beendet ist.

Die Art der Verbreitung des erhaltenen Resultates ist nun ganz analog der von anderen Wettermeldungen, sie erfolgt nach einem bestimmten Telegraphenschlüssel. Dieser Schlüssel könnte etwa folgendermaßen gebaut sein:

ss IIICW hhDDF ....

ss ....

Dieses Schema zerfällt in Gruppen und Perioden. Vor jeder Periode steht die zweistellige Zahl ss als Überschrift, so daß die Perioden im Telegramm klar und übersichtlich getrennt sind. Die Zahl gibt in normalen Celsiusgraden die potentielle Temperatur derjenigen atmosphärischen Fläche an, deren Isohypsendarstellung durch die betreffende Periode mitgeteilt werden soll. Das Telegramm muß also soviel Perioden enthalten, als Flächen dargestellt werden sollen. Jede Periode ist nun aus Gruppen von je zwei fünfstelligen Zahlen zusammengesetzt. Die Anzahl der Gruppen in jeder Periode ist gleich der Gesamtanzahl der vorhandenen Beobachtungen (Temperatur- und Pilotmessungen). III ist die Kennziffer der Station, hh bedeutet die Höhe der betreffenden potentiellen Temperaturfläche in Hektometern. DD ist, etwa in einer 32-teiligen Skala, die Richtung des oben berechneten Vektors und F bedeutet seine Größe. Man könnte ihn etwa in Form einer Skala von 1 bis 9 angeben. Wie bereits betont, ist sein absoluter Wert vollkommen gleichgültig. Die Zentralstelle muß eben nur immer bei demselben Maßstab bleiben, der aber nicht einmal mitgeteilt zu werden braucht. Frei sind nun noch die beiden letzten Ziffern der ersten Zahl, C und W. Welchem Zweck man sie zuführt, kann freier Vereinbarung vorbehalten bleiben. Dies ist keine grundsätzliche Frage des hier in Vorschlag gebrachten Verfahrens, sondern eine solche der Zweckmäßigkeit. Zum Beispiel könnte man unter C die Wolkenformen und unter W die Hydrometeore in der betreffenden Höhe angeben. Will man die Temperaturaufstiegswerte und die Pilotwindwerte voneinander kenntlich machen, so könnte man z. B. bei den Temperaturaufstiegswerten zu DD 33 addieren. Dies sind aber alles Fragen, die keine prinzipielle Bedeutung haben.

Kommt nun ein solches aerologisches Telegramm auf einer Flugwetterwarte an, so ist das weitere Verfahren sehr schnell und einfach. Man nimmt sich soviele Nebenkärtchenformulare wie das Telegramm Perioden enthält und schreibt auf jedes die betreffende potentielle Temperatur auf. Dann trägt man hhDDF ein, genau so wie man auf einer Wetterkarte etwa Druck und Windpfeil einträgt. Will man ein Übriges tun, so kann man auch noch C und W in Symbolform dazusetzen. Diese Arbeit ist sehr schnell und einfach von einer Hilfskraft zu erledigen. Man braucht ja immer nur für jedes ss ein bestimmtes Kärtchen in die Hand zu nehmen und es mit Zahlen und Zeichen gewohnter Form zu versehen. Die eingetragenen

eingetragenen Kärtchen bekommt dann der Meteorologe, der die Isohypsen zieht, ganz genau nach demselben Prinzip, wie man auf einer eingetragenen Wetterkarte Isobaren einzeichnet. Man erhält so auf der Wetterwarte ein räumliches Bild der Atmosphäre durch wenige vom Wetterkartenzeichnen her vollkommen gewohnte Manipulationen.

Bei dem hier vorgeschlagenen Verfahren ist die Hineinarbeitung von persönlichen Ansichten und Theorien unmöglich. Die Anwendung der gegebenen Formel kann man n i c h t als Hineinarbeitung einer Theorie bezeichnen. Wollte man das tun, so müsste man es auch Hineinarbeitung einer Theorie nennen, wenn man beim Zeichnen der Wetterkarte die Isobaren den Winden anpasst. Das sog. barische Windgesetz, das man dabei anwendet, ist genau so viel und so wenig Theorie, wie die hier benutzte Formel und in der Praxis auch eben so richtig oder falsch wie diese. Auch an der Verwendung von Begriffen, wie potentielle Temperatur, braucht man sich nicht zu stoßen. Auch der auf den Meeresspiegel reduzierte Barometerstand ist ein errechneter Begriff und keine Beobachtungstatsache, denn einen Luftdruck unter der Erde gibt es nicht. Es wird bei der Rechen- und Zeichenarbeit der Zentralstelle nur mit physikalischen Begriffen operiert, nicht aber mit dynamischen und kinematischen Vorstellungen.

Diese von der Zentralstelle zu leistende Arbeit mag vielleicht als umständlich und zeitraubend bezeichnet werden. Praktische Versuche mit diesem Verfahren haben dies aber nicht bestätigt! Bei einiger Übung und zweckmässiger Organisation langt die zur Verfügung stehende Zeit aus. Ein Meteorologe und evtl. eine technische Hilfskraft genügen dafür. Man muss auch bedenken, dass man in der Praxis meist mit etwa 2 ∿∿ -Flächen auskommen wird. Welche Flächen man wählt, muss der Meteorologe entscheiden. Den besten Anhalt dafür wird dann wohl die vortägige Zeichnung geben. Natürlich gibt es auch bei der Rechen- und Zeichenarbeit bisweilen gewisse Grenzfälle und Unsicherheiten, deren der Meteorologe aber nach längerem Umgang und Vertrautheit mit der Methode schnell Herr werden wird.

Was der Meteorologe einer Flugwetterwarte dann durch das Telegramm erhält, ist das "reduzierte aerologische Beobachtungsmaterial". Die zur Zeichnung der Raumkarten mit seiner Hilfe erforderliche Zeit lässt sich leicht abschätzen. Auf jeder ∿∿ -Karte wird das Eintragen von 2 Stationen etwa die Zeit erfordern, die zum Eintragen einer grossen Bodenwettermeldung benötigt wird. Nimmt man dann an, dass etwa 10 Stationen mit Temperatur-Aufstiegen oder Höhenwindmessungen vorliegen und zeichnet man 2 ∿∿-Flächen, wären 20 Eintragungen zu machen, was also der Arbeit des Eintragens von 10 Bodenstationen entsprechen würde. Das ist sehr wenig und es ist deshalb möglich, sowohl die Stationszahl wie die Anzahl der ∿∿-Flächen zu vermehren. Als günstiger Faktor ist dabei noch in Rechnung zu stellen, dass die Anzahl der Stationspunkte mit der Höhe abnehmen muss.

Bei dem angeführten Beispiel würde das Telegramm des "reduzierten aerologischen Beobachtungsmaterials" 40 fünfstellige Zahlen enthalten, würde also bei der Beförderung einem Worttelegramm von 40 Worten entsprechen. Die beiden ∿∿ und eine kurze Überschrift wären dann noch als wenige Worte mehr hinzuzurechnen. Die sich so ergebende Wortzahl wird aber von der jetzt ausgegebenen aerologischen Übersicht wohl fast stets überschritten. Es stehen also auch in dieser Hinsicht einer Vermehrung der Stationszahl und der ∿∿-Flächen keine Hindernisse im Wege.

Sind nun auf einer Flugwetterwarte die Bodenwetterkarte und die aerologischen Karten gezeichnet worden, so kann sich der Meteorologe das dynamische und kinematische Bild von der Wetterlage machen, das ihm als das richtigste erscheint. Er kann es sich machen auf Grund seiner Karten und ist nicht auf einen halb beschreibenden, halb diagnostischen Text angewiesen, mit notwendig mehr oder minder persönlichem Einschlag.

Die Hauptprinzipien des hier gebrachten Vorschlags sollen noch einmal kurz zusammengefasst werden: Eine Zentralstelle soll nur formalphysikalische

Rechnungen

Rechnungen ausführen, Das Resultat dieser Rechnungen bzw, Zeichnungen wird auf dem Funkwege verbreitet und zwar so, dass es jeder Flugwetterwarte unter einem Minimum an Arbeitsaufwand ermöglicht wird, sich räumliche Wetterkarten zu zeichnen. Die physikalischen Umrechnungen soll die Zentralstelle machen, die meteorologische Auswertung bleibe den Wetterwarten vorbehalten.

Die räumliche Darstellung erfolgt durch Zeichnen der Isohypsen der Flächen gleicher potentieller Temperatur. Um das Zeichnen solcher Karten den Wetterwarten so einfach wie möglich zu machen, wird das Resultat der Umrechnungs- und Umzeichnungsarbeiten der Zentralstelle nach einem Telegrammschlüssel verbreitet, der im Vorigen beschrieben wurde. Dieser soll das Arbeitsresultat der Zentralstelle möglichst vollständig wiedergeben, er soll den Entwurf der Karten auf den Wetterwarten schnell und mühelos ermöglichen und er soll kein zu umfangreiches Gesamttelegramm erfordern.

Alle bisherigen Bearbeitungsmethoden aerologischen Materials sind mehr oder minder als Behelf anzusprechen. Die Ursache dafür ist der Zeitmangel. Mit dem vorliegenden Vorschlag ist versucht worden, einen Ausweg aus diesen Schwierigkeiten zu zeigen.

Über die Rolle der latenten Gefrierwärme bei aerologischen Betrachtungen

Dr. W. Wenzel, Berlin.

Zusammenfassung:

Die latente Gefrierwärme unterkühlter Wolken stellt eine vor allem den mittleren atmosphärischen Schichten zugehörige Energiequelle dar, deren Berücksichtigung ein einfaches und einheitliches thermodynamisches Prinzip zur Erklärung einer Reihe aerologischer Erscheinungen liefert.

Von älteren Meteorologen hat Bezold die Rolle angedeutet, die die Auslösung der Unterkühlung für gewisse Erscheinungen der cu- und cunb-Wolken zu haben scheint.

Im folgenden werden 1.) die Vorgänge beim Durchlaufen des Gefrierstadiums besprochen, wie sie sich a) nach der klassischen Theorie, b) den Anschauungen Hilding Köhlers gemäss vollziehen. Die modernen Arbeiten liefern Einzelheiten über die kondensationsphysikalischen Vorgänge bei Temperaturen unter 0 Grad, für die Zustandsänderung der Wolkenluft ergeben sich quantitative, aber keine grundsätzlichen Abänderungen gegenüber dem Verlauf nach der klassischen Theorie.

2.) werden die Schwierigkeiten besprochen, die der Definition der "Labilitätsenergie" entgegenstehen, sobald bei feuchtlabilen Umlagerungen das Gefrierstadium eine Rolle spielt.

3.) wird auf die Bildung der Doppelschichten im acuniveau eingegangen, und ihre Entstehung auf die Doppelschichtung der Konvektionsobergrenzen zurückgeführt, die sich daraus ergibt, dass die Konvektionswolken sich entweder als unterkühlte Wasserwolken oder unter Durchlaufung des Gefrierstadiums entwickeln können.

4.) wird eine Theorie für die Bildung des acu-cast gegeben, in der als Quelle für die konvektionserzeugende Kraft des acu-cast das Freiwerden latenter Gefrierwärme in der acu-Mutterwolke angegeben wird. Es wird nachgewiesen, dass diese Energiequelle Wärmemengen hinreichenden Betrages zu entwickeln vermag.

1. Thermodynamische Grundlagen.

Adiabatisch aufsteigende Luft durchläuft nach der klassischen Thermodynamik bei 0 Grad, sofern ihr Kondensationsniveau unterhalb des 0-Gradniveaus liegt und sofern die auskondensierende Feuchtigkeit nicht ausfällt, das Hagelstadium, nach Hann (1) besser Gefrierstadium genannt, in dem die adiabatische Ausdehnung und Hebung auf Kosten der Gefrierwärme erfolgt. Im Hagelstadium gilt die Gleichung (2)

$$a) \qquad (1-q)\,AR_l \cdot \ln\frac{p}{p_0} + \frac{r}{T_0}(\alpha-\alpha_0) - \frac{K}{T_0}\beta = 0\,,$$

wo q der Anteil an gefrorenem Wasser (in kg pro kg Wolkenluft), ferner

$$\alpha = (1-q)\frac{R_l}{R_w}\cdot\frac{e_m}{p-e_m}\,, \quad \alpha_0 = (1-q)\frac{R_l}{R_w}\cdot\frac{e_m}{p_0-e_m}\,, \quad T_0 = 273\,,$$

q das Mischungsverhältnis ist und die übrigen Buchstaben der Exner'schen Bezeichnungsweise (3) entsprechen, speziell also K die Gefrierwärme bedeutet. Daraus lässt sich mittels etlicher Vereinfachungen für die Druckwerte p_0 und p_1, bei denen das Gefrierstadium beginnt bzw. aufhört, die Beziehung

b) $$A R_L \ln \frac{p_0}{p_1} + \left(\frac{r+K}{p_1} - \frac{r}{p_0} \right) \frac{R_L}{R_w} \cdot \frac{\ell_m}{T_0} - \frac{Kq}{T_0} = 0$$

herleiten (3). Führt man in a)

$$\frac{1}{p} = \frac{1}{p_0} e^{\frac{g \Delta z}{R_L T_0}}$$

ein, so ergibt sich nach einigen Umrechnungen (Vernachlässigung von ℓ_m gegenüber p_0 und p_1, q gegenüber 1, Entwicklung des Exponentialausdruckes etc.) für die Höhenänderung $\Delta_1 z$, die dem Gefrieren von $\beta = 0{,}001$ gleich 1g pro kg Wasser entspricht

c) $$\Delta_1 z \cdot \left(68{,}5 + \frac{8350}{p_0} \right) = 23300 \qquad \text{(p in mb)}$$

Daraus folgt, dass für

p = 800; 700; 600; 500; 400 mb

im Gefrierstadium pro g gefrierenden Wassers eine adiabatische Hebung der betrachteten Luftmasse um

= 29,6; 29,0; 28,3; 27,4; 26,1 m

möglich ist (4). Vom Druck p_1 ab erfolgt der weitere Anstieg auf der Sublimationsadiabate (Fig.1)

Gegen die klassische Theorie hat Hilding Köhler (5) eingewandt, dass erstens die Voraussetzung des restlosen Gefrierens der in der Wolkenluft enthaltenen Tröpfchen bei 0 Grad und demzufolge zweitens die Voraussetzung der Fortsetzung des Prozesses auf der Sublimationsadiabate nicht stimmen, dass also die Zustandsänderung nicht durch die in Fig.1 ausgezogene Linie wiedergegeben wird. Der wirkliche Verlauf ist sehr verwickelt. Während die über 0 Grad gebilderen Tröpfchen als unterkühlte Tröpfchen fortbestehen, entstehen gleichzeitig, auch noch unter 0 Grad neben zunächst nur vereinzelten Kristallen noch weiterhin unterkühlte Tröpfchen, direkt aus der dampfförmigen Phase, die Luft bleibt eisübersättigt. Das Nebeneinander von Kristallen und unterkühlten Tröpfchen braucht offenbar nicht mit Notwendigkeit zu einem "stürmischen Übergang" des Tröpfchenwassers auf das Eis zu führen (6). Die Zahl der gebildeten Kristalle ist bestimmt durch die Zahl der vorhandenen Sublimationskerne. Bei welcher Temperatur und aus welchem Anlass das Gefrieren des vorhandenen Wassers in stärkerem Maße einsetzt, ist nicht genau bekannt. Es bestehen zwei Möglichkeiten:

A) Verstärktes Ansetzen unterkühlter Tropfen an bereits vorhandene Kristalle Skelette oder Sterne, also fortschreitende Graupelbildung (Frostgraupelbildung in der Wegener'schen Bezeichnung (7), "Reifgraupel-"(=Sphärokristall)-bildung durch Sublimation scheint nach Köhler nicht oder nur selten vorzukommen). Das kann nach Stüve (8) im ganzen Bereich von 0 bis -7 Grad geschehen, wahrscheinlich aber auch noch bei niedrigeren Temperaturen. Bei -12 liegt nach Robitzsch (9) bei Wassersättigung das Maximum der in g/cbm ausgedrückten Eisübersättigung und das Gebiet stärksten Kristallwachstums durch Sublimation. Man kann sich vorstellen, dass der Vorgang der Vergraupelung durch Einfallen von Kristallen aus größerer Höhe eingeleitet oder unterstützt wird (10).

B) Gefrieren der Tröpfchen bei der Koagulation, was aber erst nach Erreichen einer gewissen Tröpfchengröße, - vermutet wird d = 0,03 mm (11) - möglich zu sein scheint. Die entstehenden Gebilde sind kristallinischer Struktur (12) und können sich entweder zu Eiskörnern (13) oder entsprechend A) wiederum zu Graupeln auswachsen. Dieser Vorgang wird in Wolken mit homogenem Tropfenmaterial

in

in größeren Raumteilen der Wolkenluft nahezu gleichzeitig auftreten können (14), wenn die kritische Tropfengröße erreicht ist, Tritt nun einer der Vorgänge A) oder B) innerhalb einer unterkühlten Wasserwolke ein, so wird Gefrierwärme frei. Die Zustandsänderung wird sich dann zwar nicht in klassischer Weise vollziehen, aber man sieht, dass die Köhler'schen Einwände nur eine quantitative, keine grundsätzliche Änderung des Vorgangs bewirken, Das Gefrieren tritt aber erst bei einer niedrigeren Temperatur der Gesamtmasse als 0 Grad ein, es wird nicht alles theoretisch verfügbare Wasser erfassen und die endgültige Angleichung an die Sublimationsadiabate erfolgt erst bei noch niedrigeren Temperaturen, Also wird eine Zustandsänderung herauskommen, bei der die Temperatur der Wolkenluft sich etwa gemäß der in Fig, 1 gestrichelt eingezeichneten Linie ändert,

Es fragt sich, ob die dabei freiwerdenden Energiemengen ausreichen, um aerologisch belangwolle Erscheinungen hervorzurufen, Unter den älteren Meteorologen hat Bezold (15) diese Ansicht vertreten und insbesondere einige Erscheinungen am Gewittercumulonimbus durch die"Auslösung der Überkaltung" gedeutet, In den folgenden Abschnitten wird versucht, das Freiwerden latenter Gefrierwärme zur Erklärung der Doppelschichten im acu-Niveau und zur Erklärung der acu-cast-Bildung zu verwenden,

In den heute in Deutschland fast allgemein verwendeten Adiabatenblättern von Stüve ist die Gefrierwärme insofern nicht berücksichtigt, als die Adiabaten im Temperaturbereich unter Null als Kondensations-, nicht als Sublimationsadiabaten eingetragen sind, Das hat Vorteile für die Konstruktion der Pseudoadiabaten, wird aber ausserdem damit begründet, dass bis -20 Grad nur Wasserwolken beobachtet wären, dass also bis zu dieser Temperatur nur Kondensation, keine Sublimation einträte (16), dass also das Gefrierstadium für atmosphärische Vorgänge keine wesentliche Rolle spiele, Nun kann hier von der Frage, bei welcher Temperatur erstmalig die unmittelbare Sublimation des Wasserdampfes beginnt (17) abgesehen werden, es handelt sich bei uns um das Gefrieren der vorhandenen unterkühlten Tröpfchen, und zum mindesten dieser Prozess führt dazu, dass zwischen 0 und -20 Grad doch nicht nur reine Wasserwolken, sondern sehr häufig auch gemischte Wolken (6) oder Kristallschwärme (14) beobachtet werden, Wenn auch eine schnelle Auflösung der Tröpfchen-Kristall-Gemische nicht notwendig zu sein scheint (6), so werden sie doch unbeständig sein und eine fortschreitende Vergraupelung und damit Auflösung unterliegen, woraus sich die ältere Beobachtung der Existenz von nur Wasserwolken bis -20 Grad erklärt,

Zum Schluss dieses Abschnittes sei noch eine ausgezeichnete Beobachtung der Wetterflugstelle Berlin erwähnt (18), Es handelt sich um einen Flug vom 29,4, 1931, der von 700 bis 4000 m Höhe durch einen dünnen str hindurchführt, in dem beim Anstieg von 3000 m bei -11 Grad ab die Untersonne, also Vorhandensein von Kristallen beobachtet wird, Im gleichen Niveau setzt leichte Böigkeit ein, und beim Abstieg wird, etwa 15 bis 20 Minuten später, in derselben Höhe Graupelfall bemerkt (19), Der Flug durchschnitt also bei 3000 m eine Schicht in der gerade das Gefrierstadium durchlaufen wurde, und es scheint sogar die leichte Böigkeit auf Freiwerden der latenten Energie in der unterkühlten Wolke zurückführbar zu sein (20),

2) Über die Labilitätsenergie,

Der in der grundlegenden Arbeit von Refsdal (21) über den feuchtlabilen Niederschlag eingeführte Begriff der Labilitätsenergie ist rechnerisch definiert als

$$L = g \int \frac{T' - T}{T} dz$$

und ist in einem "Emagramm" gegeben durch die Fläche L (Fig,1), Es ist diejenige Energiemenge pro Masseneinheit, die frei wird, wenn sich gesättigte Luft in einer Atmosphäre mit der Temperaturverteilung T längs der Kondensationsadiabate T' aufwärts bewegt, sofern dabei von hydrodynamischen Einflüssen,

Mischungsvorgängen

Mischungsvorgängen etc, abgesehen wird (22),

Üblicherweise wird auch oberhalb des 0-Gradniveaus Aufstieg längs derselben Kondensationsadiabate angenommen wie unterhalb desselben, Fällt nun das zwischen Kondensationsniveau und 0-Gradniveau gebildete Wasser nicht aus, so wird früher oder später das Gefrierstadium durchlaufen, es erfolgt Übergang auf eine höher gelegene Adiabate und der Betrag der Labilitätsenergie wird in unübersichtlicher Weise geändert, Nimmt man an, dass das Gefrierstadium den klassischen Vorstellungen gemäß durchlaufen wird, so erhält man die maximal mögliche Labilitätsenergie L', Graphisch kommt das darin zum Ausdruck, dass sich zu der Fläche L noch die zwischen T und T' gelegene Fläche addiert,

Die Differenz zwischen L und L' wird besonders gross, wenn die Feuchtlabilität bis in große Höhen hinaufreicht, Es ist von Interesse, Einzelfälle daraufhin zu untersuchen, Leider finden sich Hagelwetterlagen, bei denen sich der vollzogene Durchgang durch das Gefrierstadium im Niederschlag am eindrucksvollsten dokumentiert, im Lindenberger Registrierballonmaterial nicht vor, auch Registrierballone mit einem Gewitter in zeitlicher oder örtlicher Nähe sind selten,

Fig, 2 gibt ein Beispiel, Im Süden des Aufstiegsortes zieht während des Aufstiegs ein Gewitter vorüber, die Wetterlage ist instabil, am Vortag ist Hagel gefallen, Es kann die Registrierung nach Aufsteigen vom Boden her stattfinden, wenn die Temperatur auf 14,9° C gestiegen ist (das Tages-Maximum lag bei 15,2), Das Kondensationsniveau ist bestimmt durch den Schnitt mit der spezifischen Sättigungsfeuchte 6,7 g/kg (= Ausgangswert der spez, F, bei 13° C und 72% am Boden), Bei 0 Grad sind maximal 6,7 - 4,8 = 1,9 g/kg flüssiges Wasser vorhanden, die maximal mögliche Hebung der Wolkenluft im Gefrierstadium beträgt $\Delta z = 1{,}9 \cdot 29{,}4 = 55$ m, entsprechend einer Hebung vom Niveau 780 mb auf 774,5 mb, Das Verhältnis L' : L der maximal möglichen zur Refsdalschen Labilitätsenergie, also das Verhältnis der Flächen ($F_1 + F_2$) : F_1 wird 1,24),

Das gewählte Beispiel ist kein besonders ausgewählt günstiges, es lassen sich leicht Fälle mit erheblich größeren Mengen zur Verfügung stehenden auskondensierten Wassers, größerem Δz und einem größeren Wert von L' : L finden, Doch kommt in den anderen Fällen die Kondensationsadiabate mit T meist erst in der Substratosphäre zum Schnitt, was für die Darstellung in Fig,2 ungünstig gewesen wäre (die Fläche F_2 musste aus zeichentechnischen Gründen etwas zu groß wiedergegeben werden), Die an sich starke Feuchtlabilität, die man z,B, bei einer Wetterlage mit Instabilitätsschauern hat, wird, sofern dies Hagelschauer sind, entsprechend ihrer durchschnittlich höheren mechanischen Energie durch die geschilderten Vorgänge noch weiter erhöht,

Noch geeigneter als L als Maß für den Betrag an mechanischer Energie, der bei feuchtlabilen Umlagerungen frei wird, scheint der Wert

$$L' = \frac{2}{3} g \int \left(\frac{T'-T}{T} - W \right) dz$$

zu sein, der sich unter Berücksichtigung hydrodynamischer Überlegungen ergibt, die Raethjen (23) ausgeführt hat, Aber für L'' gilt dasselbe wie für L, da es ja nur auf das Vorkommen der feuchtlabilen Temperaturdifferenzen T-T' ankommt, Sobald der Durchgang durch das Gefrierstadium erfolgt, ändert sich auch der Wert von L'',

Hinzu kommt, dass der Zahlenwert für die Labilitätsenergie in starkem Maße von der Höhenlage des Kondensationsniveaus, also von Temperatur und Dampfdruck am Boden abhängt, so dass die Ausführung der Refsdalschen Idee einer Benutzung synoptischer Karten über die Verteilung der Labilitätsenergie zu Prognosenzwecken grossen Schwierigkeiten begegnen wird,

3, Die acu-Doppelschichten,

Wir greifen zurück auf Fig,1, Vorgegeben sei die vertikale Temperaturverteilung

verteilung T, es setzte vom Boden her Konvektion ein. Vom Kondensationsniveau K ab folgen die aufsteigenden Luftmassen zunächst der Kondensationsadiabate T'. Vom Durchtritt durch das 0-Gradniveau ab kann zweierlei geschehen:

Entweder die entstehenden Wolken entwickeln sich weiter als unterkühlte Wasserwolken längs der Kondensationsadiabate T'. Ihre Entwicklung kann dann bis zur Höhe h_0 fortschreiten (vgl. Fig. 3). Oder es erfolgt Durchgang durch das Gefrierstadium, somit Übergang auf eine höhere Adiabate und Entwicklung bis zur Höhe h_1.

Ein Beispiel, in dem diese "Aufspaltung der Konvektionsobergrenze" und zwar in einem frühen Stadium, im Bilde festgehalten ist, scheint die Photographie Nr. 19 in dem Bildwerk "Wolken im Luftmeer" zu liefern. Auf eine nochmalige Schilderung der Abweichungen, die entstehen, wenn die Zustandsänderung nicht dem Verlauf im theoretischen Hagelstadium entspricht, sei hier verzichtet und diesbezüglich auf den ersten Abschnitt verwiesen.

In den Höhen h_0 und h_1 wird Ausbreitung der cu-Köpfe erfolgen. Gelingt es der Wolke in einem späteren Stadium, etwa zufolge starker Feuchtigkeitsnachschubes in den bodennahen Schichten, noch über h_1 hinauszuwachsen, so bleiben häufig die in h_0 und h_1 gebildeten Schichten als dicht übereinanderliegende Kragen an den Flanken des entwickelten cunb sichtbar. Es kann auch eintreten, daß T" mit T erst wieder in größeren Höhen zum Schnitt kommt und die Entwicklung nach Überwindung der Höhe h_0 sofort bis in höhere Niveaus fortschreitet. Da die Feuchtigkeit, die beim Höherschießen des cunb neu auskondensiert, bis zu sehr niedrigen Temperaturen weiterhin zunächst überwiegend in Tröpfchenform ausgeschieden wird (vgl. den ersten Abschnitt) so können sich die geschilderten Vorgänge in höheren Schichten noch einmal wiederholen. Der ganze Vorgang scheint auch eine einfache Erklärung für die pulsatorische Höhenverlagerung von Wolkenschichten liefern zu können, auf die Süring hingewiesen hat (24).

Bleibt die Entwicklung in den Höhen $h_0$und h_1 stehen, breiten sich die cu in diesen Höhen aus oder trocknen die unteren Teile der Wolkenkörper ab,so bleiben in zwei dicht übereinanderliegenden Schichten Wolkenreste liegen. Z.B. wird der Altokumulus-cumulogenitus (Wolkenform M6 des neuen Wolkenatlas (25), dessen Entstehung in der angegebenen Weise verläuft, je nachdem seine Ruhelage in der Höhe h_0 oder h_1 finden können. Die Doppelschichtung der Konvektions-Obergrenzen wird somit der Anlass zur Bildung einer Doppelschicht im acu-Niveau.

In der frisch gebildeten Doppelschicht wird durch horizontale Strömungen die Feuchtigkeit über größere Flächen verteilt.Es bleiben aber selbst nach Auflösung der Wolken, Schichtungen im Dunst und der Feuchtigkeit zurück, deren Vorhandensein für einige Zeit auch das Fortbestehen einer thermischen Doppelschicht bewirkt. Der Entstehung nach kann es sich bei diesen Schichten nicht um über größere Flächen erstreckte Erscheinungen handeln, Damit stimmen die Flugzeugbeobachtungen überein (26) die niemals von geschlossenen übereinanderliegenden acu-Decken sprechen. Bisweilen zeigt sich eine Anordnung der Art, daß die Wolken der einen Schicht jeweils über bzw. unter den Lücken der anderen liegen. Aber natürlich können die Bedingungen für die Entstehung und damit die Höhenlagen der Schichten über größeren Flächen ähnliche sein. Ein Beispiel: Darmstadt gibt am 29. 7. 31 früh um 0800 acu von 4200-4800 und bei 5500 m, offenbar eine bereits gealterte, durch Konvektionsvorgänge am Vortag aufgebaute Doppelschicht. Hamburg meldet zum gleichen Termin cunb-Entwicklung teils bis 4700, teils bis 5100 m (cunb mit glatter Oberfläche), also anscheinend Ansätze zur Doppelschichtentwicklung (27).

Von den beiden Schichten des frisch gebildeten acu-dipl. wird die obere im allgemeinen die unbeständigere sein. 1.) ist bei h_1 die Konvektion im allgemeinen auch in eine Schicht größerer Trockenheit vorgedrungen, so daß leichter Abtrocknen eintreten kann als in h_0. 2.) ist die obere Schicht ihrer

Entstehung

Entstehung nach mit Eis (28) in Form mehr oder weniger vergraupelter Kristalle (29) oder beim Koagulieren entstandener kristallinischer Gebilde infiziert. Aus beiden Gründen neigt die Wolke zum Zerfallen und wird im Anblick ein teils zerfasertes, teils schleierartiges Aussehen zeigen. Man vergleiche zu dieser Schilderung den Text, der im Internationalen Wolkenatlas (25) den Abbildungen M 9a und M 9b beigegeben ist. Es handelt sich um den "altocumulus in mehreren Bänken in verschiedener Höhe, begleitet von faserigen Schleiern", das bekannte "chaotische", aber nicht aufgetürmte" Aussehen des Himmels, in das unsere Erklärung Übersicht bringt.

Auch diese Wolkenform gilt als Gewitterkünder. Das ist folgendermaßen zu erklären. Wenn die beiden Wolkenschichten im Himmelsanblick als getrennte Schichten erkannt werden sollen, so dürfen sie nicht zu dicht übereinander liegen. Die Schichten sind um so weiter auseinander, um so stärker der Gradient von T in mittleren Höhen ist, in dem Gebiet in dem T' und T" mit T zum Schnitt kommen. Hält sich die obere Wolkenschicht, so bedeutet das, dass die Abtrocknung schwach, somit auch die Feuchtigkeitsabnahme von h_o nach h_1 gering ist. Sichtbare Doppelschichtung bedeutet also, dass die in mittleren Höhen noch nicht aufgespaltene Temperaturverteilung T dortselbst relativ starke Gradienten bei relativ geringer Feuchtigkeitsabnahme besitzt, was für die vom Boden aus vorstoßende Konvektion günstige Bedingungen zum Durchbruch schafft.

Es sei bemerkt, dass man an diese Betrachtungen quantitative Überlegungen anknüpfchen kann, die unsere bisherigen mehr qualitativen Überlegungen durchaus stützen. Doch möchte ich die nähere Ausführung dessen, um diesen Vortrag nicht zu sehr mit Rechnungen zu überlasten, einer späteren Veröffentlichung vorbehalten.

Das weitere Schicksal der Doppelschicht ist in Fig.3 schematisch skizziert. Als Bildungen relativ geringer Ausdehnung werden sie das Schicksal der großen Luftströmungen teilen, in die sie eingebettet sind, also durch Hebung oder Absinken in aufgleitenden bzw. abgleitenden Luftströmungen gegenüber der ursprünglichen Doppelschicht entarten. Im ersten Fall werden sich die beiden zunächst nur schwachen Inversionen verstärken, der Gradient der Zwischenschicht sich abschwächen. Es ist denkbar, dass ein Absinken bis unter die 0-Grad-Isotherme eintritt. Die unterkühlte Wasserwolke unter der unteren Inversion kann lange Zeit bestehen bleiben, kann auch von unten her neu ergänzt werden. Bei Hebung wird der Verlauf der Zustandskurve im ganzen gesehen, gestreckter, die Inversion schwächer, die Zwischenschicht labiler, die Wolken verteilen sich allmählich, oft wird das Wolkenbild durch stärkere ast-Bildung völlig verfälscht.

Die Abbildungen der Figuren 4) und 5) geben einige Beispiele für die genannten Fälle. Es sei bemerkt, dass man Zustandskurven der in Fig.3 wiedergegebenen Form mit thermischer Doppelschichtung im aerologischen Material sehr häufig findet. Wolkendoppelschichtung wird wegen des schnellen Zerfalles der oberen Schichten erheblich seltener notiert. Man muss auch bedenken, dass die übliche Aufstiegszeit der Wetterflugstellen in den frühen Morgenstunden liegt, also zu einer Zeit erst schwach einsetzender Konvektion, die für die Beobachtung des Entstehens von Doppelschichten denkbar ungünstig ist. Der Bildungszustand Fig.3,a) wird demgemäß viel seltener angetroffen werden müssen als die Alterungsformen b) und c). Der Spätnachmittag wäre wesentlich günstiger, wie man ja auch zur Zeit des Sonnenunterganges sehr oft an der Wolkenfärbung eine einschichtig scheinende Wolkendecke sich in zwei dicht übereinanderliegende Schichten aufspalten sieht.

Fig.4, Hamburg vom 21.9.31 gibt offenbar einen Zustand wieder, der noch nahe an dem Stadium der Fig.3,a) gelegen ist. Dafür sprechen auch die gleichzeitigen Wolkenbeobachtungen. Es handelt sich um eine Wetterlage mit starker Haufenwolkenentwicklung, teilweise sind die Böentürme auch noch über die obere der beiden Schichten hinausgewachsen (30). Hamburg vom 25.8.31 gibt offenbar den Typ der Fig.3,c) wieder. Dass in den höheren Schichten in diesem Fall

aufgleitende

aufgleitende Bewegung eingesetzt hat, wird durch die Feuchtigkeitszunahme und die ast-Bildung am Gipfel angedeutet.

Die 3 Beispiele in Fig.5 entsprechen alle dem Typ der in absinkende Luftmassen eingelagerten Doppelschicht (Fig.3,b) und sind entnommen der grundlegenden Arbeit von Peppler (31), der die Frage nach der Entstehung der Doppelschichten wie auch das im folgenden Abschnitt behandelte Problem der acu-cast-Bildung am eingehendsten behandelt hat. Charakteristisch ist die stufenweise Abnahme der relativen Feuchtigkeit.

Man wird nicht vermuten dürfen, dass die hier vorgetragenen Ansichten eine Erklärung für die Entstehung jeder Doppelschicht bieten. Zwar können auch die Doppelschichten im stcu-Niveau, sofern sie oberhalb des 0-Grad-Niveaus entstehen, dieselbe Entstehungsursache haben. Aber bei noch tiefer gelegenen Doppelschichten wird man nach anderen Erklärungen suchen müssen. Hingewiesen sei auch noch auf eine Äußerung von Hilding Köhler, der als eine interessante Möglichkeit zur Bildung von Wolkendoppelschichten in größeren Höhen anführt (32), dass die aus einer unterkühlten Wasserwolke ausfallenden Kristallschwärme sich unter der Wolke in Form von Schleiern sammeln können. In der Tat werden derartige dünne Schleier unter hochgelegenen Wolken des öfteren beobachtet, doch hat schon Peppler nachgewiesen, dass dabei die Temperaturdiskontinuität an der unteren Schicht, dem Schleier fehlt, also eine thermische Doppelschichtung nicht zustande kommt.

4. Der Altocumulus - Castellatus.

Im Lehrbuch von Hann (33) wird die Entstehung des acu-cast durch die "Aspiration höherer Luftschichten" erklärt. Analog hat Süring (34) auf der Wiener Tagung ausser von Strahlungseinflüssen von den dynamischen Effekten als für die Bildung aller castellatusförmigen Wolken maßgebend gesprochen. Die Rolle der Strahlung ist quantitativ schwer zu übersehen. Aspiration und dynamischer Effekt sollen besagen, dass durch Advektion schneller bewegter, kälterer Luft im Falle des acu-cast die über dem ursprünglich vorhandenen acu gelegene Inversion weggeräumt, darüber ein labiler Gradient erzeugt, Teile der Wolkenluft von der schneller bewegten oberen Strömung emporgerissen und so Konvektionsherde erzeugt werden. Dagegen hat schon Peppler (35) eingewandt, dass bei cast-Bildung 1. von einer stärkeren Windzunahme über der Inversion im Mittel nichts zu merken ist, dass sie 2. zwar schwächer als im Mittel, aber doch noch vorhanden ist, dass 3. der darüberliegende Gradient zwar stärker als im Mittel, aber durchaus nicht übernormal ist.

Sucht man die acu-cast-Beobachtungen aus den Aerologischen Berichten der Wetterflugstellen heraus, so findet man, dass abgesehen von gewöhnlichen Verwechslungen mit castellatusförmigen Wolken niederer Etagen (cu-cast, stcu-cast) zwei Wolkenformen verschiedener Entstehungsweise mit acu-castellatus bezeichnet werden. Erstens kommt es vor, dass die im acu-Niveau sichtbar werdende Konvektion ihre Würzel nach den Registrierungen nachweisbar in bodennahen Schichten hat (Beispiel: Darmstadt, 4.9.1931), zweitens aber, und das ist der eigentliche acu-cast, um den es sich auch bei den Beispielen handelt, die Peppler in der zitierten Arbeit gibt, kommt es vor, dass ein solcher Zusammenhang mit der Bodenkonvektion einwandfrei nicht vorhanden ist, dass die unteren Schichten noch stabil geschichtet sind und die Konvektion von unten her sperren (Fig.6a), wie schon daraus hervorgeht, dass der acu-cast besonders häufig in frühen Morgenstunden beobachtet wird. Eine Wiedergabe dieser Wolkenform findet sich z.B. im neuen Internationalen Wolkenatlas unter der Ziffer M8 (a).

Es fragt sich nun, da nach dem obigen ein dynamischer Effekt bei dieser Castellatusform normalerweise nicht angenommen werden kann, woher hier die konvektionserzeugende Kraft für die Bildung des cast stammt. Nicht berücksichtigt ist bisher, dass in der latenten Gefrierwärme der unterkühlten acu-Wolken eine selbständige Energiequelle zur Verfügung steht, von der jedoch wenn sie

sie zur Erklärung herangezogen werden soll, noch nachzuweisen ist, dass sie zur Auslösung gebracht werden kann und ihrem Betrage nach zur Bildung von Konvektionsströmen ausreicht.

Auf die Vorstellung, die man sich von der Auslösung der Überkaltung zu machen hat, ist schon im ersten Abschnitt eingegangen und darauf hingewiesen worden, dass sie durch Einfall von Kristallen und Vergraupelung oder durch Gefrieren bei der Koagulation erfolgen kann. Über die Einzelheiten des Vorganges lässt sich genaueres nicht sagen. Jedenfalls ist er möglich und auffällig ist, dass gleichzeitig mit den meisten acu-cast-Beobachtungen z.B. allen von Peppler (35) angeführten, gleichzeitig ci notiert wird. Vielleicht ist es auch so, dass der oft behauptete Strahlungseinfluss auf die acu-cast-Bildung auf einem Umweg wirkt: durch eine mit Sonnenaufgang einsetzende Erhöhung der Mikroturbulenz in der Wolke, die verstärkte Koagulation und damit Erreichung der für das Gefrieren notwendigen Tropfengröße hervorruft. Jedenfalls wird man sich vorstellen können, dass sich in einer unterkühlten acu-Wolke bald an dieser, bald an jener Stelle die Tendenz zur Auslösung der Überkaltung durchzusetzen versucht. Normalerweise wird die freiwerdende Wärme nicht ausreichen, um die acu-Inversion zu durchbrechen, der acu nimmt dann aber acu-floccus-artige Formen an. Es fragt sich, ob sie bei den Inversionsbeträgen, die bei acu-cast-Bildung beobachtet werden, ausreicht.

Sei (Fig.6) Δh die Dicke der Inversionsschicht (in Hektometern) Δt die Temperaturzunahme in der Inversion, γ der kondensationsadiabatische Gradient in Höhe der Inversion (in ganzen Graden pro 100 m). Soll die im Niveau p gelegene Wolkenluft die Inversion durchstoßen, so muss ihre Temperatur mindestens um den Betrag $\Delta t + \gamma \cdot \Delta h$ steigen (vgl. Fig.6), alsdann ist vom Punkte P_2 aus auf der durch P_1 gehenden Kondensationsadiabate T' ein Durchstoßen der Inversion möglich. Die dazu notwendige Erwärmung soll von der beim Gefrieren von w Gramm Wasser pro kg Wolkenluft freiwerdenden Gefrierwärme geliefert werden. 1 Gramm gefrierendes Wasser vermag 1 kg Luft um $\frac{80}{241}$ Grad (= Gefrierwärme durch spez. Wärme), also rund 1/3 Grad zu erwärmen. Daraus folgt, dass mindestens

$$w = 3(\Delta t + \gamma \Delta h)$$

Gramm Wasser pro kg Wolkenluft gefrieren müssen. Tritt dies in irgend einem Raumteil Wolkenluft ein, so kann die Luft von dort aus kondensierend weitersteigen.

In dem Beispiel der Figur 7, das der Peppler'schen Arbeit (3) entnommen ist, ist $\Delta t = 0{,}2$, $\Delta h = 100$ m, an der Inversionsuntergrenze = 0,65, also

$$w = 3(0{,}2 + 0{,}65) = 2{,}55 g$$

Soviel flüssiges Wasser muss in der Wolke mindestens vorhanden sein, wenn unsere Theorie der acu-cast-Bildung durch Freiwerden latenter Gefrierwärme stimmen soll. Nun ist dies tatsächlich ein durchaus möglicher Wert, da der Auswertung zufolge in den bodennahen Schichten die spez. Feuchtigkeit zwischen 7 und 9 g/kg gelegen ist und die Sättigungsfeuchtigkeit im Niveau des acu 3,7 g/kg beträgt. Der Differenzbetrag, also erst recht ein Betrag von 2,55 g/kg kann sehr wohl durch Konvektion in das acu-Niveau hinauftransportiert worden sein. 2,55 g/kg entsprechen (bei einer Luftdichte von 0,78 in der betrachteten Höhe) rund 2g/cbm Wassergehalt. Conrad und Wagner haben bei ihren Bestimmungen des Wassergehaltes von Wolkenluft Beträge bis zu mehr als doppelter Grösse gefunden (36).

In der Fig. 6 ist der Wind über und unter der Inversion eingetragen, wie man sieht, ist die Windänderung so gering, dass ein dynamischer Effekt sehr unwahrscheinlich ist.

Es sei bemerkt, dass die Werte $\Delta t = 0{,}2$; $\Delta h = 100$ m etwa den Mittelwerten entsprechen, die man an der acu-Inversion bei acu-cast-Bildung antrifft.

Damit

Damit ist aber gezeigt, daß das Freiwerden latenter Gefrierwärme in der Tat die nötigen Energiemengen zur Bildung der Acu-castellati zu liefern vermag.

Die Kleinheit der acu-cast-Erscheinung folgt aus der relativen Kleinheit der zur Verfügung stehenden Energiequelle. Die Unbeständigkeit des acu-cast ist, abgesehen von der Mischung mit umgebenden trockeneren Luftmassen z. T. vielleicht auch eine Folge des Durchganges durch das Gefrierstadium. Die Wolke ist dabei in stärkerem Maße mit Wasser in fester Phase infiziert worden, wird demzufolge zur Vergraupelung und Wiederauflösung neigen. Die Begründung ihrer Bedeutung als Gewittervorzeichen kann im Rahmen der vorgetragenen Ansichten so erfolgen: Wenn eine so relativ geringe Energiequelle wie die latente Gefrierwärme zur Durchbrechung der acu-Inversion genügt, so muß diese sehr schwach sein, kann also für die später vom Boden her vorstoßende Konvektion und cunb-Entwicklung kein starkes Hindernis bedeuten.

Literaturverzeichnis.

(1) Hann Süring, Lehrbuch der Meteorologie, 4. Auflage 1926, Seite 330.

(2) Hertz, Graphische Methode zur Bestimmung der adiabatischen Zustandsänderung feuchter Luft, Met. Z. 1884, S. 424.

(3) Exner, Dynamische Meteorologie, 2. Aufl. 1925, S. 15.

(4) Neuhoff, Adiabatische Zustandsänderungen feuchter Luft etc. Abh. d. Kgl. Pr.Met.Inst. Bd. I, Nr. 6, 1900 und Fjeldstadt (Graphische Methoden etc. Geof.Publ.Bd.III,Nr. 13,1925) geben als mittlere Werte 27 bezw. 28 m pro Gramm gefrierenden Wassers an.

(5) H. Köhler: Zur Thermodynamik der Kondensation an hygroskopischen Kernen und Bemerkungen über das Zusammenfließen der Tropfen. Meddelanden fran Statens Met.Hydr.Anst.,Bd. 3 Nr. 8, 1926

(6) Darauf hat schon Bezold hingewiesen und dafür u.a. ältere Beobachtungen von Aßmann angeführt. Bezold: Zur Thermodynamik der Atmosphäre, 4.Mitt., 1892, in Ges.Abh. S. 212.
Vgl. ferner Köhler: Über das Irisieren und einige andere Erscheinungen in den Wolken, M.Z. 1929, S. 167; ferner Lohr, Tätigkeitsbericht der Wetterflugstelle Hamburg, September 1931, herausgegeben von der Zentralstelle für Flugsicherung. Stüve vertrittdie Wegener'sche Ansicht, daß beim Vorhandensein von Kristallen Tröpfchen nicht bestehen bleiben können und verdampfen müssen (Die Entstehung des Schnees, Hergesell-Festband der "Beiträge zur Phys. d. freien Atmosphäre", Bd. 15, 1929) In der Stüve'schen genetischen Wolkenklassifikation (Stüve, Wolken und Gleitflächen, Abh. d. Pr. Aer. Obs. Lindenberg,Bd.XV,1926, S. 222, wird der acu als reine Wasser-, der cicu als reine Eiswolke definiert. Anscheinend treten in beiden Wolkenarten Tröpfchen wie auch Kristalle auf.

(7) Wegener, Thermodynamik der Atmosphäre, 3.Aufl. 1928, S. 90 und 296

(8) Stüve, Die Entstehung des Schnees, S. 175

(9) Robitzsch, Über Luftschichten in der Atmosphäre, die mit Wasserdampf übersättigt sind. Mitteilungen des Aeron. Obs. Lindenberg, Okt. 1926, S. 70.

(10) Vgl. die Beobachtungen von Kopp über einen acu, der durch einfallende ci-Fallstreifen zum Ausgraupeln gebracht wird. Kopp, Auslösung von Fallstreifen im acu-Niveau durch einfallende ci-Fallstreifen. Mitt. d. Pr. Aer. Obs. Lindenberg, April 1928, S. 148.

(11) Nach Hilding Köhler; zitiert nach Hann, S. 271. Vgl. auch Köhler zur Kondensation des Wasserdampfes in der Atmosphäre, 2. Mitt. Geof.Publ. Bd. 2, Nr. 6, S. 28.

(12) H. Köhler, l.c. S. 23 und 25.

(13)

(13) Nicht jeder zum Erdboden durchfallende Eiskörnerregen entsteht durch Gefrieren von Wassertropfen in einer unteren Kaltluftschicht (Hann-Süring, 4. Aufl., S.329). Eiskörner können sich auch in höheren Schichten bilden und liefern dort die Kerne für den glasklaren Hagel, der zuweilen beobachtet wird. Bis zum Boden durchdringender Eiskörnerregen wird nach Hellmann (System der Hydrometeore, Veröff. des Kgl.Pr.Met.Inst., Abhdlg. Bd.5 Nr.2, 1915) im norddeutschen Flachland häufiger beobachtet als Hagel. Vgl. hierzu auch die Beobachtungen des in Bezug auf fliegerische Leistung, Auswertung und Beschreibung der Augenbeobachtungen hervorragenden cunb-Fluges Nohring und Lange: Lange, die aerologischen Verhältnisse in cu und cunb-Wolken, Beiträge z.Phs.d.fr.Atmosph., Bd.13, S.231.

(14) Köhler, Ueber das Irisieren etc. M.Z. 1929, S.165

(15) Bezold, l.c. S.215.

(16) Stüve, Potentielle und pseudopotentielle Temperatur, Beitr.z.Phys.d.fr. Atmosphäre Bd.13, 1927 S.223.

(17) Nach Köhler treten auch schon in der Nähe von 0 Grad Sublimationsprodukte auf, aber zunächst nur spärlich.

(18) Reidat, Tätigkeitsbericht der wissenschaftlichen Flugstelle des Pr.Aer. Obs.Lindenberg, April 1931.

(19) In den "Aerologischen Berichten" April 1931 wird in dem zum selben Flug gehörigen Klartext von Hagel anstelle von Graupeln gesprochen, was, da es sich um st handelte, wohl kaum richtig sein dürfte.

(20) Raethjen (Die Luftunruhe in der freien Atmosphäre und ihre Beobachtung im Flugzeug, Met.Z. 1932, S.62) unterscheidet zwischen "hydrodynamisch bedingter Turbulenz" und "thermodynamisch bedingter Luftunruhe". Die obige Beobachtung würde dann einen Spezialfall der letzteren, nämlich die durch Freiwerden von Gefrierwärme bedingte thermodynamische Luftunruhe betreffen, die natürlich von viel kleinerer Größenordnung sein muss als die übliche, durch Freiwerden von Kondensationswärme bedingte thermodynamische Luftunruhe.

Es sei hier gestattet, als einen Vorteil der im folgenden betreffs der Bildung von Doppelschichten und castellatus geäußerten Ansichten hervorzuheben dass sie eine einheitliche, reine thermodynamische Erklärung liefern.

(21) Refsdal, Der feuchtlabile Niederschlag, Geof.Publ.V Nr.12 vgl. auch: Zur Theorie der Zyklonen, Met.Z.1930, S.234.

(22) In Fig.1 ist der Einfachheit halber angenommen, dass T unterhalb des Kondensationsniveaus trockenadiabatisch verläuft.

(23) Raethjen, Zur Thermo-Hydrodynamik der Böen. Met.Z.1931, S.11.

(24) Süring, Bericht über die Ergebnisse der deutschen Wolkenbeobachtungen im Internationalen Wolkenjahr Met.Z.1904, S.367.

(25) Internationaler Atlas der Wolken und Himmelsansichten, Paris 1930.

(26) Vgl. z.B. Lohr, Tätigkeitsbericht der Wetterflugstelle Hamburg, Juni 1930.

(27) Friedrichshafen beobachtet gleichzeitig acu-flocc und acu-cast; vgl. dazu Abschnitt 3, wo als Ursache für die Bildung von acu-cast ebenfalls das Freiwerden latenter Gefrierwärme im acu-Niveau angegeben wird.

(28) Zum Vorkommen von Eiskristallen in acu vgl. die Untersonnenbeobachtungen in acu der Wetterflugstelle Darmstadt. Nohaschek, Tätigkeitsberichte von Juli und September 1931.

(29) Natürlich kann es sich nur um "Vergraupelung" schwächster Form handeln und können hier niemals Graupelkörner der Größenordnung entstehen, wie man sie bei Graupelfall am Boden beobachtet, weil die Wolkenschicht viel zu wenig mächtig ist.

(30) Entnommen den "Aerologischen Berichten". Die Feuchtigkeitsangabe in der Höhe von 3200 m scheint zu niedrig zu sein. Im Klartext wird von "stark wechselndem Bewölkungscharakter" und von 7/10 acu im ganzen Raum von 2700

bis

bis 3200 m gesprochen, das Durchstoßen der Doppelschicht ist also in einem Gebiet erfolgt, wo die beiden Schichten durch Konvektionswolken zusammenhängen. Es ist übrigens zu beachten, dass die Wolkenhöhenangaben in den Klartexten der Aerologischen Berichte sich vielfach nur auf die Höhenmesserangaben stützen, also nicht so genau sind wie die Registrierergebnisse.

(31) W. Peppler, Ueber die Doppelschichtung der Wolken, Beiträge zur Physik d.fr.Atm.Bd.13, S.270 Vgl. zu demselben Thema auch W. Peppler, Das altostratus- und altocumulus-Niveau und seine doppelte Schichtung, Met.Z. 1923, S.360.

(32) H. Köhler, Ueber das Irisieren etc. Met.Z.1929, S.166. W. Peppler zitiert in (31) diesbezügliche ältere Beobachtungen von De Quervain, der den Vorgang zuerst beobachtet und in Met.Z.1904 S.137 beschrieben hat.

(33) Hann-Süring, Lehrbuch I.4. Auflage, S.288 und S.289 unten.

(34) Süring, Der jetzige Stand der Wolkenforschung (Vortragsauszug) Met.Zeitschrift 1931, S.481.

(35) W. Peppler, Zur Aerologie des Castellatus: Beiträge zur Physik der freien Atmosphäre, 1927, Bd.XIII, S.42.

(36) Conrad, Wiener Denkschriften, Bd.7 (1901) S.115. Wagner, Wiener Berichte Bd.108, Dezember 1908 (zitiert nach Hann.)

Fig. 1. Gefrierstadium.

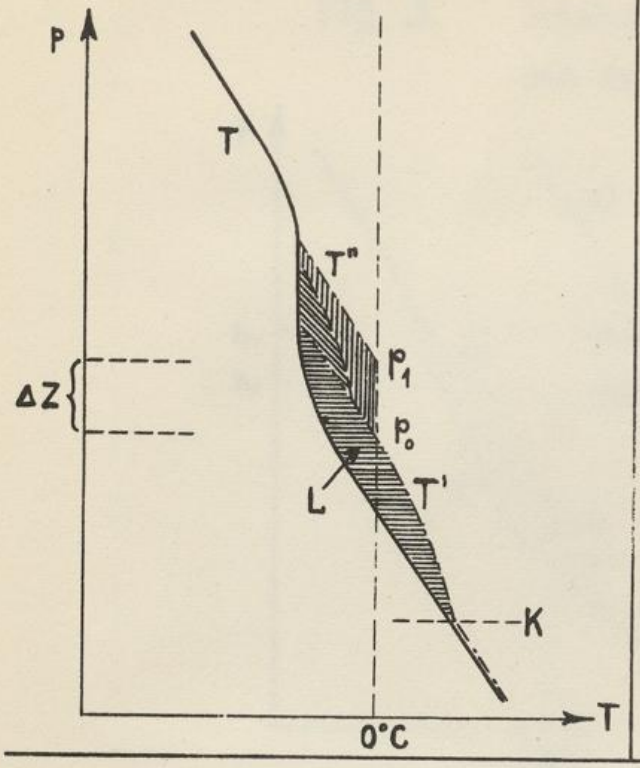


Fig. 6.

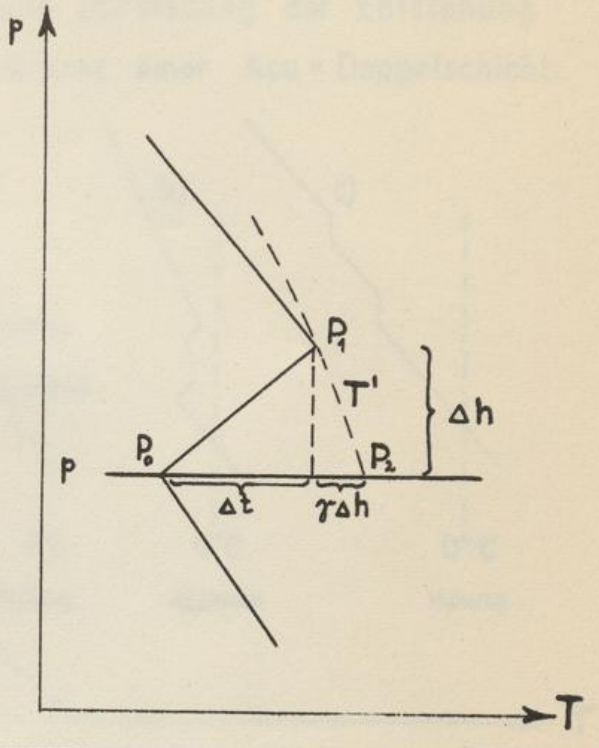


Fig. 2.

Registrierballon Lindenberg

(7. V, 1914, 14 Uhr.)

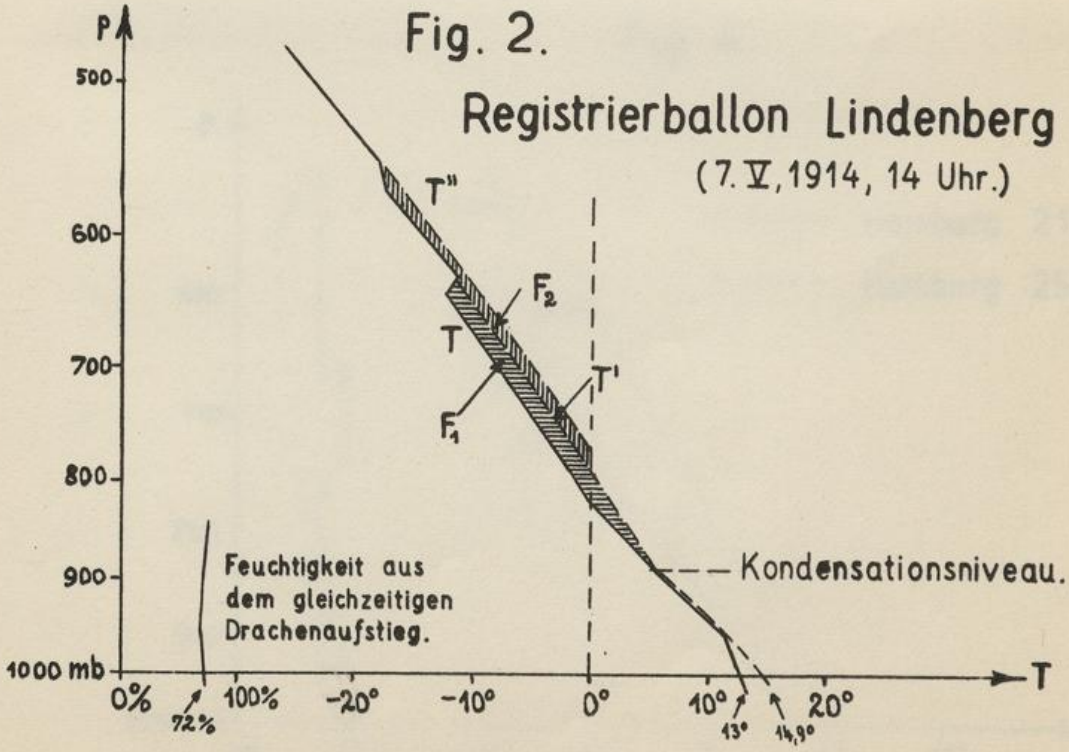


Fig. 3. Schematische Darstellung der Entstehung und des Alterns einer Acu = Doppelschicht.

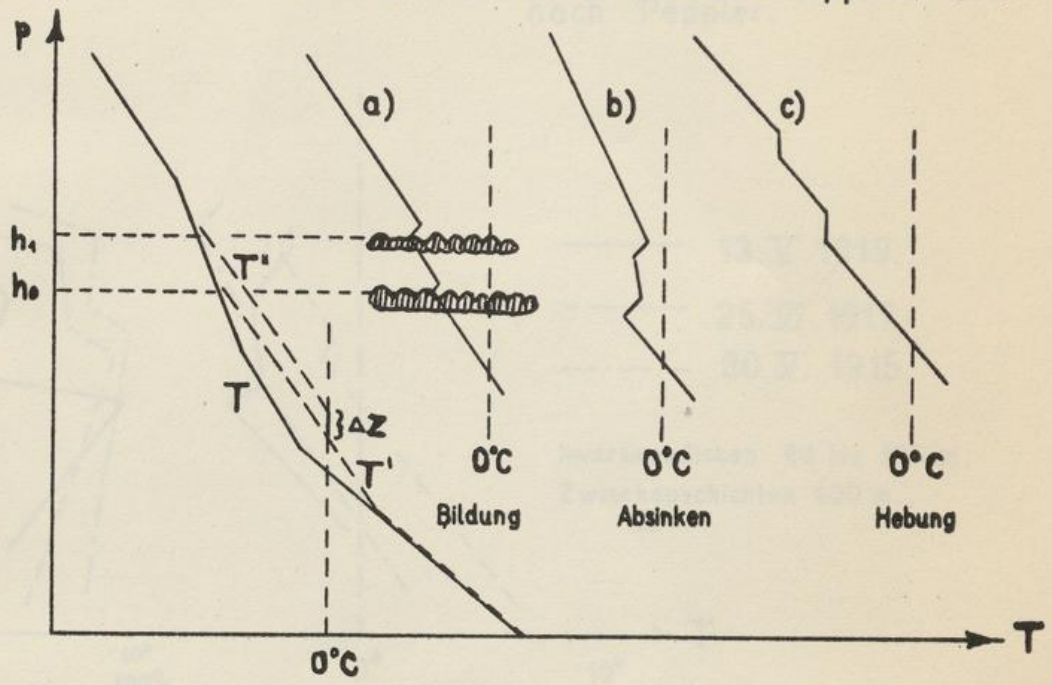
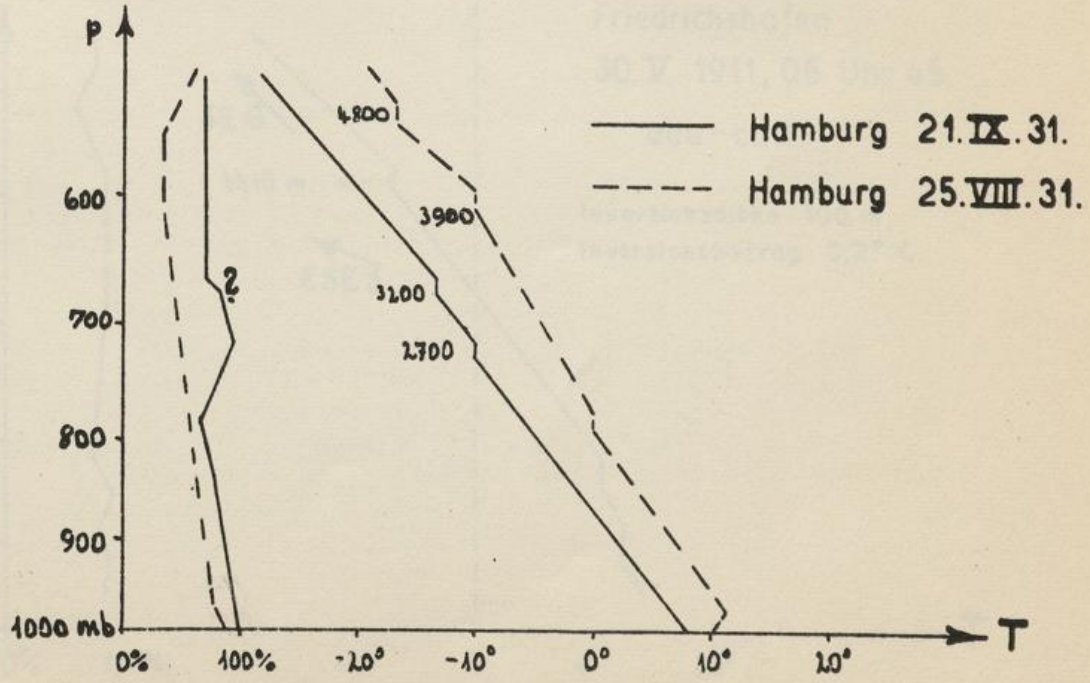


Fig. 4.



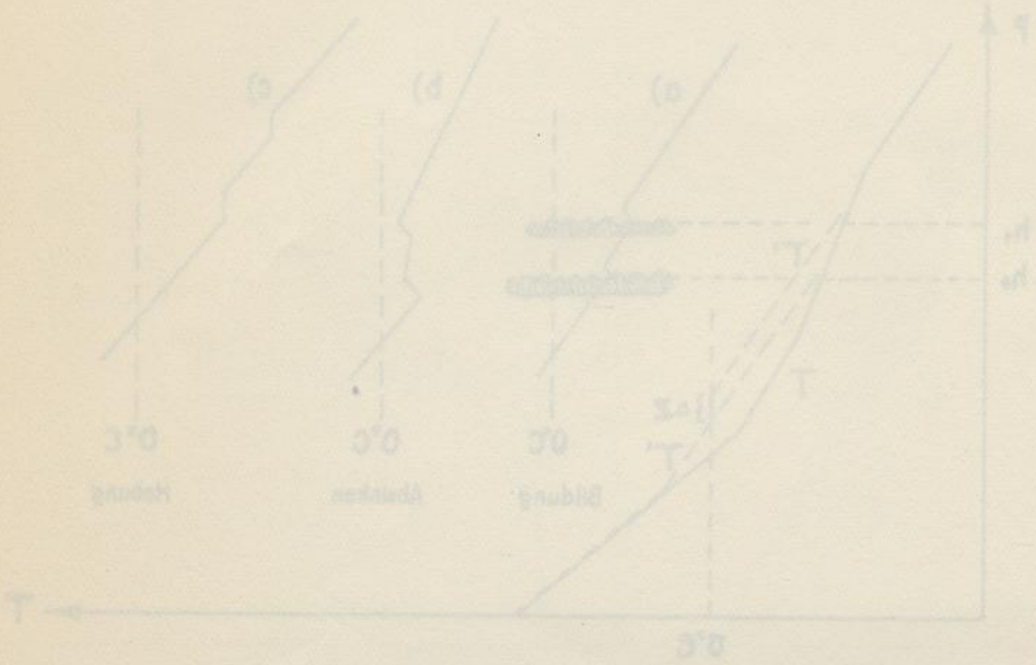


Fig. 5. Beispiele für Doppelschichten im Acu = Niveau nach Peppler.

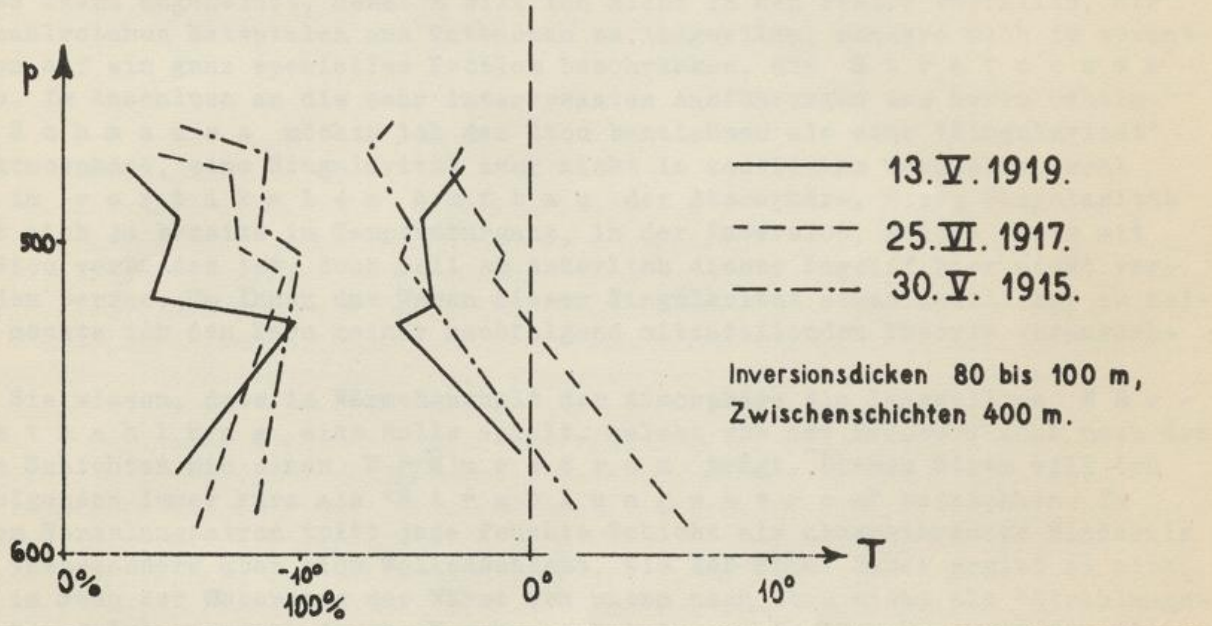
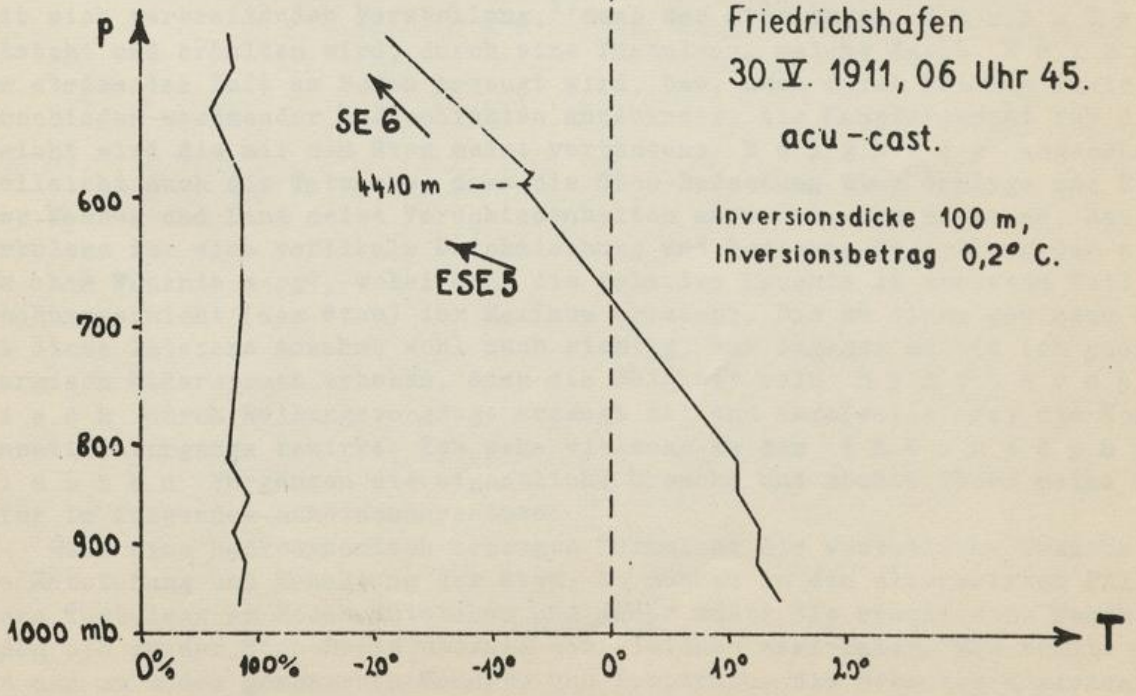
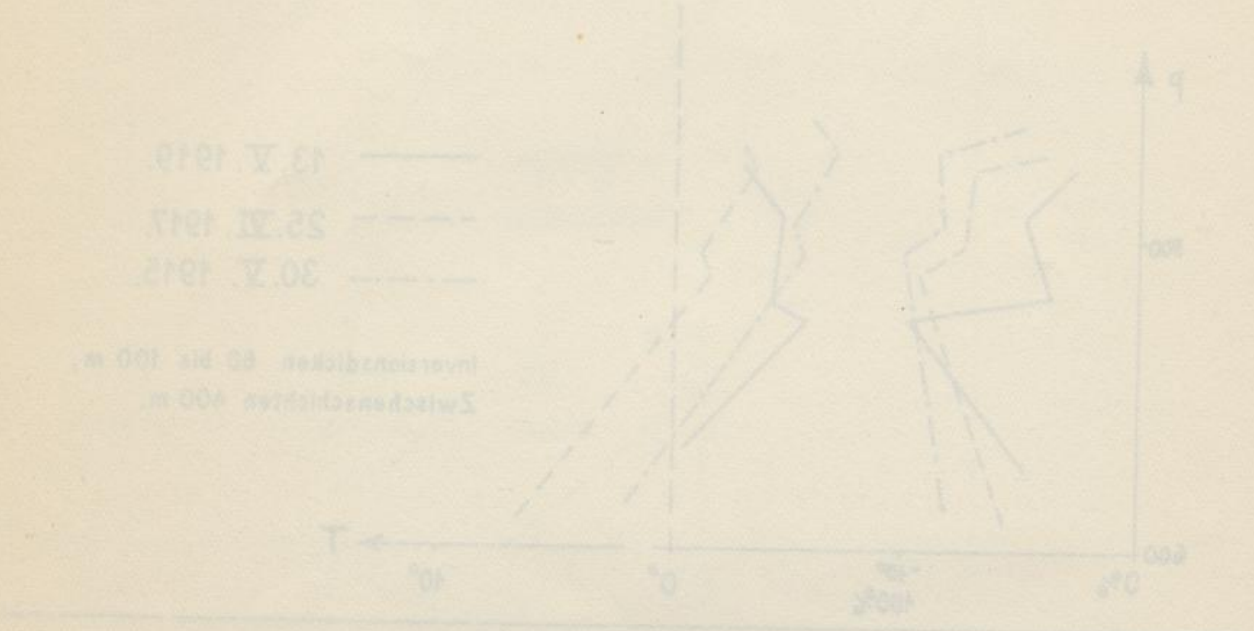
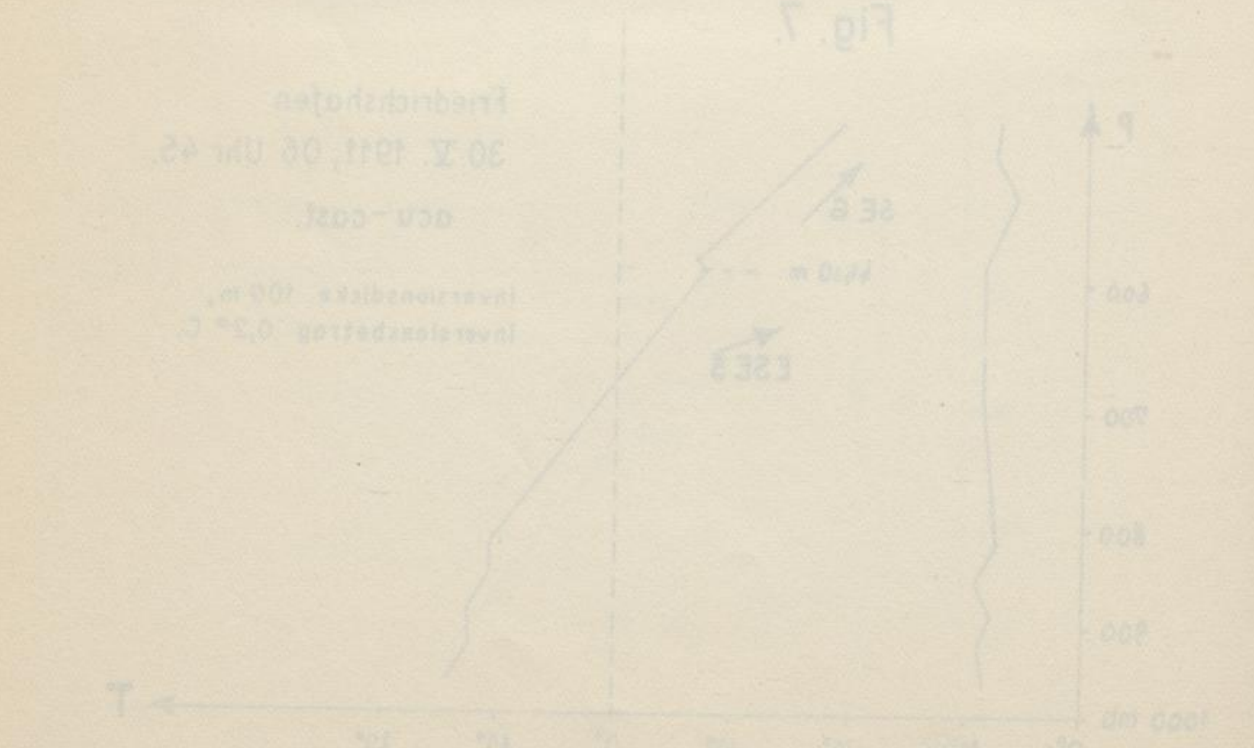


Fig. 7.







Strömungsvorgänge und Wolkenformen

Dr. P. Raethjen.

Meine Herren! Als Gegenstand meines Vortrages habe ich zwar ein allgemeines Thema angemeldet, dennoch will ich nicht in den Fehler verfallen, Sie mit zahlreichen Beispielen und Tatsachen zu langweilen, sondern mich im wesentlichen auf ein ganz spezielles Problem beschränken, den S t r a t o c u m u l u s. Im Anschluss an die sehr interessanten Ausführungen des Herrn Geheimrat S c h m a u s s möchte ich den Stcu bezeichnen als eine "Singularität" der Atmosphäre, eine Singularität zwar nicht in zeitlichem Geschehen, wohl aber im v e r t i k a l e n A u f b a u der Atmosphäre. Diese Singularität zeigt sich ja bereits im Temperaturgang, in der Inversion, welche stets mit dem Stcu verbunden ist, doch soll so äußerlich dieser Begriff hier nicht verstanden werden. Um Ihnen das Wesen dieser Singularität etwas deutlicher zu zeigen, möchte ich den Kern meiner nachfolgend mitzuteilenden Theorie vorausnehmen:

Sie wissen, dass im Wärmehaushalt der Atmosphäre die langwellige W ä r m e s t r a h l u n g eine Rolle spielt, welche von der Erdoberfläche nach den hohen Schichten hin einen W(r)ä)m e s t r o m trägt. Diesen Strom will ich im Folgenden immer kurz als "S t r a h l u n g s s t r o m" bezeichnen. In diesem Strahlungsstrom tritt jede feuchte Schicht als absorbierendes Hindernis auf, insbesondere aber eine Wolkenschicht, wie der Stcu. Daher ergibt es sich, dass im Stcu der Uebergang der Wärme von unten nach oben nicht als "Strahlungsstrom" erfolgt, sondern durch K o n v e k t i o n. Im Wärmehaushalt der Atmosphäre stellt der Stcu also insofern eine "Singularität" dar, als im Stcu der allgemeine Strahlungsstrom unterbrochen und durch einen Konvektionsstrom ersetzt wird.

Diese Auffassung vom Stcu steht wohl im Widerspruch mit der in letzter Zeit sich verbreitenden Vorstellung,[1] dass der Stcu durch T u r b u l e n z entsteht und erhalten wird, durch eine Turbulenz, welche durch R e i b u n g der strömenden Luft am Boden erzeugt wird, bzw. auch durch Reibung zweier verschieden strömender Luftschichten aneinander. Als Hauptargument für diese Ansicht wird die mit dem Stcu meist verbundene B ö i g k e i t angesehen, vielleicht auch die Tatsache, dass die Stcu-Bedeckung über Gebirge und Ebene, über Wasser und Land meist Verschiedenheiten aufweist. Man nimmt an, dass die Turbulenz für eine vertikale Durchmischung und homogene Verteilung der spezifischen Feuchte sorgt, wobei dann die relative Feuchte im obersten Teil der Mischungsschicht (dem Stcu) ihr Maximum erreicht. Bis zu einem gewissen Grade ist diese letztere Annahme wohl auch richtig, nur dagegen möchte ich ganz energisch Widerspruch erheben, dass die Böigkeit rein h y d r o d y n a m i s c h durch Reibungsvorgänge erzeugt sei und ihrerseits erst die Kondensationsvorgänge bewirke. Ich sehe vielmehr in den t h e r m o d y n a m i s c h e n Vorgängen die eigentliche Ursache und möchte Ihnen meine Gründe dafür im folgenden auseinandersetzen:

Wäre eine hydrodynamisch erzeugte Turbulenz die wesentliche Ursache für die Entstehung und Erhaltung der Stcu, so müsste in den allermeisten Fällen diese Turbulenz am Boden entstehen und daher müßte die spezifische Feuchte vom Boden bis zu der Stcu-Decke überall den gleichen Wert haben. Man könnte dann aus der am Boden gemessenen Feuchte und Temperatur die Höhe des Kondensationsniveaus, also die Höhe des Stcu berechnen. Sie wissen, dass solche Berechnungen

schon

schon viel versucht sind, aber häufig zu Fehlresultaten führen. Entscheidend ist dagegen, dass man in den allermeisten Stau-Decken einen feuchtlabilen Temperaturgradienten antrifft, welcher eben nur thermodynamisch, niemals hydrodynamisch erzeugt werden kann. Man wird daher zu der Annahme gezwungen, dass die Oberfläche des Stau durch Ausstrahlung abgekühlt wird, und dass dadurch der feuchtlabile Temperaturgradient entsteht. Erst durch die Feuchtlabilität entsteht die Konvektion und die Böigkeit. Wenn diese Annahme richtig ist, so muss die gesamte Wärmemenge, welche von der Wolkenoberfläche ausgestrahlt wird, durch konvektiven Austausch aus unteren Schichten der Wolke wieder nachbefördert werden. Größenordnungsmäßig kann man diesen Wärmeumsatz abschätzen:

1.) R o b i t z s c h [2] hat experimentell gezeigt, dass Wolkenluft ein mindestens ebenso guter Ausstrahler ist wie die Erdoberfläche. Wir werden also die Stärke des von einer Stau-Oberfläche ausgehenden Strahlungsstromes nicht überschätzen, wenn wir diejenige Ausstrahlung S einsetzen, welche in klaren Nächten am Erdboden gemessen wird:

$$S = 0{,}2 \quad \frac{\text{cal.}}{\text{cm}^2 \text{ Minute}}$$

2.) der k o n v e k t i v e Wärmestrom unter und in der Wolkendecke wird vermittelt durch einen Luftaustausch. Die an der Oberfläche gekühlten Wolkenluftteilchen steigen vermöge ihrer Schwere ab und gewinnen bei dem Abstieg in der Wolke Bewegungsenergie. Unter der Wolke wird die Abstiegsbewegung gebremst, weil bei weiterem Abstieg das Austauschelement wärmer wird, als seine dortige Umgebung. Die Bewegungsenergie wird also in potentielle Energie umgesetzt, das Austauschelement steigt von neuem auf bis an die Wolkenoberfläche. Dieser Schwingungsvorgang vermittelt also den konvektiven Wärmeaustausch. Die schwingenden Austauschelemente nehmen an der Untergrenze der Wolke Wärme auf, an der Oberfläche geben sie die Wärme ab. Der konvektive Wärmestrom ist also um so stärker, je s c h n e l l e r eine einzige Schwingung abläuft und je m e h r Luft an dieser Schwingungsbewegung dauernd teilnimmt.

Zunächst soll die Gesamtdauer einer einzelnen Austauschschwingung abgeschätzt werden:

Nehmen wir an, die Wolkenluft werde an der Wolkenoberfläche um ca. 1/2° C abgekühlt - das entspricht ungefähr den gemessenen feuchtlabilen Temperaturgradienten - so wäre die Abwärtsbeschleunigung eines derart abgekühlten Teilchens in der Wolke ca. $1{,}5 \frac{\text{cm}}{\text{sec.}^2}$. Bei dieser Abwärtsbeschleunigung würde das Austauschelement bis zur Grundfläche einer 300 m mächtigen Wolke bei reibungsloser Bewegung ca. 200 sec. brauchen. Unterhalb der Wolke wird das Teilchen schneller gebremst, als vorher beschleunigt. Zur Abschätzung nehmen wir an, unterhalb der Wolke sollen zum Abstieg und Aufstieg zusammen 200 sec. benötigt werden. Der Aufstieg in der Wolke zur Oberfläche benötigt wiederum 200 sec. Das Austauschteilchen benötigt also (reibungslos betrachtet) ca. 10 Minuten von der Wolkenoberfläche bis wieder zur Wolkenoberfläche.

Nun soll die Gesamtluftmasse, welche an diesem Austausch beteiligt ist, einbezogen werden: Wenn die Wolkendecke 300 m mächtig ist, darf man annehmen, dass eine 500 m mächtige Schicht als wesentliche Austauschschicht wirksam ist. Selbstverständlich sind nicht alle Luftteilchen dieser Schicht immerfort an der Austauschbewegung in so intensiver Weise beteiligt. Nehmen wir an, die Hälfte der Gesamtluftmassen befinden sich in jedem Augenblick auf Austauschbewegung. Das wären dann pro cm^2 Wolkenoberfläche eine Austauschluftmasse von ca. 25 g. Bei einer spezifischen Wärme von 0,17 gibt diese Luftmasse, wenn sie an der Wolkenoberfläche um $\frac{10}{2}$ abgekühlt wird, 2,1 cal. Wärme ab. Die konvektive Wärmezufuhr von unten bringt also in 10 Minuten 2 cal. Wärme an jedes cm^2 der Wolkenoberfläche, d.h. $0{,}2 \frac{\text{cal}}{\text{cm}^2 \text{ Minute}}$. Diese Abschätzung zeigt also, dass der Austauschvorgang innerhalb und unterhalb der Stau-Decke größenordnungsmäßig den gleichen Wärmestrom liefert, wie die Ausstrahlung von der Stau-Oberfläche.

Für

Für eine exakte Nachprüfung dieser Wärmeströme wäre einerseits eine Ausstrahlungsmessung an der Stcu-Oberfläche notwendig, andererseits aber eine nähere Untersuchung des feuchtlabilen Austausches. Für letztere ist natürlich die Kenntnis der Oberflächenformen des Stcu von größter Bedeutung, denn die einzelnen Austauschelemente zeichnen sich an der Oberfläche als "Walzenformen" ab. Es wäre also anzustreben, dass diese Oberflächenformen in Form und Größe untersucht werden im Zusammenhang mit einer aerologischen Messung und mit Ausstrahlungsmessungen in der Wolkenoberfläche. Auf die Untersuchung der Wolkenformen und Größen werde ich weiter unten noch ausführlich zu sprechen kommen.

Eine Möglichkeit zur Nachprüfung meiner Theorie mit Hilfe des vorhandenen aerologischen Materials ergibt sich aus der Forderung, dass bei starkem Strahlungsstrom über der Wolkendecke auch ein starker Konvektionsstrom in und unter der Wolkenschicht auftreten muss, und ebenso ein geringer Konvektionsstrom bei geringem Strahlungsstrom. Beide Ströme sind zwar nicht gemessen worden, aber wir wissen, dass die Ausstrahlung von der Wolkenoberfläche um so stärker ist, je geringer die spezifische Feuchte über der Wolke ist, und dass der konvektive Austausch in der Wolke um so intensiver ist, je mehr der Temperaturgradient den feuchtadiabatischen Wert überschreitet. Die spezifische Feuchte über der Wolke und der überfeuchtadiabatische Temperaturgradient in der Wolke müßten also korrelativ verknüpft auftreten. Ich habe mir daher die 20 Aufstiege dieses Herbstes und Winters vorgenommen, bei welchen in Königsberg eine Stcu-Decke durchstoßen wurde, und diese daraufhin untersucht. In Abbildung 1 sehen Sie jeden dieser Fälle als einen Punkt in einer graphischen Darstellung auftreten. Als Abszisse habe ich dabei nicht den Absolutwert der spezifischen Feuchte über der Wolke gewählt, sondern das Verhältnis zwischen der mittleren spezifischen Feuchte in einer ca. 1000 m mächtigen Schicht ü b e r der Wolke zu der spezifischen Feuchte i n der Wolke, wenn man dort die relative Feuchte zu 100% annimmt. Diese Abszissenskala ist gewählt worden, um den die Ausstrahlung abschwächenden Einfluss einer starken Inversion wenigstens qualitativ zu erfassen. Als Ordinate ist der Teil des vertikalen Temperaturgradienten angegeben, welcher das Maß des feuchtadiabatischen überschreitet, in Grad Celsius pro 100 m. Man sieht wohl aus dieser Darstellung die Korrelation. Zu hohen Gradientwerten gehören geringe spezifische Feuchten und zu hohen spezifischen Feuchten geringe Gradientwerte. Dennoch kann natürlich diese Zusammenstellung nicht als endgültiger Beweis angesehen werden. Es wäre zu wünschen, dass die Temperaturmessungen der täglichen Aufstiege genauer und zuverlässiger wären. Photographisch registrierende Meteorographen mit Flüssigkeitsthermometern, wie ich sie bereits seit einiger Zeit in Vorschlag gebracht habe, könnten dazu verhelfen.

Ebenfalls auf einer Wechselwirkung zwischen Ausstrahlung und Konvektion beruhen offenbar die Cumulus-Reihen, welche sich besonders an der Küste recht häufig zeigen. Einzelne kleine Cumuli ordnen sich in streng geradlinige Reihen, welche in der Windrichtung liegen. Meist beginnen diese Reihen bei Seewind an der Küste. Offenbar tritt an der Küste durch die Veränderung des Strahlungsgleichgewichts, vielleicht auch durch einen Anstoß vom Boden aus die erste Austauschschwingung auf als kleiner Cumulus. Diese Schwingung wiederholt sich und der Wind setzt jede neue Austauschschwingung weiter landeinwärts. Jeder aufsteigende Ast der Schwingung ist als kleiner Cu zu erkennen. Daher die Reihenanordnung im Winde. Auch in diesem Falle wäre eine räumliche Vermessung der Cumulusabstände, verbunden mit einer Höhenwindmessung, von großem Interesse. Besser noch eine photogrammetrische Aufnahme der Cumulusreihen, um auch die Form und Größe der Cumuli zu gewinnen.

Offenbar besteht die Möglichkeit, dass aus solchen Cumulusreihen zunächst Stcu-Banden sich entwickeln. Zwischen diesen Banden bleiben dann Furchen offen, welche den absteigenden Ast der Austauschschwingung darstellen. So entsteht aus der Cumulus-Reihe eine Bandenreihe. Nimmt der konvektive Austausch noch

mehr

mehr zu derart, daß die Kondensationsschicht mächtiger wird, so zeichnet sich der absteigende Ast nicht mehr als offene Furche ab, es entsteht die geschlossene Stcu-Decke, welche nur an ihrer Oberfläche noch die Reihen und Banden erkennen läßt. Was man vom Boden aus sieht, ist nur das Schattenbild dieser Oberflächenstruktur.

Daß diese Banden keine H e l m h o l t z s c h e n "Wogen" sind, wird wohl aus dem oben gesagten hervorgehen. Die Helmholtzsche Theorie der Luftwogen ist eine rein hydrodynamische Theorie, welche thermodynamische Energieumsetzungen gar nicht beachtet. Helmholtz nimmt an, daß zwei homogene Luftmassen übereinander geschichtet sind, eine schwere und eine leichte, so, wie z.B. Luft über Wasser. Die Gleichgewichtsgrenzfläche zwischen diesen beiden Flüssigkeiten ist eine Ebene, jedoch muß dieses System der beiden Flüssigkeiten, wenn es irgendwie aus dem ruhenden Gleichgewicht gebracht wird, Schwingungen um die Gleichgewichtslage ausführen, so, wie ein Pendel um seine Ruhelage schwingt, wenn er irgendwie daraus entfernt wird. Da die Hydrodynamik der Helmholtzschen Wogen r e i b u n g s l o s ist, wird keine Energie benötigt zur Erhaltung der Helmholtzschen Wogen. Nur zu ihrer Erzeugung wäre eine Energie notwendig, welche Helmholtz aus der Strömung entnommen denkt. Die Helmholtzschen Wogen nehmen also ihre Energie aus dem Windsprung, aus dem Impuls-Austausch zwischen zwei verschieden strömenden Luftschichten. Die Austauschschwingung des Stcu nimmt ihre Energie aus dem Wärmestrom der Atmosphäre, welcher von der Erdoberfläche nach den höheren Schichten gerichtet ist.

Auch H e l m h o l t z sche Wogen können natürlich auf Stcu-Oberflächen auftreten. Diese Wogen sehen aber dann ganz anders aus, als die Stcu-Walzen, welche durch den Wärmeaustausch entstehen. Ich bin in der Lage, Ihnen diesen Unterschied im Bilde vorzuführen. Hier (Abbildung 2) sehen Sie Helmholtzsche Wogen, hier sehen Sie Austauschwalzen (Abbildung 3). Wenn meine oben gegebene Theorie richtig ist, müßte zu den Helmholtzschen Wogen eine geringe Ausstrahlung von der Oberfläche und ein nahezu feuchtadiabatischer Temperaturgradient in der Wolke gehören, zu den Austauschwalzen eine kräftige Ausstrahlung an der Oberfläche und ein feuchtlabiler Gradient in der Wolke. Hier (Abbildung 4) sehen Sie die zugehörigen Aufstiege. A ist der Aufstieg, der zu den Austauschwalzen gehört, W derjenige, der zu den Wogen gehört, links die Kurve, welche die relative Feuchte angibt, rechts die Temperaturkurve. Man sieht, der Aufstieg A zeigt geringe Feuchte und schwache Inversion über der Wolkendecke, also eine starke Abnahme der spezifischen Feuchte über der Wolke. Der Aufstieg W zeigt eine weit geringere Abnahme der spezifischen Feuchte über dem Stcu, als der Aufstieg A. Die Temperaturgradienten in der Wolke betragen im Falle W 0,05°/100 m überfeuchtadiabatisch, im Falle A 0,1°/100 m überfeuchtadiabatisch. Es ist wohl möglich, daß im Falle W außer den Helmholtzschen Wogen noch eine geringe Austauschschwingung vorhanden war. Abbildung 5 zeigt Ihnen die Oberflächenstruktur dieser Stcu-Wolke, steil von oben aufgenommen. Diese Oberfläche läßt deutlich einen geringen Austausch erkennen. In jedem Falle ist aber hier der Austausch geringer, als im Falle A (Abbildung 4). Auch hier (Abbildung 5) ist natürlich die Temperatur- und Feuchtemessung des Höhenaufstieges nicht genau genug, um endgültige Entscheidungen zu fällen.

Zum Schluß möchte ich noch eingehen auf die aerologischen Messungen von K o p p [3] und L a n g e [4] welche übereinstimmend im Cumulus k ä l t e r e Temperaturen angetroffen haben, als in der umgebenden Luft. K o p p erklärt diesen Befund durch eine Feuchteübersättigung in dem Cumulus, welcher nach seiner Ansicht bis 500 % rel. Feuchte ergibt. Diese Erklärung geht aus von der Annahme, daß die Wolkenluft mit der umgebenden trockenen Luft im H y d r o s t a t i s c h e n G l e i c h g e w i c h t steht. Wenn man den oben erörterten Vorgängen im Stcu und denjenigen im Cu eine gewisse Verwandtschaft zuschreibt, so kann man diese Annahme nicht aufrecht erhalten. Es ist wohl möglich, daß die geringen Temperaturen im Cumulus in ähnlicher Weise durch Ausstrahlung erzeugt und erhalten werden, wie im Stcu, und daß der Zustand

der

der Wolke nicht ein hydrostatisches Gleichgewicht ist, sondern ein Gleichgewicht zwischen Strahlungs- und Konvektionsaustausch, ähnlich, wie bei dem Stcu. Für diese Annahme spricht entschieden der Umstand, dass an der Wolkengrundfläche die Wolkenluft n i c h t kälter ist, als die umgebende. An der Wolkengrundfläche muss selbstverständlich die Einstrahlung mindestens ebenso stark sein, wie die Ausstrahlung. Trotzdem bleibt es schwer erklärlich, daß die Wolkenluft an der Oberfläche 2 bis 3 Grad kälter ist, als die umgebende. Man könnte sich wohl vorstellen, dass die intensiv von unten nachdrängende aufsteigende Luft ein rasches Absinken der kalten Wolkenluft verhindert. Es könnte auch sein, dass eine geringere Uebersättigung und ein normaler Austausch gemeinsam die Wolke aufrecht erhalten. Auf alle Fälle wird man diese Fragen erst dann entscheiden können, wenn man über eventuelle Austauschvorgänge in der Cumuluswolke Näheres weiß. Der nächstliegende Weg zur Untersuchung der Austauschvorgänge besteht darin, dass man die Oberflächenformen des Cumulus und ihre Veränderung photogrammetrisch erfasst, durch photogrammetrische Aufnahme vom Flugzeug aus. Besondere Aufnahmemethoden sind, wie theoretische Ueberlegungen und Versuche zeigen, hierzu notwendig.

Vor allem muß man einen photogrammetrischen D o p p e l a n s c h n i t t anwenden, wenn man Wolkenformen eindeutig feststellen will. Die Einzelaufnahme ist zur ersten Orientierung vielleicht brauchbar, aber niemals zur photogrammetrischen Erfassung der Wolkenformen im Raume. Die photogrammetrische Wissenschaft kennt sehr brauchbare Methoden, um mittelst des stereoskopischen Effekts räumliche Gebilde auszumessen, wenn zwei Aufnahmen von zwei Standorten gemacht sind. Die hier vorliegende photogrammetrische Aufgabe ist also die, Wolkenoberflächen von zwei Standorten aus zu photographieren und diese Bilder im Stereokomperator auszuwerten.

Das Nächstliegende wäre es wohl, dass man aus dem Flugzeug heraus kurz hintereinander zwei Aufnahmen desselben Wolkengebildes macht, und diese beiden Aufnahmen in einem Stereobild zusammenstellt. Abbildung 6 zeigt das Aufnahmeschema. Wenn es gelingt, die beiden Aufnahmen so zu orientieren, dass die beiden Hauptsachen der Aufnahmen (gestrichelte Linien in Abbildung 6) hinreichend parallel sind, so wird man ein richtiges und deutliches Raumbild dann gewinnen, wenn bei der stereoskopischen Betrachtung die beiden Aufnahmen in derselben Ebene justiert sind. Dies aber nur unter der Voraussetzung, dass sich in der Zeit zwischen den Aufnahmen die Wolke nicht geändert hat. Da die Wolke ein Objekt von unzählig vielen, dicht nebeneinander liegenden Einzelpunkten ist, ist offenbar nur eine ganz geringe räumliche Verschiebung dieser Punkte gegeneinander erforderlich, um eine stereoskopische Vereinigung zweier n a c h e i n a n d e r gemachter Aufnahmen unmöglich zu machen. Am ehesten wird diese Vereinigung möglich sein bei großen k o m p a k t e n Wolkenformen, wie Cumulonimben, bei welchen ausser den Einzelpunkten auch große, scharf umrissene Konturen auftreten, welche ihre gegenseitige Lage nur langsam ändern.

Aufnahmen dieser Art sind in Belgien gemacht worden von Herrn Baron D o r l o d o t, welcher mir in einer persönlichen Unterredung mitteilte, daß tatsächlich große Cumuli sich als die besten Objekte für diese Aufnahmen zeigen, und daß nur ein Teil der Doppelaufnahmen sich zu Raumbildern vereinigen ließen.

Offenbar ist eine solche geringe Ausbeute nicht sehr erfreulich, zumal, da auch bei denjenigen Aufnahmen, welche zur stereoskopischen Vereinigung brauchbar sind, noch gar nicht feststeht, ob das Raumbild auch wirklich ein ähnliches oder jedenfalls hinreichend ähnliches Abbild des Wolkenobjektes darstellt. Es ist auch im Interesse des wissenschaftlichen Zwecks sehr unerfreulich, wenn die Aufnahmen sich auf die wenigen Objekte beschränken sollen, welche für diese Aufnahmetechnik günstig sind.

Aus diesen Gründen habe ich eine andere Aufnahmemethode entwickelt,[5] welche s t r e n g g l e i c h z e i t i g e Aufnahmen liefert. Sie sehen

in

in Abbildung 7 das Schema der Aufnahme. Zwei gleiche Aufnahmekammern sind auf die Tragflächenenden des Flugzeugs montiert und photographieren nach vorne mit parallel orientierten optischen Achsen. Die Betätigung der Verschlüsse und die Förderung des Films nach jeder Aufnahme geschieht automatisch mit einer elektrischen Apparatur. Ein besonderer Verschluss ermöglicht die Gleichzeitigkeit der Aufnahmen, welche weniger Zeitfehler, als 1/300 Sekunde aufweist. Eine solche Zeitgenauigkeit wäre zwar nicht notwendig wegen der zeitlichen Veränderung in der Wolke, wohl aber aus anderen meßtechnisch-photogrammetrischen Gründen:

Für die photogrammetrische Ausmessung benötigt man nämlich in beiden Aufnahmen einen u n e n d l i c h f e r n e n P u n k t, also einen solchen Punkt, dessen Abbildungsstrahlen nach beiden Aufnahmekammern parallel laufen. Wenn die Aufnahmekammern richtig justiert sind und das Flugzeug in der kurzen Zeit zwischen den beiden Aufnahmen (1/300 sec) keine merkliche Drehung ausgeführt hat, so liefern die beiden optischen Achsen die parallelen Abbildungsstrahlen und die Fußpunkte der optischen Achsen den unendlich fernen Punkt. Aus diesem Grunde muss einerseits der Zeitunterschied der einzelnen Aufnahmen möglichst gering sein (1/300 sec), andererseits muss nachgeprüft werden, ob die optischen Achsen im Moment der Aufnahme auch tatsächlich parallel waren, bzw. um wieviel sie davon abwichen. Letzteres geschieht dadurch, dass jede Aufnahmekammer die andere photographiert. Ueber ein Spiegelsystem S (Abb.7) wird ein Lichtpunkt, welcher in der anderen Kamera befestigt ist, mit aufgenommen. Dieser Lichtpunkt ersetzt also den unendlich fernen Punkt der Aufnahme. Deformationen des Flugzeuges und der Kameraaufhängung würden wohl die Justierung der optischen Achse fälschen, nicht aber die richtige Lage des unendlich fernen Punktes, welcher auf diese Weise künstlich bestimmt wird.

Die strenge Gleichzeitigkeit und die künstliche Bestimmung des unendlich fernen Punktes wären natürlich nicht notwendig, wenn man vorne im eigentlichen Aufnahmefeld einen unendlich fernen Punkt, z.B. einen sehr weit entfernten Berggipfel hätte, oder eine scharf definierte, weit entfernte Cumuluswolke. Derartige Punkte hat man aber erfahrungsgemäß selten, weil die Atmosphäre meist etwas dunstig ist und daher gerade die weit entfernten Objekte selten scharf genug abgebildet werden, auch ist es sehr lästig für die Durchführung solcher Aufnahmen, wenn man sich immer erst solch einen Punkt suchen muss. Die Vereinfachung des Instrumentariums ist auch nur geringfügig, wenn man auf die strenge Gleichzeitigkeit und auf die gegenseitige Photographie verzichtet. Wegen der automatischen Verschlussbetätigung und Filmförderung wäre sowieso eine Sonderherstellung der Kammern erforderlich.

Da ich es zunächst für richtig hielt, die Stcu-Oberflächen photogrammetrisch aufzunehmen, war die soeben mitgeteilte Aufnahmemethode unvermeidlich. Unendlich ferne Punkte kann man auf der Stcu-Decke kaum finden, und die Konturen sind nicht so scharf und groß, wie in Cumulonimbuswolken. Daher wird die Aufnahme n a c h e i n a n d e r mit der gleichen Kamera wohl k a u m in Frage kommen.

Zum Schluss möchte ich noch betonen, dass es ein leichtes wäre, solche Aufnahmen von Stcu-Decken schon in dem bevorstehenden internationalen Wolkenjahr zu machen. Die technischen Fragen der Aufnahmekamera sind bereits gelöst. Die Technik der Gleichzeitigkeit zweier Aufnahmen habe ich bereits vor vier Jahren bearbeitet im Zusammenhang mit anderen Meßaufgaben, ebenso die automatische Filmförderung. Der Entwurf der Aufnahmekammern ist fertig und eine leistungsfähige Firma ist bereit, die Anfertigung zu übernehmen. Es fehlen nur die Mittel, um zwei solche Meßkammern in Auftrag zu geben, und diese Mittel sind trotz meiner sehr intensiven Bemühungen bisher nicht aufzutreiben gewesen. Das ist an sich in den heutigen Zeiten nicht verwunderlich, aber deswegen nicht weniger zu bedauern. Letzten Endes muss man wohl aber doch annehmen, daß

die

die geringen Mittel, welche heute noch für Forschungszwecke zur Verfügung stehen, für die aussichtsreichsten Arbeiten angewendet werden, und daher habe ich mich bemüht, Ihnen die Aussichten zu zeigen, welche sich für die photogrammetrische Wolkenforschung vom Flugzeug aus eröffnen. Das gleiche gilt übrigens für die anfangs erwähnten Pläne zur Verbesserung der meteorographischen Meßtechnik. Wenn es mir nun gelungen wäre, Sie heute für diese Probleme zu interessieren, so gebe ich mich der Hoffnung hin, dadurch auch einen Schritt näher zu der materiellen Verwirklichung meiner Arbeitspläne zu kommen.

Abbildungen.

Abbildung 1. Korrelation zwischen der spezifischen Feuchte über dem Stcu und dem überfeuchtadiabatischen Temperaturgradienten im Stcu, aus 20 Stcu-Fällen im Herbst und Winter 1931 in Königsberg i/Pr.
Abszisse: Verhältnis zwischen der mittleren spezifischen Feuchte in einer ca. 1000 m mächtigen Schicht über dem Stcu zu der spezifischen Feuchte (100%) im Stcu.
Ordinate: Ueberfeuchtadiabatischer Teil des vertikalen Temperaturgradienten in und unter dem Stcu in Grad Cels. pro 100 m.

Abbildung 2. Wogenoberfläche eines Stcu über Darmstadt am 12.2.30, 09 Uhr in 1300 m Höhe, aufgenommen vom Verfasser.

Abbildung 3. Austauschoberfläche eines Stcu über Darmstadt am 29.11.29, 09 Uhr in 1700 m Höhe, aufgenommen vom Verfasser.

Abbildung 4. Aufstiegsdiagramme vom 12.2.30 und 29.11.29 in Darmstadt, links relative Feuchte, rechts Temperatur, Ordinate, Druck in mb.
W Aufstieg, zur Wogenform gehörig (Abb.2)
A Aufstieg, zur Austauschform gehörig (Abb.3).

Abbildung 5. Stcu-Oberfläche am 12.2.30 09 Uhr über Darmstadt, in 1300 m Höhe (wie Abb.2), vom Verfasser aufgenommen.

Abbildung 6. Schema einer Stereoaufnahme mittelst zeitlich nacheinander erfolgender Einzelaufnahmen.

Abbildung 7. Schema einer Stereoaufnahme, gleichzeitig von beiden Tragflächenenden aus. S Spiegel zur gegenseitigen Aufnahme der beiden Photokammern.

Diskussion zum Vortrag von Dr. Raethjen.

1. K. Wegener: Der frühere Direktor des Preuss. Meteorologischen Instituts, v. Bezold, vertrat vor 30 Jahren die Ansicht, dass die Inversionen über den Wolken nicht vom Ueberschieben der Luftschichten herrühren, sondern von der Ausstrahlung der Wolkendecke. Er sagte: Wenn die nächtliche Abkühlung der Erde durch eine

Wolkendecke

Wolkendecke verhindert wird, dann muss die Wolkenoberfläche diese Abkühlung aufweisen. Die schon vom Freiballon beobachtete Turbulenz in Schichtwolken erklärt er als Wärmeaufnahme in der Basis und Wärmeabgabe an der Oberfläche, beides durch Strahlung. Die Inversionen in der freien Atmosphäre hielt er für Resterscheinungen nach der Auflösung inversionserzeugender Wolken.

Es wird sich vielleicht lohnen, die Frage von Freiballonfahrten aus zu prüfen. Unser heutiger extrem entgegengesetzter Standpunkt, dass alle Inversionen in der Atmosphäre von Ueberschiebungen herrühren, ist wahrscheinlich übertrieben. Eine gewisse Analogie der Wolkenoberfläche und Schneeoberfläche in Bezug auf die Strahlung ist doch wohl unverkennbar. Dann muss aber auch eine niedere Wolkendecke ohne höhere Wolken wie eine Schneeoberfläche stabilisierend auf Hochdruckgebiete wirken. Die Frage ist offenbar von prognostischer Bedeutung.

2. R. Süring: äußert sich sehr befürwortend zu den geäußerten photogrammetrischen Wolkenforschungsplänen und macht darauf aufmerksam, dass nicht jeder Stcu dem vorgetragenen Schema entspricht, sondern dass Stcu häufig ebenso wie Cu durch Konvektion vom Boden aus entsteht, daß in diesen Fällen auch die Berechnung der Wolkenhöhe aus der Feuchte am Boden zu richtigen Werten führt.

3. A. Schmauß macht auf die Arbeiten von Sobhag Mal aufmerksam, welcher ebenfalls Verknüpfungen zwischen Wolkenform und Strömungsvorgängen aufzeigt. Ferner regt er an, die Strahlung von der Wolkenunterfläche mit in die mechanische Betrachtung einzubeziehen.

4. F. Albrecht teilt mit, dass seine theoretischen Untersuchungen über Ausstrahlung von einer Wolkenoberfläche die Wolkenluft als schwarzen Körper erscheinen lassen, dass also die Ausstrahlung von

$$0{,}2 \ \frac{\text{cal}}{\text{cm}^2 \ \text{Min.}}$$

richtig sein könne. Die Oberflächenschicht der Wolke, welche auf diese Weise abgekühlt wird, sei aber nur gering, ca. 5 bis 10 m mächtig. Daher müßte er annehmen, daß auch die Konvektionselemente klein seien.

5. P. Lautner äußert die Ansicht, daß die ältere Turbulenztheorie des Stcu wohl neben der neuen thermodynamischen noch Gültigkeit haben müsse, weil man nicht immer einen Unterschied der Stcu-Bedekkung zwischen Land und Meer, zwischen Gebirge und Ebene beobachten könne. Dieser Unterschied müßte sich aber in den Strahlungsvorgängen aufzeigen.

6. M.Robitzsch: Allgemein wird der "Sättigungsdruck des Wasserdampfes" als Gleichgewichtsdruck über einer e b e n e n Wasserfläche definiert (E_e). Ueber Tropfen des Radius r ist der Gleichgewichtsdruck des Wasserdampfes E_r größer als über der ebenen Wasserfläche. Es ist demnach $E_r : E_e$ größer als 1, d.h. die Bildung und die Existenz von Tropfen erfordert eine Uebersättigung in Bezug auf die ebene Fläche. In den Formeln zur Berechnung des "Kondensationsniveaus" ist aus diesen Gründen nicht E_e, sondern E_r einzuführen, wenn die Kondensation mit Tropfen des Radius r beginnt. Denn, damit die erforderliche Uebersättigung $E_r : E_e$ eintreten kann, muss die aufsteigende Luft in ein höheres Niveau

gehoben

gehoben werden, sie muss sich adiabatisch weiter abkühlen, als es zur Kondensation unter der Voraussetzung des Sättigungsdruckes E_e notwendig wäre. Die Höhe des Kondensationsniveaus ist also eine Funktion des primären Tropfenradius r.

Denken wir uns zwei Luftmassen gleichen Ursprungs und Anfangszustandes aufsteigend, Luftmassen, die aber mit verschiedenen Kondensationskernen beschickt sind, derart, dass die Kondensation der einen (A) an dem primären Tropfenradius r_a, die der anderen (B) an dem primären Tropfenradius r_b beginnt, so ist das Kondensationsniveau für beide Luftmassen nicht mehr das gleiche. Ist r_a größer als r_b, so liegt das Kondensationsniveau der Luftmasse A tiefer als das der Luftmasse B. Werden beide Luftmassen in ein Niveau gehoben, das o b e r h a l b des Kondensationsniveaus der Luftmasse B liegt, so müssen sie eine Temperaturdifferenz DT zeigen, die formelmäßig durch die Beziehung

$$DT = \frac{L\,c}{c_p} \quad \frac{E_{ra} - E_{rb}}{B}$$

gegeben ist.

Sind also im aufsteigenden Luftstrom die Kondensationskerne regional verschieden, so müssen wir im Kondensationsstadium in ihm einen horizontalen Temperaturgradienten finden, dessen Betrag eine Funktion der Differenz der auftretenden Tropfenradien ist. Derartige Gradienten werden in allen Wolken beobachtet, die in Bezug auf die Tropfengröße regionale Verschiedenheiten aufweisen. Bei Durchmischung der Wolkenluft müssen nun die größeren Tropfen auf Kosten der kleineren wachsen. Es kondensiert an den größeren Tropfen Wasserdampf, der an den kleineren verdampft, ein Vorgang, der solange andauert, als eine Dampfdruckdifferenz $E_{ra} - E_{rb}$ existiert, also die Wolkenluft in Bezug auf die Tropfengröße inhomogen ist. Hierbei ändert sich die Temperatur der Wolkenluft nicht. Fließen aber Tropfen zusammen, entstehen also größere Tropfen auf mechanischem Wege - bei diesem Prozess wird weder Wärme frei noch gebunden - so muss trotzdem bei weiterem Wasserdampfaustausch zwischen den kleineren und größeren Tropfen die Temperatur der Wolkenluft steigen, sie bekommt erneut Auftrieb. Diese Tatsache kann zur Klärung der Oberflächengestaltung der Austauschform des Stcu, sowie zu der der Castellatusform herangezogen werden.

Auch der v e r t i k a l e Temperaturgradient in aufsteigender Wolkenluft ist eine Funktion der vorhandenen Tropfenradien. Dies wird klar, wenn man die Temperaturdifferenz DT betrachtet, die aufsteigende Wolkenluft mit homogenen Tropfen r_a gegenüber der Feuchtadiabaten zeigen muss, die unter Annahme einer Sättigung in Bezug auf die ebene Wasserfläche berechnet wurde. Es wird in diesem Falle, da $E_{ra} - E_e$ = const.

$$DT = \frac{L\,c}{c_p} \quad \frac{E_{ra} - E_e}{B}$$

d.h. DT ist umgekehrt proportional zum Luftdruck B. Der wahre Temperaturgradient ist also in allen Höhen von dem "feuchtadiabatischen" wesentlich verschieden. Nimmt man r_a und damit auch E_{ra} mit der Höhe als variabel an, so können die verschiedensten Temperaturgradienten im feuchtaufsteigenden Luftstrom resultieren.

Dies ist zu beachten, wenn man in dem von Herrn Raethjen dargelegten Kreislauf die Gradienten der feuchtaufsteigenden und - wegen der im absteigenden Luftstrom notwendigerweise eintretenden Verdampfungsvorgänge - auch nicht rein trockenadiabatisch absteigenden Luftmassen interpretieren will.

Ueber die G r ö s s e der auftretenden Tropfenradien sind hier keinerlei Voraussetzungen gemacht. Es ist also auch nicht vorausgesetzt, dass es im Kondensationsniveau zu einer s i c h t b a r e n Wolkenbildung kommen muss. Das Kondensationsniveau ist aber auf jeden Fall durch eine Aenderung des Temperaturgradienten in der Zustandskurve gekennzeichnet. Vielleicht entspricht

spricht die untere Grenze der von Herrn Raethjen angenommenen Austauschschicht dem Niveau primärer, also meist unsichtbarer, Kondensation. Die ganze Austauschbewegung wäre dann auf die "Wolke" in ihrer ganzen Mächtigkeit lokalisiert.

Schlusswort.

7.) P. Raethjen: Meine Herren! Auf die mannigfachen Anregungen möchte ich deswegen noch kurz eingehen, weil dieselben meist gerade die Punkte berühren, welche ich in meinem Vortrag aus Mangel an Zeit habe unterschlagen müssen. Zunächst möchte ich erwähnen, daß die Inversion über dem Stcu nach dem heutigen Stand der Strahlungstheorie n i c h t durch Ausstrahlung entstehen kann. Die Ausstrahlung bewirkt lediglich den überfeuchtadiabatischen Temperaturgradienten in dem Stcu. R. E m d e n hat gezeigt, daß die langwellige Wärmestrahlung, welche als "graue" Strahlung aufgefasst werden kann, als Strahlungsgleichgewicht nirgends eine Temperaturzunahme mit der Höhe bewirken kann. Herrn Geheimrat S ü r i n g möchte ich auf seine Bemerkungen, welche besonders für sommerliche Verhältnisse sicherlich zutreffend sind, antworten, daß ich gerade darin einen Mangel der Wissenschaft empfinde, daß Wolkendecken, welche in ihrer Entstehung und Erhaltung mechanisch sehr v e r s c h i e d e n sind, mit dem g l e i c h e n Namen (Stcu) benannt werden. Zum mindesten für Beobachtungen im Wetterflug ist das ein Mißstand, weil dabei die beobachteten Unterschiede in Kürze gar nicht dargestellt werden können. Die Arbeiten von S o b h a g M a l [6] geben in geschmolzenem Walrat die Wolkenformen des Acu mit verblüffender Aehnlichkeit wieder. Die Stcu-Formen konnten jedoch m.E. durch die hydrodynamischen Versuche S o b h a g M a l s nicht überzeugend nachgebildet werden.

Was die Größe der Konvektionselemente im Stcu anbetrifft, halte ich es für möglich, daß dieselbe an der Oberfläche zwar g e r i n g e M ä c h t i g k e i t haben, aber g r o ß e B r e i t e n a u s d e h n u n g, und daß diese " K a l t l u f t s c h o l l e n " dann umkippen und in die vertikale Konvektionsbewegung hineingehen. Obwohl also die Ausstrahlung nur auf 10 m Tiefe wirksam ist, können die Oberflächenformen des Stcu wesentlich größere Einheiten aufweisen. Herrn Dr. L a u t n e r möchte ich erwidern, daß der Unterschied zwischen Land und See, zwischen Gebirge und Ebene tatsächlich häufig in der Stcu-Bedeckung zu erkennen ist. Uebrigens müßte man einen solchen Unterschied ja auch nach der Turbulenztheorie erwarten.

Fußnoten.

1) Siehe z.B. K. S c h n e i d e r, Arbeiten des Aeronautischen Observatoriums Lindenberg, Bd. XV, S.261-270
W. G e o r g i i, Flugmeteorologie, Leipzig 1927

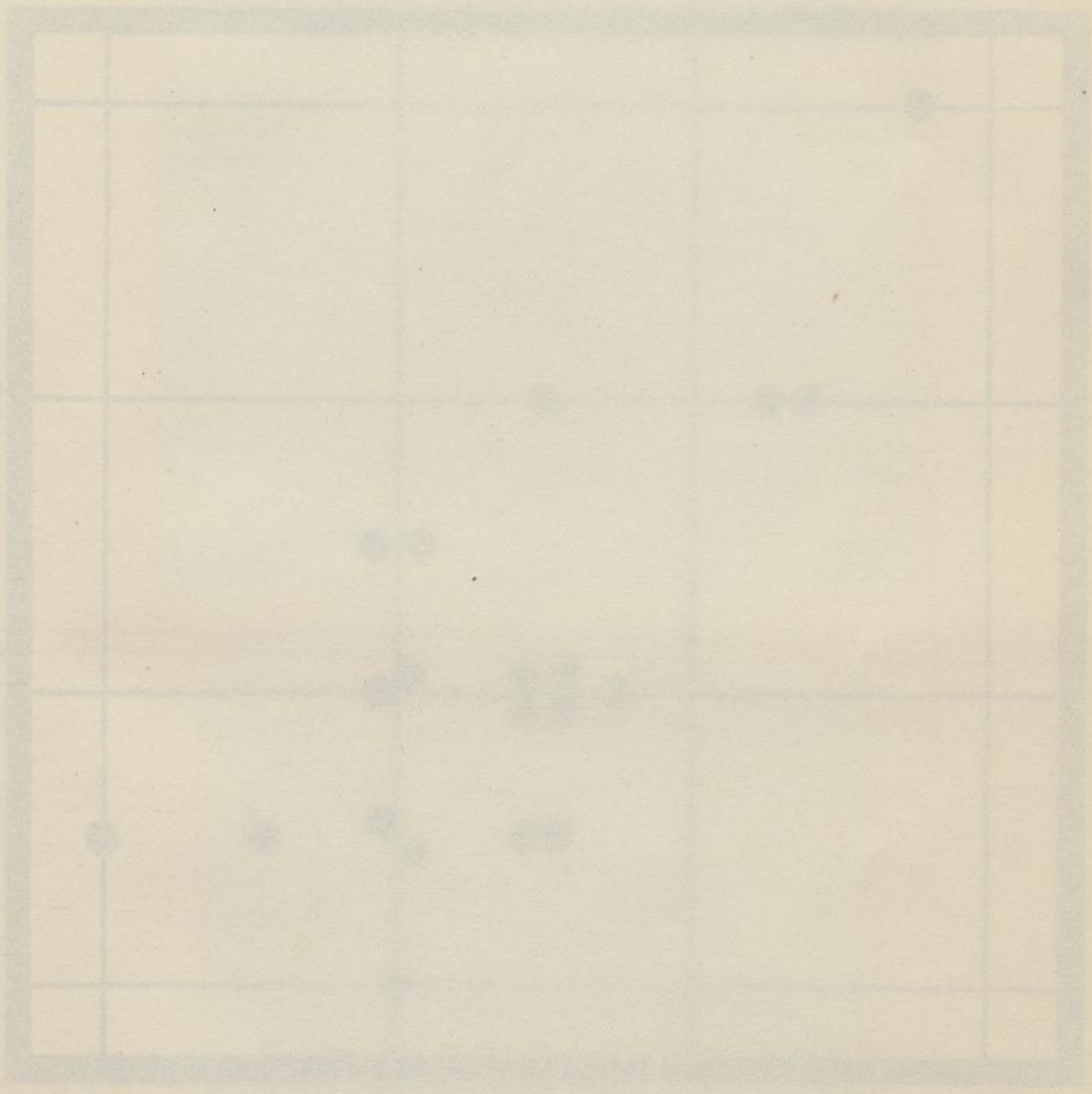
2) M. R o b i t z s c h, Arbeiten des Aeronautischen Observatoriums Lindenberg, Bd. XV, S.194 - 213.

3) W. K o p p, Beitr. z. Physik der freien Atmosphäre, Bd. XVI, S.173 ff.

4) K. O. L a n g e, Beiträge zur Physik der freien Atmosphäre, Bd.XVI, S.131 ff.

5) P. R a e t h j e n, Bildmessung und Luftbildwesen, Jahrgang 1931.

6) S o b h a g M a l, Beiträge zur Physik der freien Atmosphäre, Bd.XVII, S. 40 ff.



Tafel 1

Fig. 1

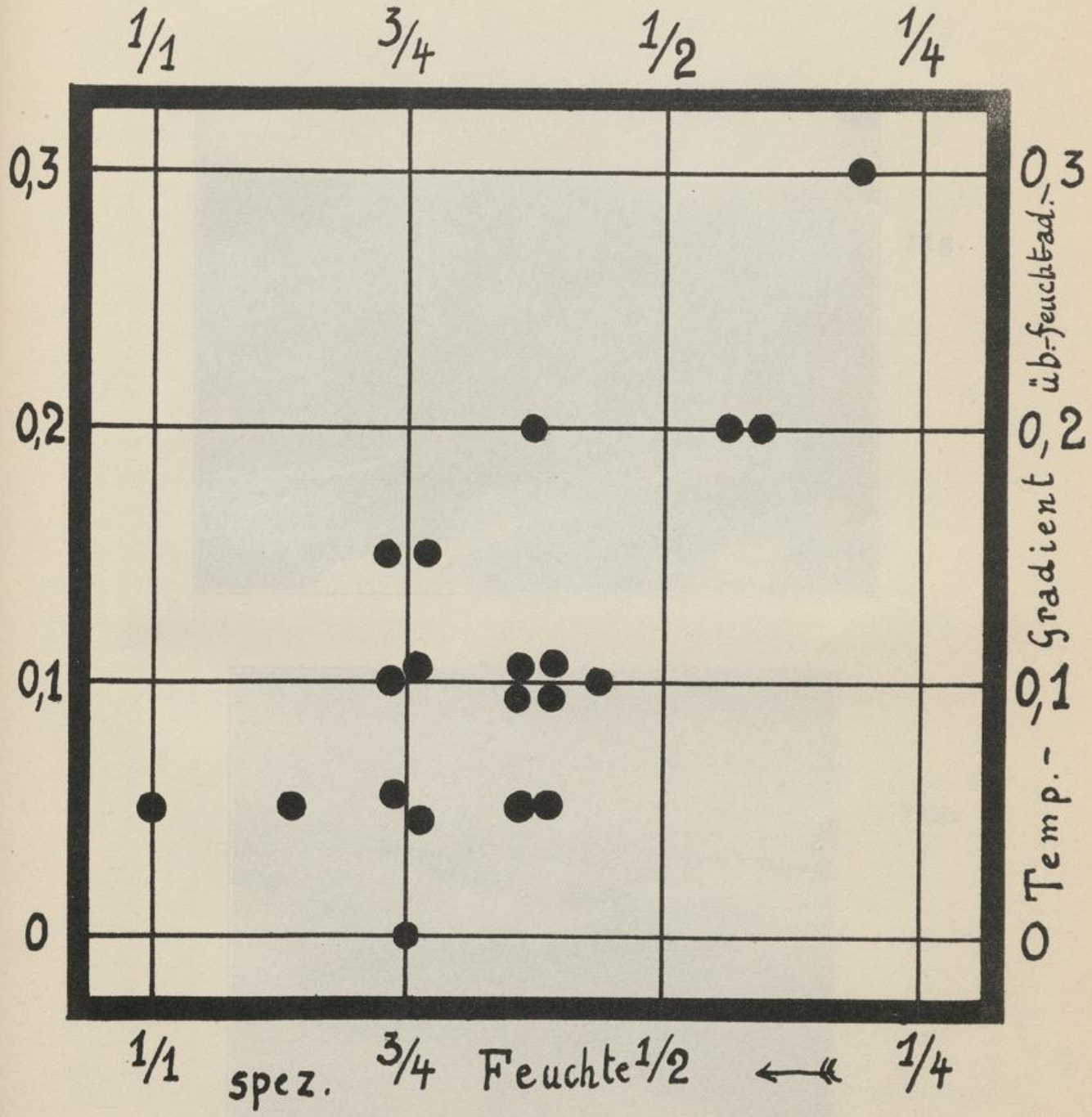
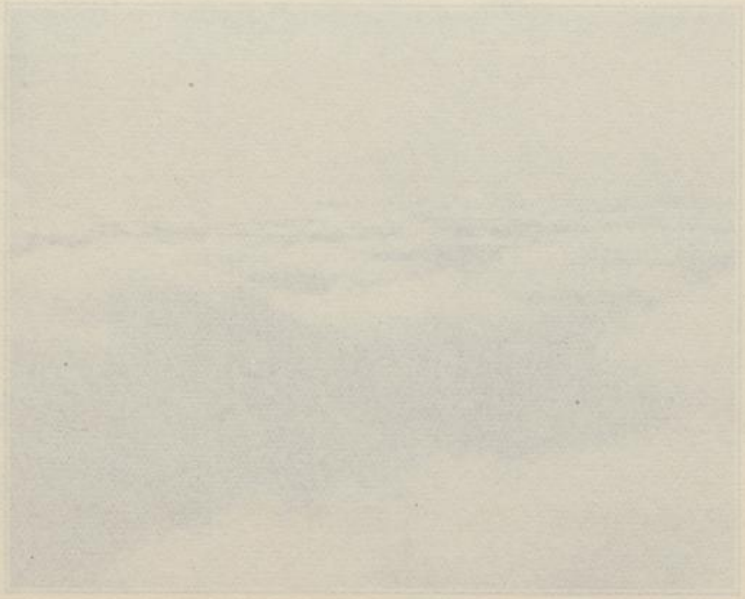

1/1
3/4
1/2
1/4
0,3
0,2
0,1
0
0 Temp.-Gradient 0,3 üb.-feuchtad.
0,2
0,1
1/1
spez.
3/4
Feuchte
1/2
1/4

Fig. 2

Fig. 3



Tafel 3

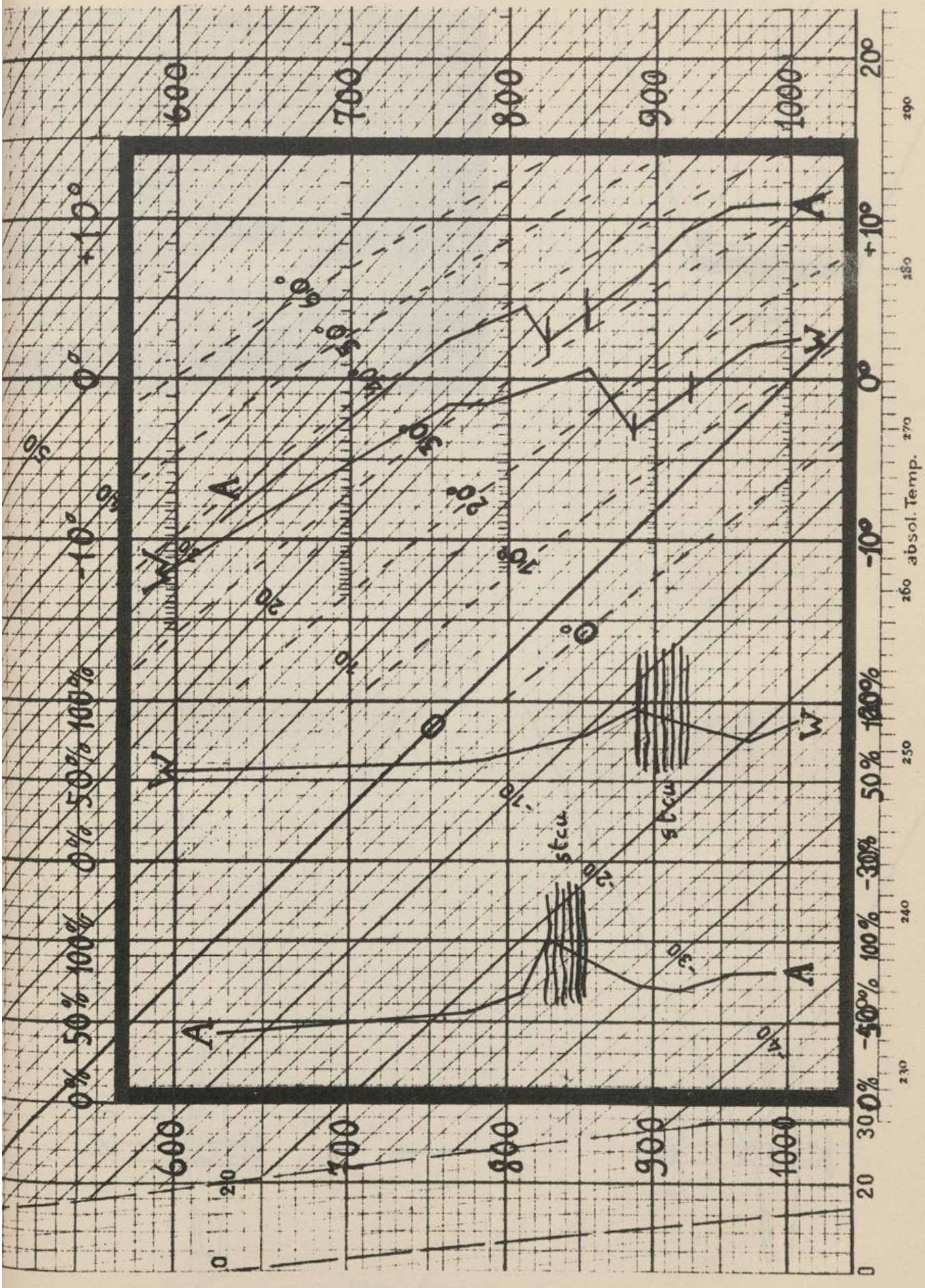


Fig. 4

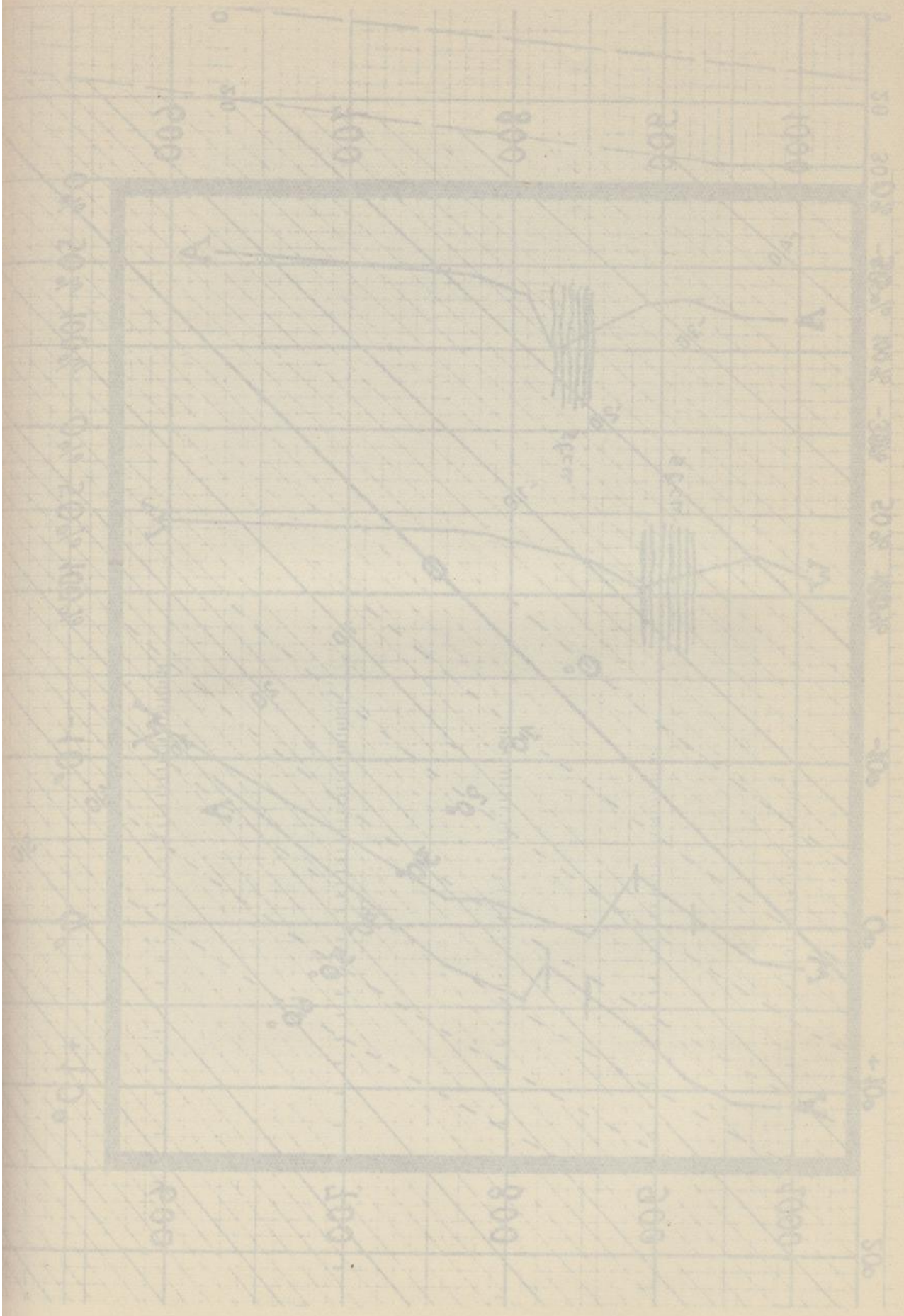


Fig. 5

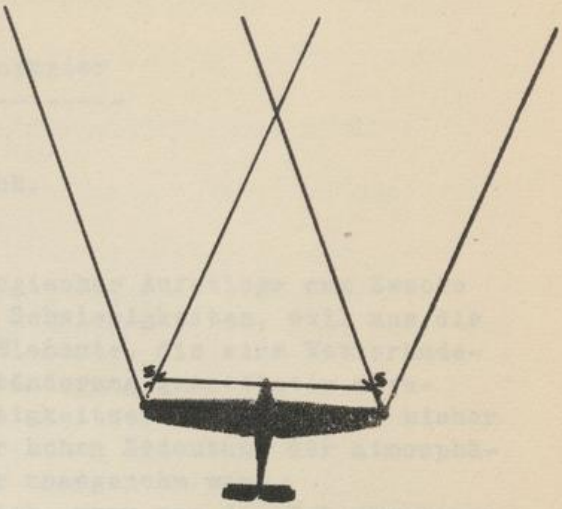


Fig. 7

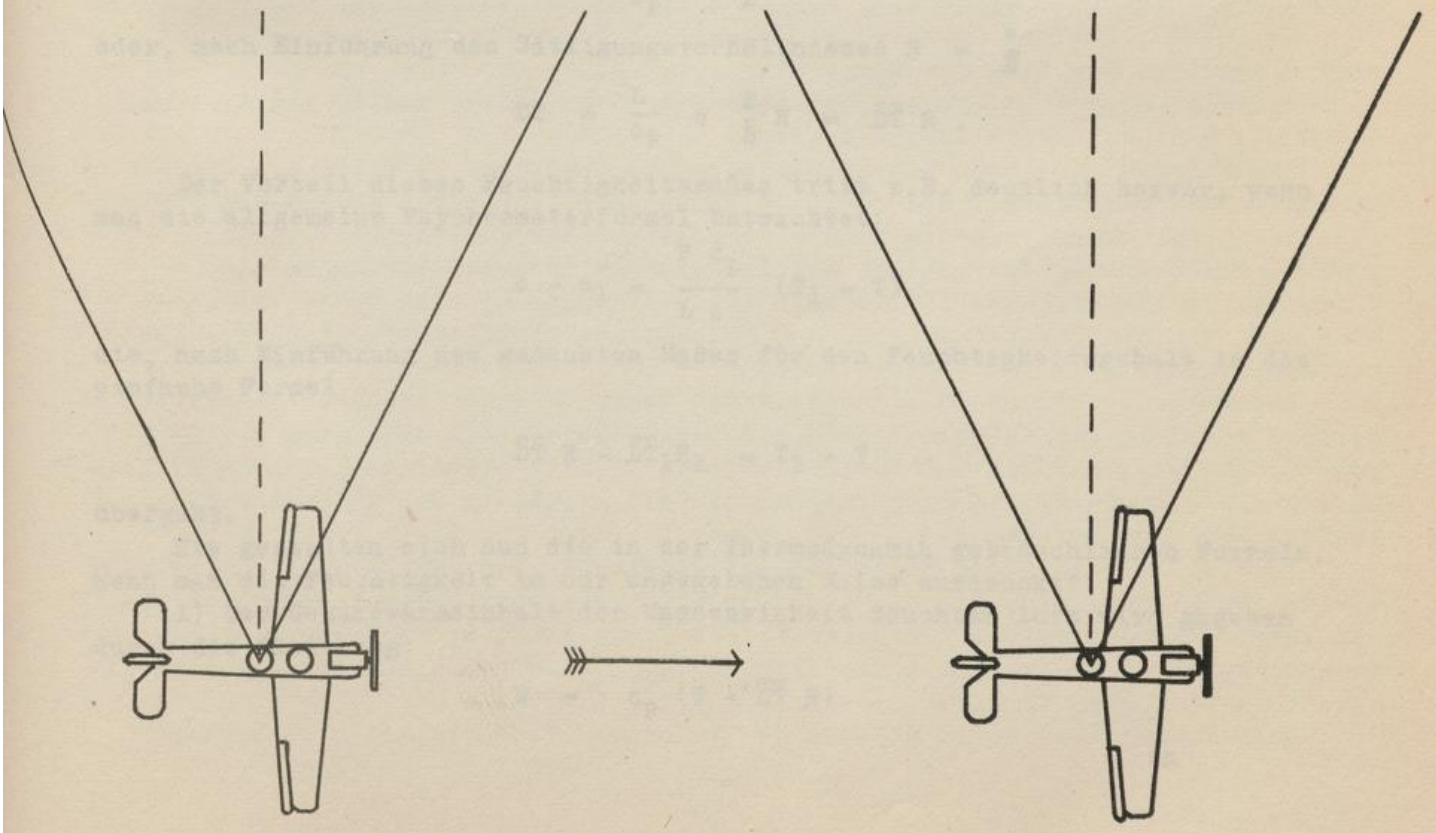
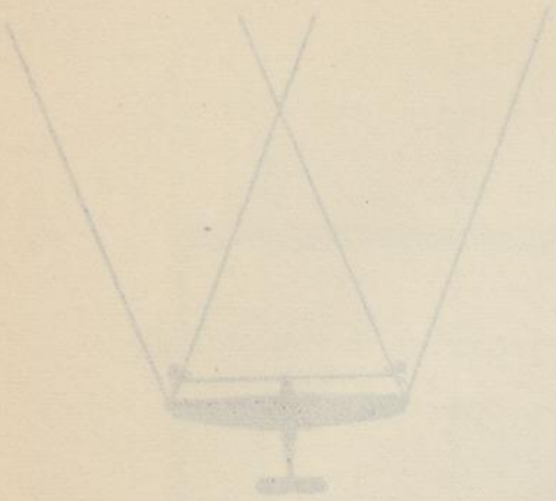
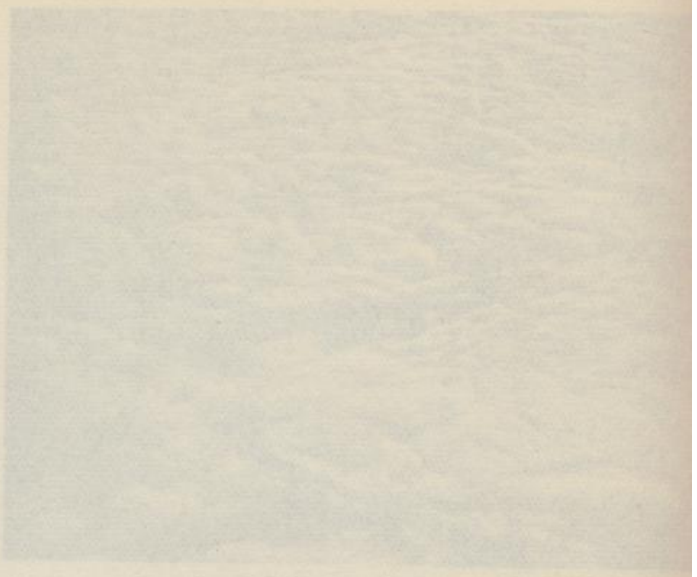
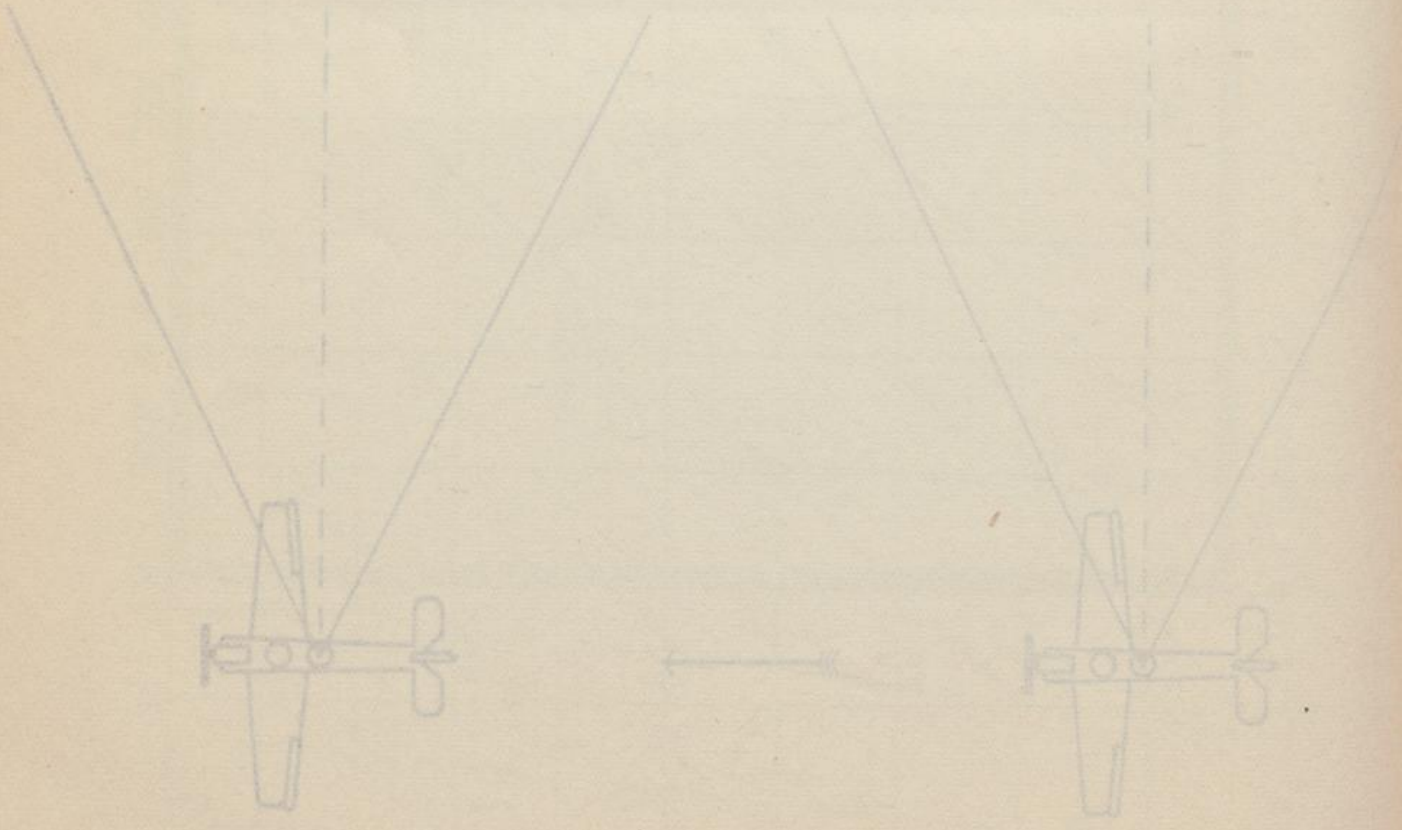


Fig. 6







Ueber ein neues Adiabatenpapier

Prof. Dr. M. Robitzsch.

Die direkte Verwertung der Resultate aerologischer Aufstiege zum Zwecke der Wetterdiagnose und Prognose macht besondere Schwierigkeiten, weil uns die Möglichkeit fehlt, die Einflüsse der einzelnen Elemente, die eine Wetteränderung bedingen, in ihrer Bedeutung für die Gesamtänderung quantitativ abzuschätzen. Vornehmlich die Abschätzung des Feuchtigkeitseffektes ist uns bisher unzugänglich gewesen, eine Tatsache, die bei der hohen Bedeutung der atmosphärischen Feuchtigkeit im Witterungsgeschehen sehr unangenehm war.

Dies wird, wie ich zeigen werde, aber möglich, wenn man den Ueberlegungen ein geeignetes Maßsystem für die Luftfeuchtigkeit zu Grunde legt.

Ein solches Maß ist der latente Wärmeinhalt des Wasserdampfes in der Masseneinheit feuchter Luft, ausgedrückt durch die Temperaturerhöhung DT, die die Masseneinheit der feuchten Luft durch die latente Wärme des in ihr enthaltenen Wasserdampfes rechnungsgemäß erfahren könnte.

Ist

L die Verdampfungswärme pro Gramm Wasser in cal,

c_p die spezifische Wärme der feuchten Luft bei konstantem Druck (die sich bekanntlich von der trockenen Luft nur wenig unterscheidet),

c das spezifische Gewicht des Wasserdampfes bezogen auf trockene Luft gleich 1000,

e der Partialdruck des Wasserdampfes in der betrachteten Luftmasse,

B der Barometerstand (in gleichem Maße ausgedrückt, wie e),

so wird:

$$DT = \frac{L}{c_p} c \frac{e}{B}$$

oder, nach Einführung des Sättigungsverhältnisses $R = \frac{e}{E}$

$$DT = \frac{L}{c_p} c \frac{E}{B} R = \bar{DT} R .$$

Der Vorteil dieses Feuchtigkeitsmaßes tritt z.B. deutlich hervor, wenn man die allgemeine Psychrometerformel betrachtet:

$$e - e_1 = \frac{B\, c_p}{L\, c} (T_1 - T)$$

die, nach Einführung des gedachten Maßes für den Feuchtigkeitsgehalt in die einfache Formel

$$\bar{DT} R - \bar{DT}_1 R_1 = T_1 - T$$

übergeht.

Wie gestalten sich nun die in der Thermodynamik gebräuchlichen Formeln, wenn man die Feuchtigkeit in der angegebenen Weise ausdrückt?

1) Der Gesamtwärmeinhalt der Masseneinheit feuchter Luft wird gegeben durch die Gleichung:

$$W = c_p (T + \bar{DT} R)$$

in

in der die Klammergröße der äquivalenten Temperatur Θ entspricht.

2) Die virtuelle Temperatur wird gegeben durch die Näherungsgleichung

$$T' = T\,(1 + o{,}378\ \frac{E}{B}\ R) = T + \frac{\bar{\bar{DT}}\ R}{15} \quad \text{und}$$

3) die virtuelle Temperaturdifferenz demnach durch die Näherungsgleichung

$$T' - T = \frac{\bar{\bar{DT}}\ R}{15}$$

4) Die Dichte feuchter Luft d_f wird in ihrem Verhältnis zu der Dichte d_t trockener Luft gleicher Temperatur durch die Formel

$$\frac{d_f}{d_t} = \frac{1}{\bar{T}}\ \left(T + \frac{\bar{\bar{DT}}\ R}{15} \right)$$

bestimmbar.

5) Die Instabilität I zweier feuchter Luftmassen, die im gleichen Druckniveau eine Temperaturdifferenz Dt besitzen, erfasst die Gleichung:

$$I = \frac{d_{f1} - d_{f2}}{d_t} = \frac{1}{\bar{T}}\ \left(Dt - \frac{\bar{\bar{DT}}_1\ R_1 - \bar{\bar{DT}}_2\ R_2}{15} \right)$$

I wird speziell gleich Null, die Luftmassen befinden sich im Bezugsniveau im indifferenten Gleichgewicht, wenn

$$DT = \frac{\bar{\bar{DT}}_1 R_1 - \bar{\bar{DT}}_2 R_2}{15}$$

ist.

Auf diese Auswahl von Formeln will ich mich hier beschränken.

$\bar{\bar{DT}} = \frac{L}{c_p}\ c\ \frac{E}{B}$ ist eine eindeutige Funktion von Druck (B) und Temperatur T, da E eine eindeutige Funktion der Temperatur ist.

Man kann also T in einem Koordinatennetz darstellen, das $\bar{\bar{DT}}$ als Abszisse und B als Ordinate enthält. (DT - Netz).

Ein solches DT - Netz ist in dem neuen Vordruck dem ü b l i c h e n Adiabatennetz beigegeben. Die örtliche Trennung beider Netze bringt den Vorteil, dass der ganze Vordruck dann eine grosse Uebersichtlichkeit besitzt. Durch diese Trennung ist es auch möglich gewesen, dem Adiabatennetz ein Kurvensystem zur Entnahme der Luftdichte d_t einzufügen, eine Größe, deren Kenntnis, wie die Formeln zeigen, zur Abschätzung absoluter Dichtedifferenzen erforderlich ist.

Das DT-Netz enthält in zwangsläufiger Transformation zunächst einmal den Verlauf der Trockenadiabaten; die geradlinig verlaufenden Adiabaten des Adiabatennetzes werden durch ein Kurvensystem im DT-Netz abgebildet, dessen Einzelkurven die gleiche Bezeichnung tragen, wie die Adiabaten des Adiabatenblattes. (Potentielle Temperaturen).

Jede im Adiabatennetz eingezeichnete Zustandskurve kann nun in das DT-Netz übertragen werden. Dies geschieht für jeden Einzelpunkt durch Vermittlung des ihm entsprechenden Wertes der potentiellen Temperatur. Die so resultierende Zustandskurve im DT-Netz gilt jeweilig für Luft, die mit Wasserdampf gesättigt ist. (R = 1 .. $\bar{\bar{DT}}$ - Kurve).

Nach Maßgabe der durch Messung der relativen Feuchtigkeit r bekannten Werte

Werte des Sättigungsverhältnisses - R = $\frac{1}{100}$ - reduzieren wir nun die Abszissenbeträge der aus dem Adiabatenblatt übertragenen $\bar{D}\bar{T}$-Zustandskurve und erhalten so im DT-Netz eine Transformation der wahren Zustandskurve, die uns also nicht mehr die $\bar{D}\bar{T}$-Werte, sondern die w a h r e n DT-Werte übermittelt. (DT-Kurve).

Bei Uebersättigung ist R größer als 1 anzusetzen.

Man sieht, dass zu der ganzen Feuchtigkeitsrechnung ein Tabellenwerk, wie z.B. eine Psychrometertafel, nicht erforderlich ist.

Wie die beiden jetzt vorliegenden Kurven im DT-Netz weiterhin benutzt werden, mag folgendes Beispiel zeigen.

Es soll z.B. das Kondensationsniveau der in P lagernden Luft (siehe Adiabatenblatt) bestimmt werden. Wir verfolgen zu diesem Zwecke im DT-Netz die zu P' gehörige (P zugeordnete) Trockenadiabate bis sie die zu P" gehörige Ordinate im Druckniveau B - B schneidet. Dieses Druckniveau entspricht der Kondensationshöhe. Derartige Betrachtungen lassen sich leicht und schnell für alle Luftmassen beliebiger Niveaus durchführen. Sie geben uns in ihrer Gesamtheit Auskunft über solche Luftmassen, die bei Hebung überhaupt zu einer Wolkenbildung beitragen können, sowie über die Höhenlage dieser Wolkenbildung selbst.

Wird die Luftmasse über ihr Kondensationsniveau B - B gehoben, so erfährt sie eine feuchtadiabatische Zustandsänderung. Sie wird vom Punkte K aus jetzt eine Aenderung von $\bar{D}\bar{T}$ erfahren, die durch den Verlauf einer Feuchtadiabaten gegeben ist. Im DT-Netz ist der V e r l a u f der Feuchtadiabaten der Richtung nach durch gestrichelte, fast geradlinig verlaufende Kurvenzüge angegeben. Die durch K gehende Feuchtadiabate findet man leicht und sicher auf interpolativem Wege. So finden wir, dass die über das Niveau B - B gehobene Luftmasse des Ursprungs P in der Maximalhöhe des Aufstieges z.B. einen DT-Wert annimmt, der durch den Punkt M gegeben ist.

Die wahre Temperatur der bis in dieses Niveau gehobenen Luftmasse können wir auf zweierlei Art bestimmen.

1) Wir entnehmen unserer Darstellung im DT-Netz die Temperaturerhöhung, die die feucht aufsteigende Luft infolge der in ihr stattgehabten Kondensationsvorgänge erfahren hat. Diese Temperaturerhöhung entspricht der Strecke d, die im Bezugsniveau durch die Feuchtadiabate KM und die ihr zugehörige Trockenadiabate KW abgegrenzt wird und deren Temperaturwert wir aus Differenzablesungen der DT-Teilung entnehmen können. Konstruktiv finden wir dann die wahre Temperatur der gehobenen Luft im Bezugsniveau, indem wir im Adiabatenblatt, ausgehend von der zu P gehörigen Trockenadiabaten im Bezugsniveau die Strecke d im Sinne zunehmender Temperatur, also nach rechts abtragen. Die Konstruktion führt zu dem Punkte N des Adiabatenblattes, dessen Abszisse die wahre Temperatur der gehobenen Luftmasse im Niveau der Maximalhöhe des Aufstieges angibt.

2) Da M die gleiche potentielle Temperatur besitzen muss, wie N, so finden wir N direkt durch Vermittlung der in beiden Darstellungen sich entsprechenden Kurvenzüge der Trockenadiabaten.

Die Luft in der Maximalhöhe des Aufstieges besitzt eine Temperatur, deren Wert durch die Lage des Punktes O im Adiabatenblatt gegeben ist. Die Strecke NO entspricht also der Temperaturdifferenz Dt (in unserem Falle 0,8 Grad), die die feuchtadiabatisch gehobene Luft des Ursprungs P gegen die Luft der Umgebung in der Maximalhöhe des Aufstieges - unserem Bezugsniveau - zeigt.

Die Werte $\bar{D}\bar{T}_1\ R_1$ bzw. $\bar{D}\bar{T}_2\ R_2$ die in der Formel für die Instabilität vorkommen, sind dem DT-Netz direkt zu entnehmen. Sie entsprechen den Abszissen der Punkte M und Q; ihre Differenz ist also die in DT-Graden ausgedrückte Strecke MQ. In unserem Beispiel ist $\bar{D}\bar{T}_1\ R_1$ = 19 Grad, $\bar{D}\bar{T}_2\ R_2$ = 7 Grad, also

$$\frac{\bar{D}\bar{T}_1\ R_1 - \bar{D}\bar{T}_2\ R_2}{15} = 12:15 = 0{,}8 \text{ Grad.}$$

Es

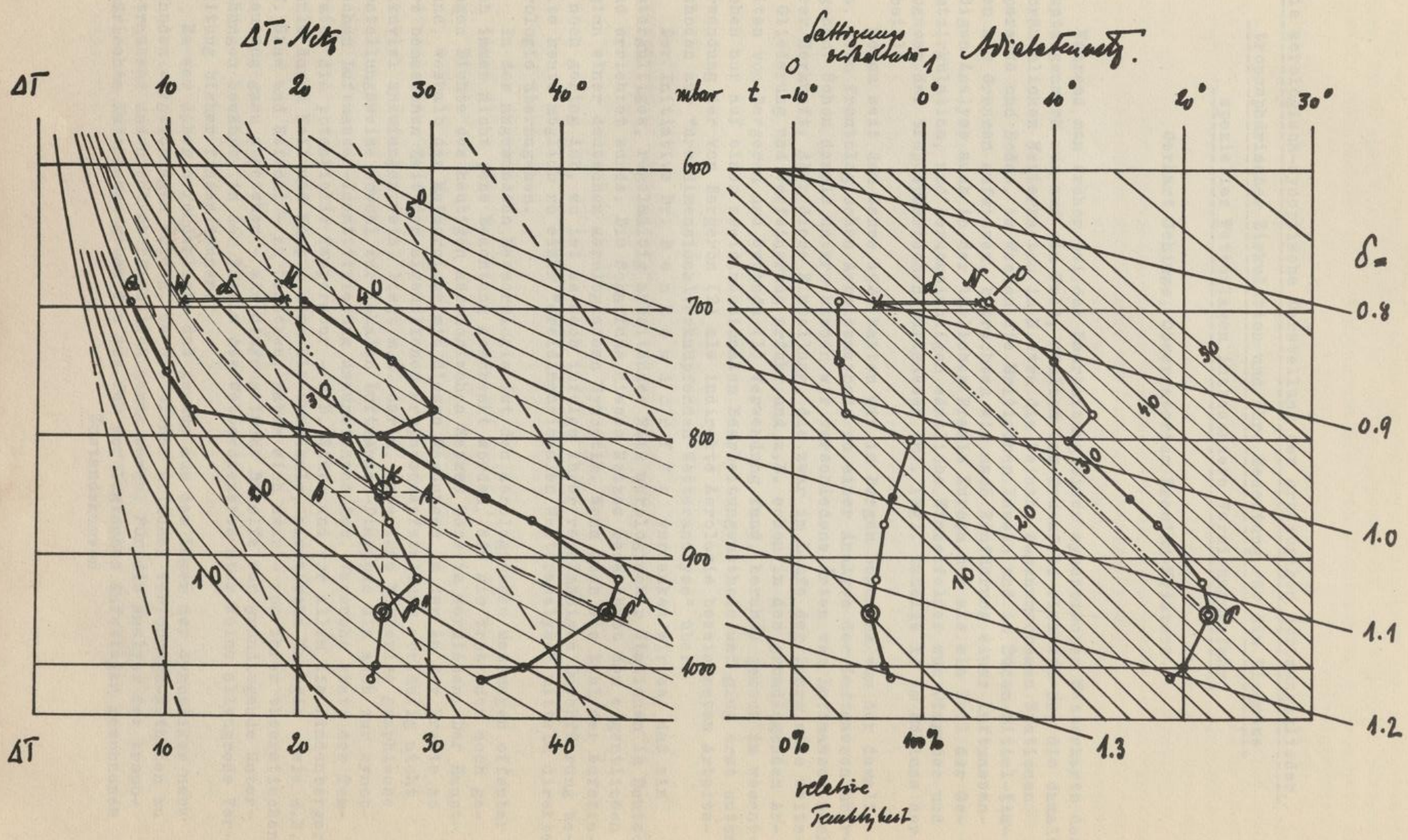
Es ist also

$$Dt = (\bar{\bar{DT}}_1 R_1 - \bar{\bar{DT}}_2 R_2) : 15$$

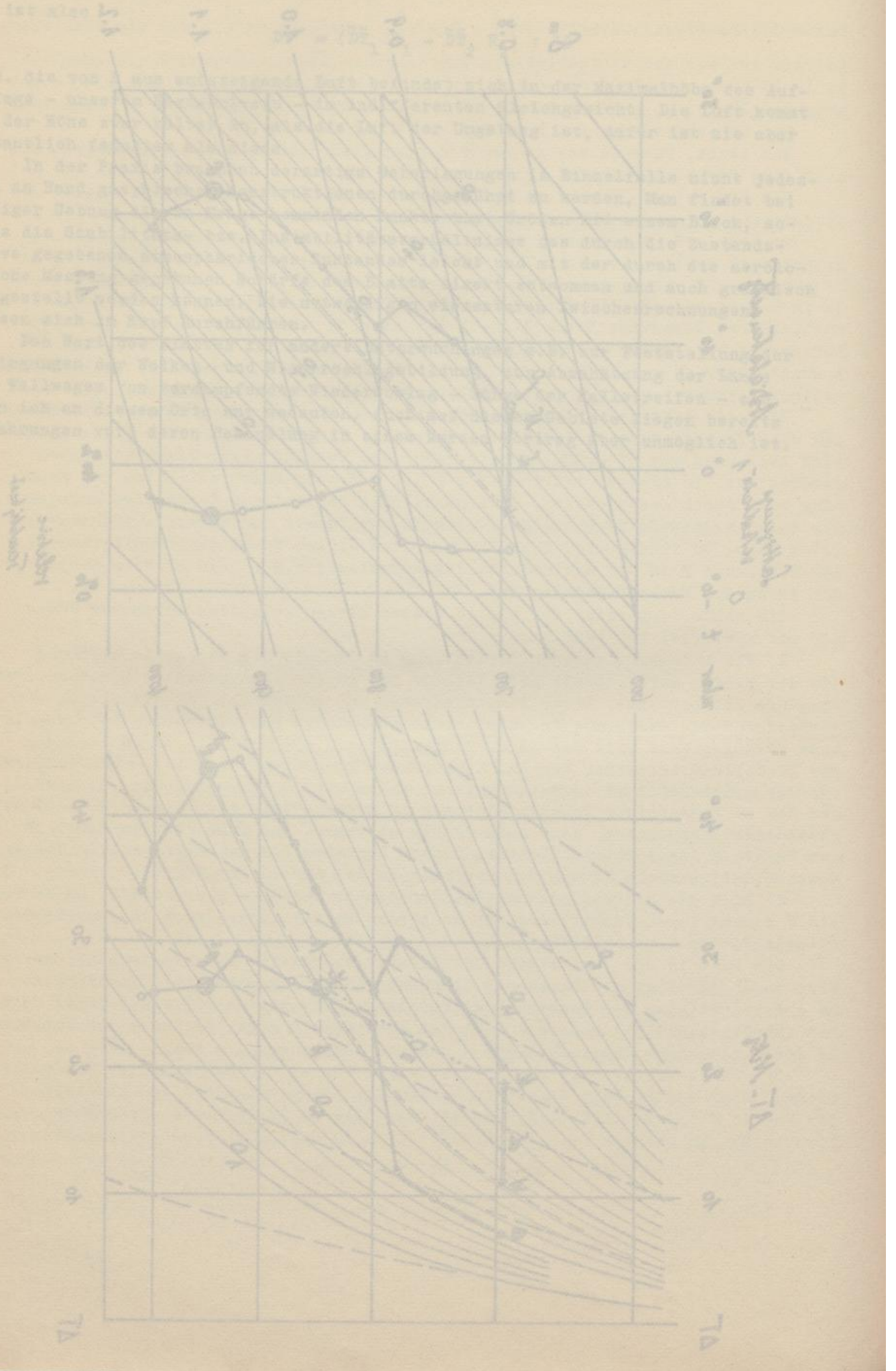
d.h. die von P aus aufsteigende Luft befindet sich in der Maximalhöhe des Aufstiegs - unserem Bezugsniveau - im indifferenten Gleichgewicht. Die Luft kommt in der Höhe zwar kälter an, als die Luft der Umgebung ist, dafür ist sie aber wesentlich feuchter als diese.

In der Praxis brauchen derartige Ueberlegungen im Einzelfalle nicht jedesmal an Hand graphischer Konstruktionen durchgeführt zu werden. Man findet bei einiger Uebung die in Frage kommenden Punkte bzw. Größen mit einem Blick, sodass die Stabilitäts- bzw. Instabilitätsverhältnisse des durch die Zustandskurve gegebenen atmosphärischen Zustandes leicht und mit der durch die aerologische Messung gegebenen Schärfe dem Blatte direkt entnommen und auch graphisch dargestellt werden können. Die notwendigen elementaren Zwischenrechnungen lassen sich im Kopf durchführen.

Den Wert des Blattes für andere Untersuchungen z.B. zur Feststellung der Bedingungen der Wolken- und Niederschlagsbildung, zur Abschätzung der Länge des Fallweges von verdampfendem Niederschlag - Länge der Fallstreifen - etc. kann ich an diesem Orte nur andeuten. Auch auf diesem Gebiete liegen bereits Erfahrungen vor, deren Behandlung in einem kurzen Vortrag aber unmöglich ist.


ΔT - Netz
Sättigungs verhältnis
Adiabatennetz
ΔT
10
20
30
40°
mbar
t
-10°
0°
40°
20°
30°
600
700
800
900
1000
δ =
0.8
0.9
1.0
1.1
1.2
1.3
0%
100%
relative Feuchtigkeit

Tafel 1



Die aerologisch-synoptische Darstellung der großzügigen Strömungsglieder troposphärischer Zirkulation und ihre Bedeutung für die Diagnose spezieller Wetterlagen insbesondere Vereisungsgefahr

Gerhart Schinze, Observatorium Breslau-Krietern.

Während man früher bei der Bearbeitung einer synoptischen Wetterkarte das Hauptaugenmerk nur auf ein Feld, nämlich das Druckfeld richtete und die damals gebräuchlichen Wetterkarten im N etwa die beinahe sagenumwobenen Stationen Haparanda und Bodoe, im Westen die Britischen Inseln und im Süden Mittel-Italien als Grenzen aufwiesen, betrachten wir nach Einführung einer luftmassenmäßigen Analyse auch in der täglichen Praxis Europa nur als ein Teil der Gesamtzirkulation, und berücksichtigen sämtliche Einzelfelder zur Diagnose und Prognose der troposphärischen Luftmassen (M). (Vgl. Tabelle 1) am Schluss der Arbeit).

Schon seit dem Jahre 1921 hatten wir in Bergen begonnen von der damaligen, rein frontologischen Arbeitsmethode zu einer Analyse der Luftmassen überzugehen. Schon damals unterschieden wir verschiedene Arten von Luftmassen nach ihrer Herkunft. Aber diese Einteilung, die zwar im Laufe der Jahre eine weitere Gliederung und Verfeinerung erfuhr und z.B. schon in den grundlegenden Arbeiten von Bergeron und Swoboda (1) Verwendung fand, beruhte jedoch im wesentlichen nur auf einer zweidimensionalen Bearbeitungsmethode und ging erst unter Verwendung der von Bergeron (2) als indirekte Aerologie bezeichneten Arbeitsmethoden zur "dreidimensionalverknüpfenden Wetteranalyse" über.

Der Initiative Dr. B e n k e n d o r f f s verdanken wir es, daß ein mustergültiges, regelmäßig arbeitendes Netz aerologischer Stationen in Deutschland errichtet wurde. Die Schaffung dieses Netzes bezeichnet den eigentlichen Beginn einer deutschen aerologischen Synoptik. Wenn auch die Zahl der Aufstiege noch gering ist, so ist es doch infolge ihrer regelmäßigen Durchführung bereits heute möglich zu einer "dreidimensionalen Wetteranalyse" mittels direkter Aerologie überzugehen.

In der angewandten Meteorologie ist den aerologischen Messungen offenbar noch immer nicht jene Beachtung geschenkt worden, die sie trotz der noch geringen Dichte des heutigen aerologischen Netzes bereits verdienen. Der Hauptgrund, weshalb der Meteorologe mit diesen Messungen in der in der Praxis so kurz bemessenen Zeit der eigentlichen Prognosenaufstellung vorläufig nicht allzuviel anzufangen weiß, liegt m.E. darin, dass ihre bisherige graphische Darstellungsweise sowohl zur lokalen Luftmassen-Diagnose als auch zur synoptischen Luftmassen-Identifizierung unzureichend ist. Versuche statt der Temperatur die potentielle Temperatur - z.B. Stüve und vor allem die Lindenberger Schule durch Keil und Kopp - oder die vertikale, kinetische Energie - wie z.B. S.N. Shaw und Refsdal - zu benutzen, haben sich zwar - von ihrer theoretischen Bedeutung ganz abgesehen - als diagnostische Behelfe für grundlegende Untersuchungen bewährt, in der Praxis des Wetterdienstes aber keine allzugroße Verbreitung bisher finden können.

Es war daher erforderlich, daß gerade aus dem Lager der Synoptiker neue Methoden vorgeschlagen wurden, da die bisher üblichen Vertonungs-Methoden zu zeitraubend und nicht übersichtlich genug waren. Für die Analyse der troposphärischen Luftmassen geben die aus den aerologischen Aufstiegen gewonnenen

Zustandskurven

Zustandskurven der Temperatur noch keinen eindeutigen Anhaltspunkt für die Charakterisierung bezw. Identifizierung der Luftmassen, auch dann nicht, wenn wie dies wiederholt geschehen ist, die Zustandskurve der Feuchtigkeit mitberücksichtigt wird.

Erst durch die Arbeiten von M. Robitzsch (3) haben wir eine Rechengröße erhalten, die den Wärmegehalt der Luft viel genauer erfaßt und die spezifischen Luftmassen viel besser charakterisiert als die Temperatur. Es ist die von W. v. Bezold (4) als Aequivalenttemperatur bezeichnete Größe, in welcher der Arbeitswert der Temperatur und jener des jeweiligen Wasserdampfgehaltes gemeinsam zum Ausdruck kommt.

Vollkommen neue Wege mußten eingeschlagen werden, um die Vertonung der Aufstiege in kürzester Zeit zu erreichen und es war notwendig, auch neue Methoden der Darstellung zu wählen. Die auf den Normaldruck reduzierten Aequivalenttemperaturen der aerologischen Aufstiege wurden als äquivalent-potentielle Temperaturen auf Millimeterpapier - bezw. in das neue Thetagrammpapier (5) - eingetragen, wobei als Ordinate die Höhe z und als Abzisse die Θ'-Werte gewählt werden. Dieses Θ' - z - Diagramm habe ich in meinen verschiedenen Arbeiten (vgl. z.B. 6) als Thetagramm bezeichnet.

Die tägliche Berechnung und Eintragung der äquivalent-potentiellen Temperaturen der synoptisch meldenden Stationen in die Arbeitswetterkarte - wie z.B. am Observatorium Krietern schon seit etwa 5 Jahren geschieht, hat ergeben, daß die Θ'-Werte am Boden nur bei stärkerer Horizontalbewegung der Luft in der Mehrzahl der Fälle als eine konservative Eigenschaft einer Luftmasse (M) gelten können. Bei ruhenden oder nur schwach bewegten M ist die lokal je nach Unterlage, Jahreszeit sowie Tageszeit verschieden starke Bodenbeeinflussung der untersten Schichten jedoch so groß, daß eine Verwertung der Boden- Θ'_0 (bezw. noch weniger der T_0) - Werte zur Erkennung der troposphärischen Hauptmassen höchstens angenähert, meist aber überhaupt nicht möglich ist. Eine alleinige Verwendung der Boden - Θ' - Werte (oder der noch weniger repräsentativen T-Werte), ist daher für die M-Analyse tunlichst zu vermeiden.

Die Verwertung des im Thetagramm dargestellten aerologischen Materials ist dagegen erheblich besser zur M-Diagnose verwendbar. Die Bearbeitung und Darstellung von fast 5000 aerologischen Aufstiegen Deutschlands im Thetagramm hat ergeben, daß nicht nur bei stärkerer Strömung für die troposphärischen Hauptluftmassen typische Werte auftraten, sondern daß auch bei schwächerer Horizontalzirkulation für die gleichen Luftmassen in beiden Fällen die gleichen typischen Werte gefunden werden konnten. Notwendig war es jedoch dabei - vgl. Schinze (7)) - daß die Bodenstörungsschichten - also die Bodeninversionsschicht und die Bodenüberhitzungsschicht - ausgeschaltet wurden-

Für die kurz bemessene Zeit des täglichen Wetterdienstes mußte weiterhin eine möglichst rasche Berechnung von Θ' gefunden werden. Von O. Moese (8) sind nunmehr graphische Tabellen geschaffen worden, die es in einem Arbeitsgang ermöglichen, aus den im Telegramm vorliegenden Einzelwerten unmittelbar den Wert von Θ' festzustellen. Die im Thetagramm dargestellten Zustandskurven geben in engster Verbindung mit der Analyse der Bodenwetterkarte und unter weitestgehender Berücksichtigung der Θ'-Werte der Bergstationen ein wertvolles Hilfsmittel zur Erkennung der troposphärischen Hauptmassen. Im Thetagramm ergeben dabei die einzelnen Zahlenwerte von Θ' quantitativ und die Form der Zustandskurve von Θ' qualitativ wichtige Aufschlüsse über Herkunft (Ursprungsgebiet), Lebensgeschichte, Art und Alter, sowie über lokale Beeinflussung (Bodeninversions- bezw. Bodenüberhitzungsschicht) und außerdem über die vertikale Mächtigkeit einer M an. Wie schon vorher erwähnt, ist der Θ'-Wert der Bodenstationen nur bei aktiven Luftmassen für die M-Analyse direkt verwendbar. Auch an dieser Stelle soll nachdrücklichst davor gewarnt werden (vgl. Moese und Schinze 1929 (9) ohne Berücksichtigung aller sonstigen Luftmassen (M) - und Fronten (F) - Merkmale (vgl. auch meine demnächst in dem Archiv der

Deutschen

Deutschen Seewarte erscheinende Arbeit "Die praktische Wetteranalyse" (10) und die in der Met. Zeitschrift erscheinende Arbeit "Die Erkennung der tropsphärischen Luftmassen aus ihren Einzelfeldern" (11)), allein durch Zeichnen von Isolinien der Θ'-Werte (bezw. Θ'-Isogrammen) der Bodenstationen M - Grenzen definieren zu wollen.

Die systematische Darstellung der aerologischen Aufstiege mit Hilfe von Θ' im Thetagramm hat ergeben, daß alle Θ'-Werte zumindest angenähert auf einer für die jeweilige troposphärische Hauptmasse typischen Kurve liegen, wobei - wie schon Robitzsch (3) (1928 S. C 20) betont - die homogenen Hauptmassen sich nicht nur durch ihre potentielle Eigentemperatur unterscheiden, sondern auch angenähert einen ihnen eigentümlichen Feuchtigkeitsgehalt besitzen. Außerdem aber haben, wie ich an anderer Stelle (Bjerknesfestband der Physik der freien Atmosphäre (7)) schon zeigen konnte, die troposphärischen Luftmassen einen bestimmten, für jede M typischen Vertikalgradient der Temperatur. Aus der Tabelle 2 und 3 sind monatliche Mittelwerte von γ für verschiedene M des Jahres 1931, bezw. der Jahre 1929 bis 1931 zu ersehen. Die für eine bestimmte γ , R und Θ' -Verteilung für eine Masse typische Zustandskurve bezeichnen wir als "Typ-Homologe" und haben diese z.B. beim Thetagrammpapier (5) verwendet.

Tabelle 2

Monatsmittel des vertikalen Temperaturgradienten γ
Deutsche aerologische Vormittagsaufstiege 1931

	Januar	Febr.	März	April	Mai	Juni	Juli	August	Sept.	Okt.	Novemb.	Dezember
cAK	0.78	0.77	0.78	0.81		0.82			0.83	0.85	0.77	0.79
mAK	0.77	0.75	0.73	0.74	0.80	0.76			0.72	0.76	0.79	0.77
AK	0.78	0.77	0.76	0.79	0.80	0.77			0.72	0.78	0.77	0.79
cPK		0.76			0.68				0.68		0.69	0.78
mPK	0.71	0.70	0.70	0.70	0.69	0.69	0.68	0.68	0.68	0.71	0.68	0.72
PK	0.71	0.71	0.70	0.70	0.69	0.69	0.68	0.68	0.68	0.71	0.68	0.73
cPW			0.66	0.70	0.64	0.63	0.66	0.64			0.61	
mPW	0.62	0.60	0.62	0.62	0.59	0.59	0.58	0.59	0.58	0.58	0.59	0.59
PW	0.62	0.60	0.63	0.64	0.60	0.59	0.59	0.60	0.58	0.58	0.59	0.59
cTW		0.66		0.69	0.67	0.67	0.70	0.64	0.68		0.63	
mTW	0.61	0.59	0.64	0.61	0.62	0.60	0.59	0.59	0.58	0.59	0.61	0.59
TW	0.61	0.62	0.64	0.65	0.65	0.62	0.61	0.60	0.60	0.59	0.61	0.59

Tabelle 3

Mittlere Monatsmittel des vertikalen Temperaturgradienten γ
Deutsche aerologische Vormittagsaufstiege 1929-1931

	Januar	Febr.	März	April	Mai	Juni	Juli	August	Sept.	Okt.	Novemb.	Dezb.
AL	0.78	0.77	0.77	0.79	0.76	0.79			0.75	0.75	0.76	0.81
TL	0.62	0.62	0.62	0.62	0.61	0.59	0.58	0.56	0.59	0.57	0.59	0.57

Um ein Bild der vertikalen Verteilung der M in ihren Einzelfeldern zu gewinnen, wurden sämtliche zur Verfügung stehenden deutschen aerologischen Vormittagsaufstiege der Jahre 1929, 1930 und 1931 im Thetagramm dargestellt, und in engster Verbindung mit der M-Analyse der Bodenwetterkarte wurde eine Untersuchung aller Fälle von in Mitteleuropa vorkommender TL und AL für jeden einzelnen Tag bezw. Monat durchgeführt und Mittelwerte für Θ', γ und R gebildet.

gebildet. Für das Jahr 1931 wurde außerdem eine weitere Unterteilung in aktive und passive AL, PL (PK und PW) sowie TL vorgenommen.

Für die Jahre 1929 und 1930 erstreckte sich die Untersuchung zunächst nur auf Fälle mit aktiven, einbrechenden M ohne jedwede Bodeninversions- bezw. Bodenüberhitzungsschicht. Da deren Zahl aber in Mitteleuropa relativ klein ist, wurden auch alle anderen, zahlreichen Fälle herangezogen, wo es sich zwar auch um in Bewegung befindliche M handelt, die aber bereits durch Ausbildung einer Bodeneinflußzone eine Veränderung der untersten Schichten erfahren haben. Unter Ausschaltung dieser Bodenstörungsschicht wurde nunmehr vom Temperaturumkehrpunkt ($\gamma = \pm 0$) ausgehend die T und R-Werte der Masse bis zum Beginn der ersten Sperrschicht bezw. Uebergangsschicht gemittelt. Es ergab sich dabei, daß derart gefundenen Werte sowohl für θ', als auch besonders für γ mit den selteneren, gleichzeitig auftretenden Fällen ohne Bodenstörungsschicht voll übereinstimmten. Die Untersuchung ergab weiter, daß zwar der γ -Wert auf großen Gebieten in ein und derselben aktiven homogenen Masse - also solange diese überwiegend in horizontaler Bewegung war - nur geringfügige unwesentliche Aenderungen aufwies. In ein und derselben homogenen, aktiven Masse war dagegen der θ'-Wert jedoch abhängig von der Nähe der Quelle und war gleichzeitig den großzügigen jahreszeitlichen Schwankungen unterworfen. Uebereinstimmend zeigte sich mit zunehmender Entfernung von der Quelle bereits auf dem kleinen Raume von Deutschland bei nahezu konstantem γ in der gesamten, durchmessenen Schicht bei der TL ein langsam abnehmender, bei der AL ein etwas rascher zunehmender Wert von θ'.

In den nun folgenden Tabellen 4 und 5 werden die aus den im Thetagramm dargestellten aerologischen Aufstiege gewonnenen monatlichen Mittelwerte der Temperatur einer aktiven arktischen und subtropischen Luftmasse wiedergegeben.

Tabelle 4

T_o und T_z für AL (1929-1931 über Mitteleuropa)

Temperaturen in Höhenlagen 0-5000 m

(R_z = const. = $\bar{R}$)

Monat	R in %	Boden	1000 m	2000 m	3000 m	4000 m	5000 m
Januar	87	- 2.3	-10.1	-17.9	-25.6	-33.4	-41.2
Februar	85	- 4.4	-12.1	-19.8	-27.4	-35.1	-42.8
März	78	- 0.3	- 8.0	-15.6	-23.3	-31.0	-38.6
April	80	1.9	- 6.0	-13.8	-21.6	-29.6	-37.4
Mai	78	6.0	- 1.6	- 9.2	-16.8	-24.4	-32.0
Juni	74	9.5	1.6	- 6.4	-14.3	-22.2	-30.2
Juli							
August							
September	80	11.3	3.8	- 3.6	-11.1	-18.6	-26.0
Oktober	78	6.3	- 1.2	- 8.7	-16.3	-24.8	-31.3
November	79	3.6	- 4.0	-11.5	-19.1	-26.7	-34.3
Dezember	85	- 1.1	- 9.2	-17.3	-25.4	-33.5	-41.6

Tabelle 5

Tabelle 5

T_o und T_z für TL (1929-1931 über Mitteleuropa)

Temperaturen in Höhenlagen 0-5000 m.

(R_z = const. = $\bar{R}$)

Monat	R in %	Boden	1000 m	2000 m	3000 m	4000 m	5000 m
Januar	67	14.0	7,8	1,6	-4,6	-10.9	-17.1
Februar	73	13,6	7,4	1,2	-5,0	-11,2	-17,4
März	70	14.0	7,8	1,7	-4,5	-10,7	-16,8
April	74	14,9	8.7	2,5	-3.7	- 9,9	-16,1
Mai	69	19.0	12.9	6,9	0,8	- 5,3	-11,4
Juni	70	20.3	14,4	8,6	2,8	- 3,1	- 9,0
Juli	79	20.1	14,3	8,6	2,9	- 2,9	- 8,6
August	73	20.8	15.2	9,3	3,9	- 1,7	- 7,4
September	74	19.9	14.0	8,2	2,3	- 3,6	- 9,5
Oktober	67	18.4	12.7	6,9	1,2	- 4,5	-10.2
November	67	15.0	9.1	3,2	-2,7	- 8,6	-14,5
Dezember	81	12.7	7.0	1,2	-4,5	-10,2	-16,0

Diese für die Höhenstufen 0, 1, 2, 3, 4 und 5 km für jeden Monat berechneten Mittelwerte wurden in engster Anlehnung an die M-Analyse der Bodenwetterkarte aus den im Thetagramm dargestellten Θ'-Werten der aerologischen Aufstiege gefunden. Zu beachten ist hierbei, daß die in den Tabellen 3 und 4 enthaltenen Werte von T_o für eine mittlere, monatliche relative Feuchte gelten, also gewissermaßen auf einen Generalnenner gebracht wurden. Zu bemerken ist ferner noch, daß die AL in der wärmeren Jahrezzeit in Mitteleuropa im Juli und August als zusammenhängende, größere homogene Maße nicht vorkommen dürfte (vgl. auch Bergeron (12) und Schinze (6)). Ein tropfenförmiges, schlierenartiges Auftreten der AL ist jedoch in der ersten Julidekade und in der zweiten Augusthälfte durchaus nicht selten.

Die folgenden Tabellen 6 u.7 *)zeigen die dreijährigen Mittelwerte der Bodentemperatur bei verschiedener relativer Feuchte für aktive einbrechende AK und TW. Die in der Wetterkarte enthaltenen Angaben der Temperatur und Feuchte können also unter den bereits früher gemachten Voraussetzungen und Einschränkungen mit Hilfe der in den Tabellen 5 und 6 enthaltenen repräsentativen Zahlenwerte - auch ohne Berechnung der Θ'-Werte - für alle Termine bereits zu einer - zwar nur überschlagsmäßigen - qualitativen Analyse des Temperatur- und Feuchtefeldes der AL und TL Verwendung finden.

Um auch ohne Darstellung der aerologischen Aufstiege im Thetagramm bereits angenähert entscheiden zu können, welchem Temperatur- und Feuchtefeld der estremen Hauptluftmassen ein in der Höhe gefundener Temperatur- und Feuchtewert zuzuordnen ist, sind die Tabellen 4 und 5 zu benutzen. Da den in den Tabellen enthaltenen Temperaturwerten ein in der ganzen Schicht gleichbleibender Wert der relativen Feuchte zugrunde gelegt ist, so muß man beachten, daß bei alleiniger Verwendung dieser Temperaturwerte zu einer ersten großzügigen, angenäherten Analyse einer der beiden troposphärischen Hauptmassen (Al und TL) aus den aerologischen Daten die Werte der relativen Feuchte, die unter dem jeweiligen monatlichen Mittelwert der betreffenden Tabelle liegen eine Erhöhung bezw. im umgekehrten Falle eine Erniedrigung der jeweils beobachteten Temperatur erforderlich macht, um mit der Tabelle vergleichbare Werte der AL bezw. TL zu erhalten.

---

*) Tabellen s. auf Seite 168.

Tabelle 6

T_o bei versch. R für AL (1929-1931 über Mitteleuropa)

Typische Bodenwerte der Temperatur bei verschiedener rel. Feuchte.

U	IX	VIII	VII	VI	V	IV	III	II	I	0
R	95%	85%	75%	65%	55%	45%	35%	25%	15%	5%
Januar	-2.7	-2.2	-1.6	-1.0	-0.2	+0.5	1.1	1.9	3.0	4.0
Februar	-5.0	-4.4	-3.9	-3.3	-2.6	-2.0	-1.2	-0.4	+0.3	+1.2
März	-1.4	-0.8	-0.2	+0.4	1.1	2.0	2.9	3.8	4.8	6.1
April	1.0	1.7	2.4	3.1	4.0	4.9	5.9	7.0	8.2	9.9
Mai	4.8	5.5	6.2	7.1	8.1	9.1	10.4	11.9	13.8	16.2
Juni	7.7	8.6	9.5	10.5	11.6	12.8	14.4	16.1	18.6	21.9
Juli										
August										
September	9.8	10.7	11.8	12.9	14.1	15.6	17.3	19.4	22.0	26.0
Oktober	5.0	5.8	6.7	7.5	8.5	9.6	10.9	12.3	14.2	16.7
November	2.5	3.1	3.9	4.7	5.6	6.6	7.8	8.9	10.4	12.3
Dezember	-1.6	-1.1	-0.5	0.2	0.9	1.7	2.6	3.6	4.6	5.9

Tabelle 7

T_o bei versch. R für TL (1929-1931 über Mitteleuropa)

Typische Bodenwerte der Temperatur bei verschiedener rel. Feuchte.

U	IX	VIII	VII	VI	V	IV	III	II	I	0
R	95%	85%	75%	65%	55%	45%	35%	25%	15%	5%
Januar	11.1	12.1	13.2	14.3	15.6	17.1	19.0	21.1	24.1	28.3
Februar	11.3	12.3	13.4	14.6	15.9	17.4	19.3	21.4	24.4	28.7
März	11.3	12.3	13.4	14.6	15.9	17.4	19.2	21.4	24.4	28.6
April	12.7	13.7	14.8	16.1	17.4	19.1	20.7	23.1	26.2	30.7
Mai	16.0	17.0	18.2	19.7	21.3	23.3	25.6	28.4	32.4	38.8
Juni	17.3	18.4	19.8	21.2	22.9	24.9	27.2	30.0	34.2	-
Juli	18.2	19.4	20.6	22.1	23.8	25.9	28.2	31.4	35.8	-
August	18.1	19.2	20.5	22.0	23.7	25.7	28.0	31.1	35.5	-
September	17.4	18.5	19.9	21.3	23.0	25.0	27.4	30.2	34.4	-
Oktober	15.1	16.2	17.4	18.9	20.3	22.2	24.2	27.1	30.9	37.0
November	12.0	13.0	14.1	15.3	16.7	18.3	20.2	22.4	25.5	29.8
Dezember	11.3	12.3	13.4	14.5	15.8	17.4	19.3	21.5	24.5	28.8

An Hand der Abbildung 1 (am Schluß der Arbeit) soll nunmehr auf einige wesentliche Eigenschaften der im Thetagramm dargestellten Θ'-Werte eingegangen werden. In schematischer Weise zeigt das Schema-Thetagramm die 3 aktiven, übereinanderliegenden troposphärischen Hauptluftmassen - die Al, PL (PK und PW) und TL - die durch eine Sperrschicht ($\gamma < 0$) bezw. eine Übergangsschicht ($0 < \gamma < 0.5$) voneinander getrennt sind. In der unteren, kältesten M (AL) ist eine für die Vormittagsstunden typische Bodeninversionsschicht ($\gamma < 0$) und eine mittägliche Bodenüberhitzungsschicht (γ überadiabatisch) angenommen worden.

Die

Die praktischen Homologen - also die Kurven, die einer mittleren monatlichen γ, R und Θ' - Verteilung entsprechen - sind für die AL, PL (PK und PW) und TL als fein punktierte Linien zur Darstellung gelangt. Zwischen der AL und PL (PK) finden wir eine Sperrschicht ($\gamma < 0$) zwischen der PK und PW eine Übergangsschicht ($0 < \gamma < 0.5$) und zwischen der PW und TL ebenfalls eine weitere Übergangs- oder Zwischenschicht ($0 < \gamma < 0,5$). Während bei der Zwischenschicht, die als Angleichzone bezw. Mischzone zweier troposphärischer M verschiedener Art und verschiedenen Alters gelten kann und bei der Sperrschicht, die eine sprunghafte Änderung zwischen 2 Hauptmassen zeigt, γ zweimal eine 0-Punkt durchläuft, hat die Bodeninversion (die Bodenstörungsschicht) nur einen (oberen) γ - 0 - Punkt. Dieser bodennächste Teil der Θ' - Kurve - und darauf soll besonders hingewiesen werden - ändert seine Lage im allgemeinen sehr rasch, da er (sein Θ'-Wert) mit Ausnahme von aktiven - also stärker bewegten - M vom Tagesverlauf der Ein- und Ausstrahlung sowie im stärksten Maße von der jeweiligen Unterlage abhängig ist. Wie schon früher erwähnt, ergibt sich hieraus, daß die Boden - Θ' - Werte für eine thermodynamische, synoptische Arbeitsmethode wenig brauchbar sind und nur bei aktiven M als repräsentative Werte gelten können. Eine Konstruktion von Θ' - (Θ'-Isogrammen) am Boden muß also fast immer zu einer Fehlanalyse führen. Es zeigt sich ferner, wie außerordentlich wichtig eine Heraunziehung und Verwertung aller aerologischen Daten zur praktischen Analyse der M ist. Es wäre weiterhin auch falsch, bei Vorhandensein von solchen Bodenstörungsschichten durch Zeichnen von Θ' - Isogrammen auf der Wetterkarte eine Abgrenzung dieser kältesten oder wärmsten Bodenschichten vorzunehmen, da es sich hierbei um keine dynamisch bedingten Diskontinuitäten, sondern meist nur um das rein thermisch verursachte und stark lokal variierte Produkt nächtlicher Ausstrahlung bezw. Einstrahlung tagsüber - also der "effektiven Ausstrahung" und "effektiven Einstrahlung" im Sinne Geigers (13) - handelt. Leicht liefe man sonst auch Gefahr - wie z.B. Bergeron (2) schon 1928 s. 68, 2 bemerkt -, daß man bei einer synoptischen Abgrenzung "derartiger Luftkörper" wesentlich nur mit Hilfe der Bodentemperaturen (bezw. der Θ'-Bodenwerte ohne Berücksichtigung der Thetagramme) sämtliche dynamisch belanglosen, lokal-orographischen bezw. kontinental-maritim bedingten Fronten den dynamisch wichtigen, wetterwirksamen Massengrenzen gleichstellt, wenn nicht gar überordnet. Für die Vorhersagepraxis sind außerdem derartige, nur auf die unterste Schicht beschränkte, wenn auch oftmals recht großen Unterschiede der Bodenwerte für die M-Diagnose nur von sehr geringer Bedeutung. Ein Einzeichnen dieser nicht wetterwirksamen Fronten kann leicht zu Fehlschlüssen der wahren M-Verteilung und damit natürlich auch zu Fehlprognosen führen.

Im folgenden soll nunmehr auf einen Spezialfall der Verwendung der im Thetagramm dargestellten aerologischen Aufstiege eingegangen werden. Und zwar soll ein Problem behandelt werden, daß erstmalig bereits 1920 von W. Peppler (14) in der grundlegenden Arbeit "Reif- und Eisbildung in der freien Atmosphäre" dargestellt wurde und mit dem man sich in den letzten Jahren gerade im Kreise der Flugmeteorologen viel beschäftigt hat, das Problem der Vereisungsgefahr bei Flugzeugen. Besonders soll hier auf die ausführliche Arbeit von Noth (15) hingewiesen werden und die Arbeiten von Hebner (16), Kopp (17), Koppe (18), Lohr (19), Steiner (20) und K. Wegener (21) genannt werden. In einigen dieser Arbeiten ist besonders Rücksicht auf das technische und physikalische Problem der Flugzeugvereisung genommen worden. Im Gegensatz hierzu will ich mich nur an die rein synoptische Erfassung und luftmassenmäßige Bearbeitung von Vereisungswetterlagen beschränken. Bevor ich an die luftmassenmäßige Bearbeitung dieser Probleme heranging, glaubte ich aus den Analysen der Bodenwetterkarte annehmen zu können, daß gefährliche Flugzeugvereisung immer dann eintritt, wenn eine winterliche Kaltwetterlage in Mitteleuropa

durch

durch einen Vorstoß subtropischer Warmluft (vgl. auch Steiner (20) S. 336) beendet wird. Die aerologisch synoptische Untersuchung ergab jedoch ein anderes Bild. Sämtliche zur Verfügung stehenden aerologischen Flugzeug- und Drachenaufstiege der Jahre 1926 bis 1931, die mit der Bemerkung Eisansatz bezw. Vereisung versehen waren (bei den Drachenaufstiegen außerdem auch alle Fälle mit Reifansatz) wurden zur Untersuchung herangezogen und im Thetagramm dargestellt. Für sämtliche Wetterlagen wurde eine luftmassenmäßige Analyse nicht nur der Bodenwetterkarte, sondern auch eine luftmassenmäßige Einteilung der aerologischen Daten (Ergebnisse) vorgenommen. Die Untersuchung ergab dabei, daß für Mitteleuropa 2 Hauptarten von Vereisung existieren,, die sich auch in einer Zweiteilung der aerologischen Flugzeug-Aufstiegsorte wiederspiegelten.

Die eine Gruppe, die sich in der Hauptsache aus Aufstiegen von Darmstadt und München zusammensetzt, ist typisch für eine Vereisung der wärmeren Jahreszeit, die in mittleren Höhen, häufig zwischen 2500 und 3500 m im Bereiche sehr feuchter - vielfach übersättigter - Luft stattfand. Die Luftmassenanalyse ergab, daß in fast allen diesen Fällen der Aufstieg im Bereiche einer mPK stattgefunden hatte, wobei häufig eine Okklusion in mittleren Höhen - und zwar meist eine Übergangszone von PK in PW - mit der Vereisungszone identisch war. Da in den bodennahen Schichten die Temperaturen immer erheblich über dem Gefrierpunkt lagen und die relative Feuchte verhältnismäßig niedrig lag, so dürfte diese Art der Vereisung nur im eigentlichen Hochgebirge - also z.B. beim Überqueren der Alpenkette - zu Schwierigkeiten für das Flugzeug führen.

Ganz anders verhielt sich dagegen die zweite Gruppe der Vereisung, die fast ausnahmslos nur in der kälteren Jahreszeit vorkommen dürfte. Diese Art der Vereisung findet in den bodennahen Schichten statt, und zwar gerade in der normalen, mittleren Flughöhe der Verkehrsmaschinen. Die Luftmassenanalyse der Bodenwetterkarte zeigt in diesen Fällen fast übereinstimmend eine arktische Kaltmasse, die von milderen, subpolaren Luftmassen angegriffen wird. Die Vertikalanalyse der Luftmassen im Thetagramm ergab nun folgendes Bild, wobei immer zu beachten ist, daß die gefährlichste Vereisung nur ausnahmsweise und auch nur bis zu einem gewissen Grade sich durch einen aerologischen Flugzeugaufstieg erfassen ließ. Bei Vereisung in den unteren Schichten fand sich am Boden AL vor, die durch eine ausgeprägte, vertikal meist nur wenig mächtige Sperrschicht von einer PL getrennt war. Eine weitere Unterteilung der zweiten Gruppe der Vereisungswetterlagen konnte durchgeführt werden, indem in Fällen mit austrocknender, bzw. teilweise absinkender PL (also Messungen mit überwiegend geringer relativer Feuchte im Aufstieg) im allgemeinen nur leichte Vereisung eintrat bzw. bei Drachenaufstiegen Reifansatz gemeldet wurde. In diese Gruppe dürften auch die in der Arbeit von Noth (15) erwähnten amerikanischen Berichte über feinkristallinen Ansatz - also reifartigen Ausscheidungen - an Flugzeugen eingeordnet werden.

Im anderen Falle dagegen zeigt die aufgleitende PL hohe relative Feuchte - ja häufig Übersättigung - und die Temperatur der sehr feuchten Luftmassen lag sehr häufig 3° bis 5° unter dem Gefrierpunkt. Auch in diesem Falle konnte meist eine scharf ausgeprägte, vertikal wenig mächtige Sperrschicht zwischen AL und PL bei den im Thetagramm dargestellten aerologischen Aufstiegen festgestellt werden. Die Abb. 2 zeigt das typische Thetagramm für gefährliche Vereisung in der kalten Jahreszeit. Als Typ-Thetagramm für Vereisung in den bodennahen Schichten wurden Lindenberg vom 23.1.1928 14 Uhr und Königsberg vom 19.12.1929 sowie vom 15.12.1930 gewählt. Der Aufstieg von Königsberg am 19.12.1929, der wegen beginnenden Eisansatzes abgebrochen wurde, zeigt das für gefährliche Vereisung in jeder Hinsicht typische Thetagramm. Besonders interessant sind die gleichzeitigen Aufstiege von Königsberg und Lindenberg vom 15.12.1930, wobei der Flugzeugaufstieg von Königsberg von 8 Uhr Eisansatz meldet. Die Vertikalanalyse der troposphärischen Luftmassen ergibt, daß in Königsberg die AL (AK) bis 600 m reicht und daß nach einer weiteren 600 m mächtigen, stark ausgeprägten

prägten Sperrschicht ab 1200 m die gleiche wärmere Luftmasse (PL) anzutreffen ist, die Lindenberg nach einer 180 m hohen Bodeninversionsschicht bereits ab 300 m aufweist.

Man kann natürlich einwenden, daß es für praktische Verhältnisse keine allzugrosse Bedeutung haben kann, wenn erst ein Flugzeug aufsteigen muss und es der Gefahr der Vereisung ausgesetzt wird, um aus den gewonnenen und im Thetagramm dargestellten aerologischen Daten die Bestätigung der Vereisungsgefahr zu erfahren. Die synoptische Untersuchung ergab jedoch, daß dies nicht unbedingt nötig ist, da bei einer sorgfältigen luftmassenmäßigen Analyse bereits aus der Bodenwetterkarte zumindest die gefährlichen Vereisungswetterlagen und Eisregenwetterlagen der kälteren Jahreszeit rechtzeitig zu erkennen sind. Voraussetzung ist natürlich dabei, daß die Luftmassenanalyse sich auf eine fortlaufende, mindest 3 mal täglich durchgeführte sorgfältige Konstruktion der Bodenwetterkarte gründet. Gefährliche Flugzeugvereisung in den bodennahen Schichten und Eisregen tritt besonders bei Beendigung einer durch arktische Luftmassen aufgebauten antizyklonalen Kaltwetterlage infolge Aufgleitens einer aktiven subpolaren Luftmasse ein. Im Kampfgebiete der AL und PL, also in der eigentlichen Frontalzone findet hierbei die gefährliche Vereisung statt, wobei starke Konvergenz und vor allem quasistationäre Frontalzonen besonders effektiv sind. Da die Neigung der Trennungsflächen zwischen AL und PL bei gefährlicher Vereisung meist nicht steil ist und sich also gegensätzlich zu der steilen Neigung der typischen Schleifzonenwetterlagen (Moese und Schinze (22)) verhält (vgl. auch meine Ausführungen (10) über das Typ-Thetagramm "Schleifzonenwetterlage") so beträgt die Tiefe der eigentlichen Vereisungszone meist 100 bis 200 km. Die Längenausdehnung dieses Vereisungsstreifens, der sich mit der allgemeinen Zirkulation weiterbewegt, ist dagegen oft sehr beträchtlich, jedoch abhängig von der Topographie. Dieser Vereisungsstreifen bzw. die "Vereisungsmauer" ist aber nicht unüberwindlich, sondern tritt streng genommen nur im topographisch ungestörten Gelände also in Mitteleuropa speziell im mittel- und norddeutschen Flachlande, sowie an der deutschen Ostseeküste auf. Im Gebirgsvorlande kann dagegen im Strömungslee eine teilweise Zerstörung dieser Vereisungsmauer durch Föhneffekt eintreten, während andererseits natürlich auf der Luvseite der Gebirge die bekannten typischen orographischen Verstärkungseffekte in fast allen Einzelfeldern der Luftmasse (M) aufzutreten pflegen. Zu beachten ist ferner, daß das Vereisungsgebiet, die Vereisungsmauer, immer vor der am Boden auftretenden Diskontinuität - also im eigentlichen Gebiete der AL - anzutreffen ist. Als Folge der vorwiegend (wenig steilen flachen Neigung der Frontalzone beginnt fernerhin die Vereisungsmauer meist erst in einer Entfernung von 50 bis 100 km vor der am Erdboden auftretenden Diskontinuität. Die relative Häufigkeit der Vereisung in tieferen Schichten, die aus der Bearbeitung der Aufstiege von Hamburg und vor allem von Königsberg hervorgeht, ist also auf die großzügig topographisch nur wenig gestörte Lage dieser Stationen und auf das relativ häufige Auftreten von arktischen Frontalzonen zwischen der AL und PL in den küstennahen Gebieten zurückzuführen. Zu beachten ist für Nord- und Nordostdeutschland, daß z.B. die pommerschen und ostpreußischen Höhenzüge zwar nur ganz schwache Föhneffekte auslösen, aber trotz ihrer geringen Höhenerstreckung bereits zu einer sehr beachtlichen Stauwirkung führen. Ganz anders verhalten sich die Aufstiegsorte Darmstadt und vor allem München. In diesen Gebieten macht sich der präfrontale, orographisch bedingte Auflösungseffekt der Vereisungsmauer besonders stark bemerkbar. Aus der Bearbeitung des vorhandenen Materials geht hervor, daß bei beiden letztgenannten Stationen das typische Vereisungsthetagramm nur sehr selten vorkommt und Vereisung fast immer erst in größeren Höhen aufzutreten pflegt.

Zusammenfassend kann vom synoptischen Standpunkt gesagt werden, daß unter Voraussetzung einer sorgfältig durchanalysierten Bodenwetterkarte es bereits heute möglich sein dürfte, Gebiete mit gefährlicher Vereisung bzw. mit Eisregen rechtzeitig zu erkennen. Die "Vereisungsmauer" tritt dabei fast übereinstimmend

im

im topographisch wenig gestörten Gelände, präfrontal 50 bis 100 km vor einer aktiv vordringenden PL in der AL auf. Die vordringende PL muß dabei im Grenzgebiete bzw. in der Frontalzone zwischen AL und PL noch aktiv sein - sich also noch in stärkerer Horizontalbewegung befinden und vor allem noch große relative Feuchtigkeit (bzw. Übersättigung) aufweisen. Beim Fehlen aerologischer Aufstiege geben die Feuchtemessungen der Bergstationen einen guten Anhalt über die Feuchteverteilung mit der Höhe, die dabei als angenähert identisch mit den Verhältnissen der freien Atmosphäre anzusehen ist. Wie schon Noth (15) in seiner bereits früher erwähnten Arbeit besonders bemerkt, ist aus dem Auftreten eines Steiggebietes des Luftdruckes in der andrängenden wärmeren Masse auf Vereisung zu schließen. In solchen Fällen handelt es sich aber nach Analyse der aerologischen Aufstiege um eine einbrechende, aktive PL, meist mPK, die zwar am Boden zunächst Temperaturanstieg auslöst und als sogenannter verkappter bzw. maskierter Kälteeinbruch in der Literatur bekannt ist. Der vertikale Temperaturgradient (vgl. Schinze (12)) ist jedoch nach Ausschaltung einer eventuell bereits auftretenden Bodenstörungsschicht genau wie der erwähnte Druckeffekt in allen solchen Fällen typisch für eine einbrechende Kaltmasse (KM). Wie auch schon Noth ausserdem erwähnt, sind diese typischen, gefährlichen Vereisungslagen meist identisch mit Eisregenwetterlagen, und am Erdboden auftretender gefährlicher Glatteisbildung. Die Heranziehung und Bearbeitung solcher, besonders stark ausgeprägter Glatteiswetterlagen aus früheren Jahren könnte daher bei einer nachträglichen M-Analyse zu einer weiteren Erhärtung der aus dem bereits vorliegenden Material gewonnenen Erfahrungstatsachen führen.

Literaturverzeichnis.

1) T. Bergeron und G. Swoboda, Wellen und Wirbel an einer quasistationären Grenzfläche über Europa, Veröffentl. d. Geof. Inst. d. Univ. Leipzig, 2. Serie, III.2. Leipzig 1924

2) T. Bergeron, Über die dreidimensional verknüpfende Wetteranalyse Geofys.Publ., Vol. V, Nr.6, Oslo 1928

3) M. Robitzsch, Die Verwertung der durch aerologische Versuche gewonnenen Feuchtigkeitsdaten zur Diagnose der jeweiligen atmosphärischen Zustände, Arbeiten d.Pr.Aeron.Obs. Lindenberg, Braunschweig 1928, XVI, C.

4) W.v.Bezold, Wissenschaftliche Luftfahrten 1900, III, S. 310

5) O. Moese und G. Schinze, Das Thetagrammpapier Met. Zeitschrift 1932.

6) G. Schinze, Zur Diagnose der Juni-Kälterückfälle mittels aerologischer Synoptik, Met. Zeitschrift 1931, Heft 10, S.373

7) G. Schinze, Troposphärische Luftmassen und vertikaler Temperaturgradient. Beitr. z. Phys. d. fr. Atmosphäre, Bjerknes-Festband 1932

8) O. Moese, Graphische Tabellen zur Berechnung äquivalent-potentieller Temperaturen für aerologisch-synoptische Zwecke, Breslau-Krietern 1932

9) O. Moese und G. Schinze, Zur Analyse von Neubildungen Annal. d. Hydrographie u. marit. Met. 1929, S.78/79.

10) G, Schinze, Die praktische Wetteranalyse.
Archiv der Deutschen Seewarte, Hamburg 1932

11) G, Schinze, Die Erkennung der troposphärischen Luftmassen aus ihren Einzelfeldern, Met, Zeitschrift 1932

12) T, Bergeron, Richtlinien einer dynamischen Klimatologie.
Met, Zeitschrift 1930, S,246 - 262.

13) R, Geiger, Das Klima der bodennahen Luftschicht.
Verlag Vieweg, Braunschweig 1927

14) W, Peppler, Reif- und Eisbildung in der freien Atmosphäre, Beiträge zur Physik der freien Atmosphäre, 1920. X,Band Seite 38 bis 51.

15) H, Noth, Die Vereisungsgefahr bei Flugzeugen,
Arbeiten des Pr, Aeron, Observatoriums Lindenberg, XVI, Band, Heft G, 1930.

16) Hebner, Erfahrungsberichte des Deutschen Flugwetterdienstes, II, Folge Nr, 25

17) Kopp, Erfahrungsberichte des Deutschen Flugwetterdienstes, II, Folge, Nr, 1

18) Koppe, Zeitschrift für Flugtechnik und Motorluftschiffahrt, 1929, Heft 14 und 15.

19) A, Lohr, Ergebnisse der Hamburger Flugzeugaufstiege der Deutschen Seewarte, 1, Reihe, Archiv der Dt, Seewarte, 49, Band, Nr, 10, Hamburg 1931

20) Steiner, Vereisung von Flugzeugen.
Met, Zeitschrift 1930, Heft 9, S, 335/336.

21) K, Wegener, Die Vereisung von Luftfahrzeugen.
Met, Zeitschrift 1930, Heft 4, S,145 - 147

22) O, Moese und G, Schinze, Die Schleifzone vom 15, und 16, Oktober 1926.
Das Wetter 1927, 44, Jahrgang, S, 2 bis 7.

Tabelle 1

Troposphärische M über Mitteleuropa

Bezeichnungen: A = arktisch, T = subtropisch, E = äquatorial, F = Front, Frontalzone, M = Luftmasse, K = Kalt-(masse), W=Warm-(masse), m=maritim, c = kontinental, f=Föhn-, Absinken, s = Stau-, e = Ausstrahlung (Bodeninversion), i = Einstrahlung (Bodenüberhitzung),

Aus " Untersuchungen zur aerologischen Synoptik" G. Schinze, Breslau 1931.

Luftart nach Einteilung		Lebensgeschichte (großzügige Beeinflussung	Hauptsächliche Ursprungsgebiete	Hauptzeit des Auftretens
absolut (geographisch)	relativ (thermodynamisch)			
AL	AK	mAK	Grönland, Spitzbergen	ganzjährig mit Ausnahme Juli-Aug.
		cAK	Nowaja-Semlja, Barentsmeer, Nord-Russland	ganzjährig mit Ausnahme Juli-Aug.
PL	PK	mPK	Nördlicher Atlantik bezw. Canada	ganzjährig
		cPK	Inner-Rußland, Fennoskandien	kält. Jahreszeit
	PW	mPW	Nördl. Atlantik (~ 50°)	kält. Jahreszeit
		cPW	Süd-Rußland, Balkan	wärm. Jahreszeit
TL	TW	mTW	subtrop. Meere (Azoren-Mittelmeer	ganzjährig
		cTW	subtrop. Landmassen (Nordafrika bezw. südlicher Balkan)	ganzjährig
EL			thermischer Äquator (als Antipassat nach Mitteleuropa gelangend	nur warme Jahreszeit in der Höhe in antizyklonalen Gebieten

Tabelle 1

Troposphärische M über Mitteleuropa

Bezeichnungen: A = arktisch, T = subtropisch, Ä = Äquatorial, P = Polar, Frontalzone, M = Luftmasse, K = Kalt-(masse), W-Warm-(masse), m-maritim, c = kontinental, f=Föhn-, Abstinken, s = Stau-, e = Ausstrahlung (Bodeninversion), i = Hinstrahlung (Bodenüberhitzung).

Aus " Untersuchungen zur aerologischen Synoptik" O. Sonntag, Breslau 1933.

Luftart nach Klassifikation absolut (geographisch)	Luftart nach Klassifikation relativ (thermodynamisch)	Lebensgeschichte (grobskizzierte Beeinflussung)	Hauptsächliche Ursprungsgebiete	Hauptzeit der Auftreten
AL	AK	mAK	Grönland, Spitzbergen	ganzjährig mit Ausnahme
		cAK	Nowaja-Semlja, Barentssee, Nord-Russland	ganzjährig me Juli-Aug.
PL	PK	mPK	Nördlicher Atlantik bezw. Kanada	ganzjährig
		cPK	Inner-Russland, Fennoskandien	März-Januar
TL	TM	mTM	Nördl. Atlantik (~ 30°)	März-Januar
		cTM	Süd-Russland, Balkan	März-Januar
		mTW	subtrop. Meere (Azoren-Mittelmeer	ganzjährig
		cTW	subtrop. Landmassen (Nordafrika bezw. südlicher Balkan)	ganzjährig
EL		thermischer Äquator (als Antipassat nach Mitteleuropa fortgesetzt	nur warme Jahreszeit in der Höhe in antizyklonalen Gebieten

Abbildung 1.

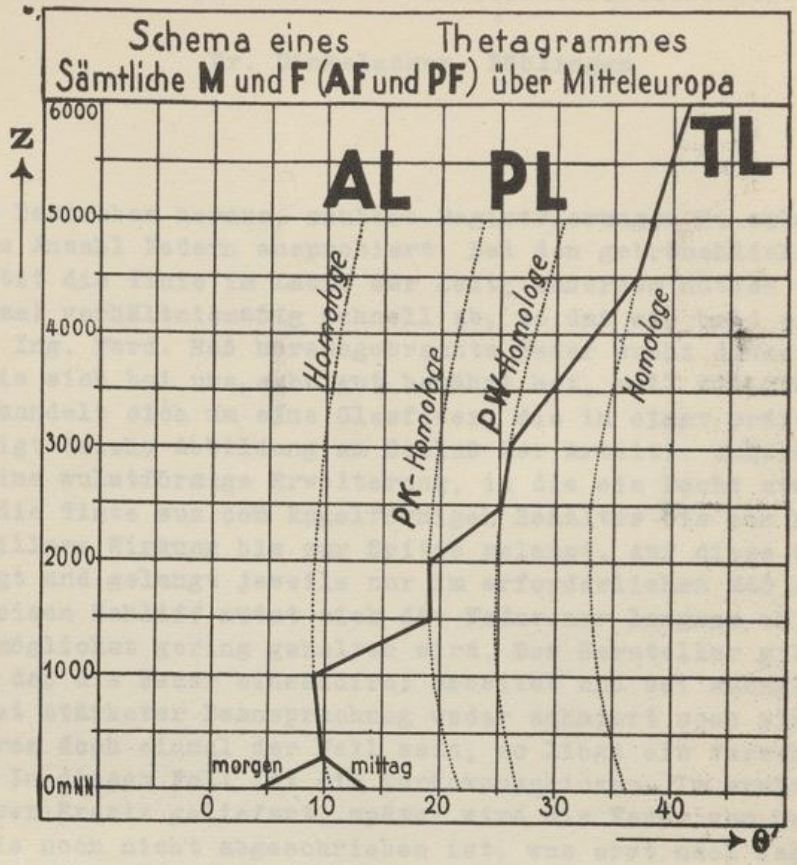
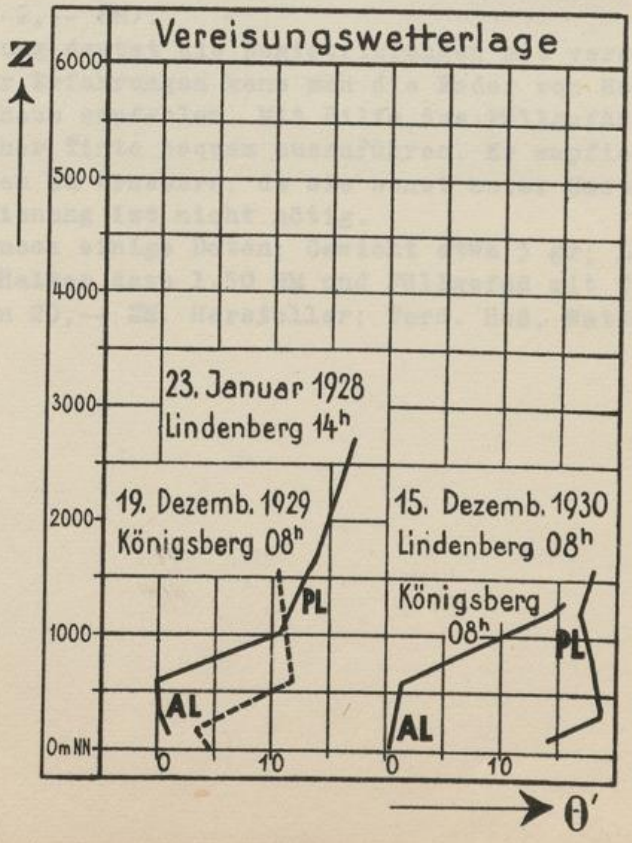


Abbildung 2.



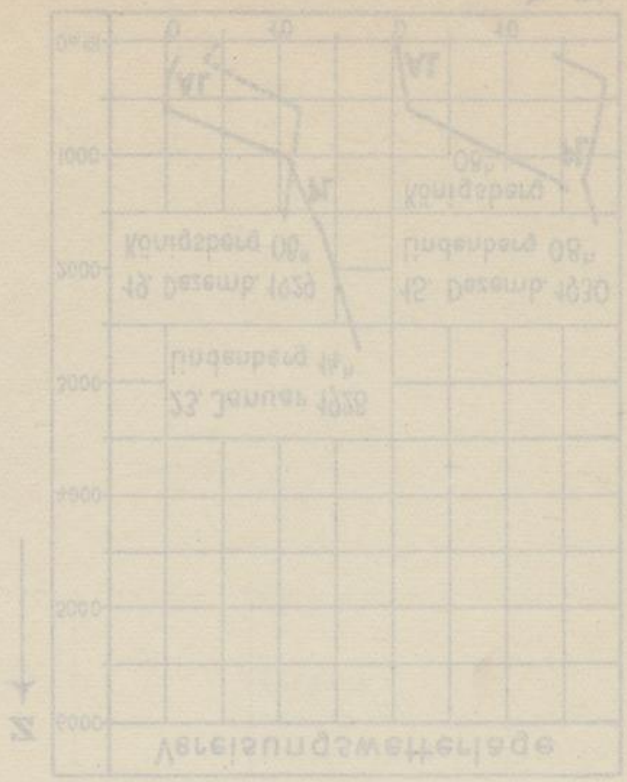


Abb. 2.

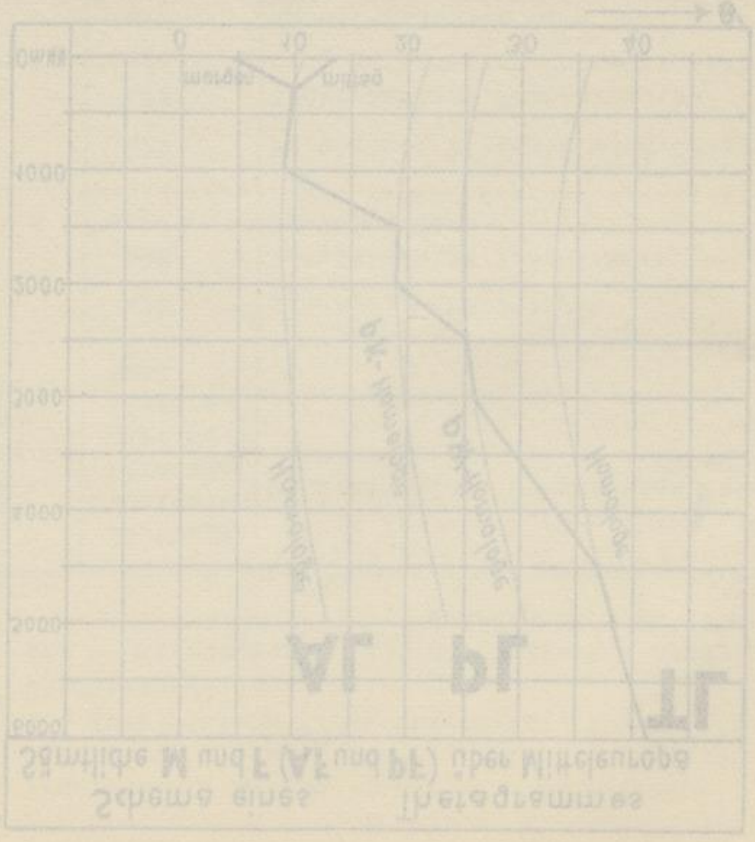


Abb. 1.

Bericht über eine Registrierfeder für Böenschreiber

Dr. Dinkelacker, Böblingen

Aus dem Bestreben heraus, saubere Registrierungen zu erhalten, wurden in Böblingen eine Anzahl Federn ausprobiert. Bei den gebräuchlichen offenen Federn verschmutzt die Tinte im Laufe der Zeit; außerdem nützen sich die Spitzen (Stahl und Glas) verhältnismäßig schnell ab, so daß sie bald schmieren.

Die von Ing. Ferd. Heß herausgebrachte Feder sucht diese Nachteile zu umgehen. Da sie sich bei uns sehr gut bewährt hat, soll sie hier kurz beschrieben sein. Es handelt sich um eine Glasfeder, die in einer präzise geschliffenen Kapillare endigt (siehe Abbildung am Schluß der Arbeit). Außerdem besitzt letztere eine kleine wulstförmige Erweiterung, in die ein Docht eingeführt ist. Dieser saugt die Tinte aus dem kugelförmigen Behälter bis zum Haarrohr, von wo sie durch kapillare Wirkung bis zur Spitze gelangt. Auf diese Weise wird die Tinte gereinigt und gelangt jeweils nur im erforderlichen Maß zur Spitze. Durch den präzisen Schliff nützt sich die Feder nur langsam ab, sofern der Auflagedruck möglichst gering gehalten wird. Der Hersteller gibt ein Jahr Garantie dafür, daß die Feder einwandfrei arbeitet und bei sachgemäßer Behandlung selbst bei stärkster Beanspruchung weder schmiert noch sich verstopft. Sollte letzteres doch einmal der Fall sein, so liegt ein Versehen in der Herstellung vor. In diesem Fall ist sie zurückzuschicken. Im ersten Jahr wird sofort kostenloser Ersatz geliefert, später wird die Feder vom Hersteller gereinigt, falls sie noch nicht abgeschrieben ist, was erst nach Jahren der Fall sein wird.

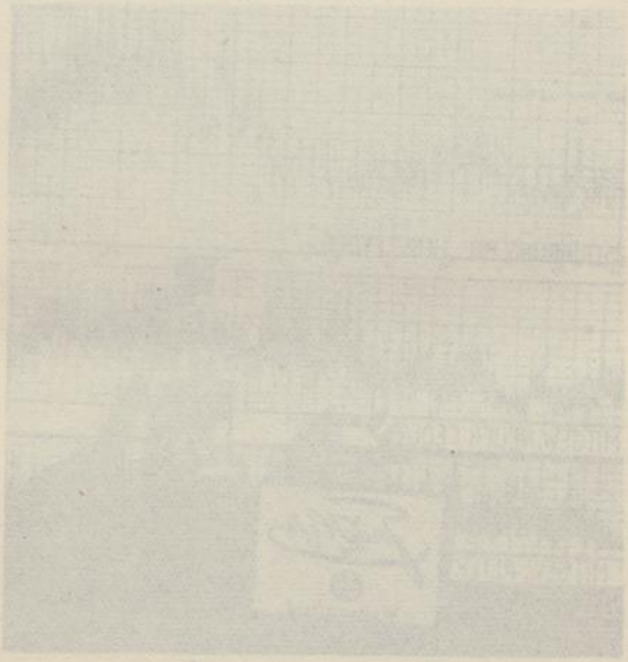
Der Halter, der zur Befestigung am Böenschreiber dient, darf bei dieser Gelegenheit nicht entfernt werden, da andernfalls die alte Schreiblage nicht mehr aufgefunden wird. Gibt die Kapillare nach Jahren zu wenig Tinte, so ist das Filter (mit Alkohol) zu reinigen oder zu erneuern, was am besten vom Hersteller ausgeführt wird, weil die richtige Pressung Erfahrungssache ist. Die Ausflußgeschwindigkeit der Tinte muß damit eingestellt werden. (Preis dieser Reinigungsarbeit 2,-- RM).

Die Abbildung deutet die Registrierungen mit verschiedenen Federn an. Auf Grund unserer Erfahrungen kann man die Feder von Heß, die übrigens das D.R.P. hat, durchaus empfehlen. Mit Hilfe des Füllgefäßes ist ein sauberes Nachfüllen frischer Tinte bequem auszuführen. Es empfiehlt sich, die Tinte etwa nach 1 - 2 Monaten zu erneuern, da sie sonst unter Umständen dick werden könnte. Eine weitere Bedienung ist nicht nötig.

Es folgen noch einige Daten: Gewicht etwa 3 gr; Lebensdauer ca 2-3 Jahre; Preis 16,-- RM; Halter dazu 1,50 RM und Füllgefäß mit Tinte (blau-violett) 2,50 RM. Zusammen 20,-- RM. Hersteller: Ferd. Heß, Wattenscheid, Westenfelderstraße 41/43.

Tafel 1

Feder Füllgefäß



Nebelforschung

Prof. Dr. Wigand, Hamburg. *)

1. Aufgaben der Nebelforschung.

Wir sehen bei unserer Hamburger Nebelforschung drei Aufgaben als wesentlich an: die synoptische, die klimatologische und die physikalische. Bei der optischen Aufgabe handelt es sich um die Auffindung einer zweckmäßigen Klassifikation der Nebelarten nach der Wetterlage auch aerologisch, und um die hiernach zu stellende Prognose für Bildung und Auflösung des Nebels; Herr Engelmann beteiligt sich an dieser Aufgabe als mein Mitarbeiter. Die klimatologische Aufgabe betrifft die geographische Verteilung und die Häufigkeit des Nebels, wozu wir heutzutage durch den Luftverkehr sehr reichhaltiges Material bekommen; mein Mitarbeiter Herr H.G. Müller beschäftigt sich mit diesen Fragen.

Was uns aber bei den Hamburger Arbeiten hauptsächlich interessiert und nach meiner Ansicht auch wirklich wesentlich weiterbringen wird, ist physikalische Nebelforschung. Ich beschränke mich hier auf einen Bericht über diese unsere Arbeiten. Es handelt sich dabei zunächst um die Vorgänge bei der Bildung des Nebels, also Fragen der Übersättigung und Untersättigung und der Kondensationskerne. Dann aber und vor allem haben wir uns eine exakte Messung von Zahl, Größe und elektrischer Ladung der Nebelteilchen sowie der Strömungsstruktur zur Aufgabe gemacht; und wir versuchen, eine Theorie der Beständigkeit des Nebels und seiner Koagulation zu entwickeln und sie durch Prüfung an den Messungsergebnissen zu vervollkommnen.

Es sind also zunächst reine Forschungsaufgaben, die wir uns gestellt haben; denn bis vor kurzem war die Kenntnis der Natur des Nebels überhaupt noch beschämend gering. Aber auch praktische Gesichtspunkte sind dabei von vornherein ins Auge gefasst worden, nämlich die Nebelprognose und die Entnebelung solcher Räume, wie sie für gefahrloses Landen eines Flugzeuges bei Nebel und vor einem fahrenden Schiff im Nebel zu dessen Sicherheit erforderlich sind.

2. Homogener Nebel.

Die Grundvorstellungen über den physikalischen Aufbau des Nebels, von denen wir ausgehen, sind die, daß für die Beständigkeit des Nebels eine gleichsinnige elektrische Ladung seiner Tröpfchen verantwortlich zu machen ist, und daß bei fehlender Ladung und hinreichender Größe derjenigen Kräfte, welche die Teilchen zusammentreiben, ein Zusammenfliessen nach den Gesetzen der Koagulation kolloidaler Lösungen erfolgt. Auf Grund der Elektrostatik und Aerodynamik wurde von Herrn Frankenberger und mir eine Theorie entwickelt, die für homogenen Nebel d.h. für Nebel mit gleichgroßen Teilchen, diejenige Mindestladung (Grenzladung) ergibt, welche die Teilchen besitzen müssen, damit sie infolge der elektrostatischen Abstoßungen am Zusammenstoßen verhindert werden. Als zusammentreibende Kraft tritt hier im wesentlichen die Strömungsstruktur auf, die man zahlenmäßig durch das Geschwindigkeitsgefälle in der Strömung erfasst, Dies kann zur Zeit

*) Ein Zuhörer des Vortrags hat ohne meine Zustimmung eine Mitteilung über das Entnebelungsverfahren in die Tagespresse gebracht, Diese Mitteilung läßt die nach dem Stande der Versuche noch gebotene Zurückhaltung vermissen und hat zu zahlreichen anderen, in den praktischen Erwartungen übertriebenen Pressenotizen geführt, was in Anbetracht des ernsthaften Charakters dieser Forschungsarbeiten zu bedauern ist.

noch nicht so exakt geschehen wie wir gerne möchten, da die Messgrundlagen dafür noch ziemlich roh sind. Theoretisch sind wir mit Herrn Prandtls Hilfe und experimentell durch neue Windstrukturmessungen meines Mitarbeiters Herrn Findeisen hierin in letzter Zeit weitergekommen.

Die berechneten Grenzladungen der Nebelbeständigkeit stimmen gut überein mit Tropfenladungen in beständigem und unbeständigem Nebel, die zusammen mit mir von den Herren Wittenbecher und Frankenberger gemessen worden sind. Beständiger Nebel ist höher gleichsinnig geladen als die Grenzladung, unbeständiger Nebel niedriger. Dabei konnte im Auffangekondensator oder mit der Raumladung bisher nur die mittlere Ladung einer großen Zahl, gleichzeitig im Nebel vorhandener Tropfen gemessen werden, was für die feinere Untersuchung des Problems noch nicht ausreicht.

Für die Koagulation des ungeladenen Nebels ergaben sich in befriedigender Übereinstimmung mit der Größenordnung beobachteter Regenintensitäten ähnliche Gesetze, wie sie bereits von Smoluchowski für Hydrosole entwickelt worden sind. Auch für das Nebel-Aerosol gelten also bei seiner Gerinnung quantitativ die kolloid-physikalischen Gesetze. Dabei wurde für den behandelnden homogenen Nebel das von H. Köhler gefundene "Gesetz der 2" als gültig angenommen, d.h. vorwiegende Vereinigung gleichgroßer Tropfen vorausgesetzt. Herr Frankenberger hat gezeigt, daß bei schwacher Ladung der Nebeltropfen die Koagulation nur wenig langsamer verläuft als ohne Ladung, und daß erst wenn die Grenzladung nahezu erreicht ist, eine starke Verlangsamung der Koagulation eintritt.

3. Inhomogener Nebel.

Wie der Koagulationsvorgang im inhomogenen Nebel, also beim Vorhandensein verschieden großer Tropfen verläuft, hat mein Mitarbeiter, Herr Findeisen nach einem von mir vorgeschlagenen mikro-kinematographischen Verfahren mit Dunkelfeldbeleuchtung untersucht. Durch Messung der Größe und Zahl der Einzeltropfen gelang es, sowohl in natürlichem wie in künstlichem inhomogenen Nebel den Gerinnungsvorgang zu verfolgen. Die Ergebnisse zeigen, daß hier das Köhler'sche "Gesetz der 2" keinesfalls gilt, sondern daß die Koagulation ganz wesentlich schneller verläuft. Dies ist, wie auch die theoretische Behandlung dieser Frage durch Herrn Findeisen klar gezeigt hat, nur dadurch möglich, daß auch ungleichgroße Tropfen zusammenfliessen, und zwar sogar bevorzugt, wobei die Differenz ihrer Fallgeschwindigkeiten die Tropfen zusammenführt. Wie diese Ergebnisse mit den experimentellen und theoretischen Ergebnissen für homogene Nebel in Einklang zu bringen sind, muß noch geklärt werden.

4. Messung der Einzelladung der Tropfen.

Da die Kenntnis der mittleren Ladung einer großen Tropfenzahl nur ein erster Schritt zum Verständnis der Vorgänge im Nebel und seiner Eigenschaften ist, bemühe ich mich schon lange, ein Verfahren zu finden, mit dem man die Ladung der einzelnen Tropfen messen und damit dann die Vorgänge der Aufladung und Entladung, der Stabilisierung und Entstabilisierung und damit der Entneblung verfolgen kann. Wie man im inhomogenen Nebel die Größenverteilung sämtlicher Tropfen wissen muß, wozu Herrn Findeisens Meßverfahren geeignet ist, so muß man auch die Ladungsverteilung in jeder Art Nebel messen können. Leider kann man wegen der großen Fallgeschwindigkeit der Nebeltröpfchen den Schwebekondensator nicht verwenden, weil man zu starke elektrische Felder dazu brauchen würde. Aber man kann die Fallbewegung der Tröpfchen messen, wenn auf sie gleichzeitig ein horizontal gerichtetes elektrisches Feld ablenkend wirkt. Mein Mitarbeiter, Herr H.G. Müller, hat die Entwicklung einer solchen Methode in Angriff genommen, mit der man das Verhältnis der Ladung zur Masse für die einzelnen Nebelteilchen bekommt. Die bisherigen Ergebnisse zeigen bereits für verschiedene Arten von Nebel die Ladungsverteilung mit einem sehr ausgeprägten Häufigkeitsmaximum, welches zeigt, daß es Nebel gibt, der auch hinsichtlich der Höhe der elektrischen Aufladung seiner Teilchen weitgehend homogen ist. Es fehlt uns noch eine

zu

zu dieser Ladungsmessung passende bequeme Auffangmethode zur Bestimmung der Größenverteilung der Teilchen, an der wir eifrig und mit der Hoffnung auf baldigen Erfolg arbeiten.

5. Berechnung der Aufladungsgeschwindigkeit von Wolken und Nebel.

Zur Orientierung über das Tempo, mit dem die Aufladung des Nebels oder einer Wolke vor sich geht, hat Herr Müller auf meine Veranlassung mit dem normalen vertikalen Ionenstrom und mit der Vorstellung der Ionenstaus im Aerosol zunächst für die Raumladungs-Doppelschicht eines Stratus eine Rechnung ausgeführt, die für die Bodenluft-Schicht, also für den Nebel selbst fortgesetzt werden soll, wo die Sache aber schwieriger liegt. Es zeigte sich, für den Stratus, daß der Aufladungsvorgang merklich schneller verläuft als die Veränderungen im normalen meteorologischen Geschehen.

6. Entnebelung.

Wir haben bereits vor einigen Jahren in Hohenheim mit Erfolg versucht, beständigen Nebel durch Entladen zum koagulieren zu bringen und dadurch zu beseitigen. Dabei ist es nötig, das entladende Agens kräftig mit dem Nebel zu durchwirbeln, also die Strömungsstruktur zu steigern, damit das Ausregnen nicht zu lange dauert. Die Entladung wird bei anderen Versuchen, an denen sich vor allem Herr J. Schubert fördernd beteiligt hat, dadurch bewirkt, daß man dem Nebel einen Luftstrom mit entgegengesetzt geladenen kleinen Teilchen (einpoligen Ionen) zuführt und diese Ionen im Nebel gleichmäßig verteilt.

Der Ionenstrom muß aber genau dosiert werden, d.h. in allen seien Eigenschaften den Eigenschaften des zu beseitigenden Nebels angepaßt werden, weshalb man diese zuvor messen muß. Wesentlich ist es, daß man ganz erheblich größere Ladungen in den Ionenstrom haben muß, als sie nach bisher bekannten Verfahren erzeugt werden konnten. Wir haben daher mehrere neue Verfahren entwickelt zur Erzeugung großer Mengen einpoliger Ionen, Verfahren, bei denen entweder einpolig geladener Flüssigkeitsstaub oder einpolige Flammen-Ionen verwendet werden. Man bekommt dabei im Luftstrom einen Ladungstransport mit einer Stromstärke von mehreren Milliampère.

Bei wirksamer Entladung der Nebelteilchen erfolgt dann unter der Wirkung der Strömungsstruktur und der relativen Fallbewegung verschieden großer Tropfen ein Ausregnen in durchschnittlich 40 sek. Die Ergebnisse solcher Entnebelungsversuche sind in der Tabelle zusammengestellt.

Apparatur	Trübungsabnahme %					
1. Ventilator, zerstäubter Spiritus.						
a Beobachtung im Strahl	8	11	-	-		
b " unterm Strahl	16	24	8	13		
2. Wagen, zerstäubtes Wasser. Beobachtung unterm Strahl	25	40	50	40	60	44
	90	20	40	20	20	

Wir sehen da zwei verschiedenartige Apparaturen genannt, eine erste, bei der der Ionenstrom von einem Ventilator ausgeblasen wurde und eine zweite, bei der ein Wagen z.B. ein Elektrokarren die Zerstäubungs-Apparatur durch den Nebel fuhr.

Maximal sind bisher Räume von 120 cbm im natürlichen Nebel der Freiluft soweit entnebelt worden, daß im günstigsten Falle nur noch 10% der Anfangstrübung übrig blieb und auch in zahlreichen anderen Fällen die Sichtverbesserung für praktische Zwecke genügt hätte. Wesentlich ist dabei, daß die Kontroll-

versuche

versuche mit entgegengesetzter Ladung des Ionenstroms und bei Zerstäubung ohne Ladung regelmäßig keinen Entnebelungseffekt ergaben, und daß 4 verschiedene Beobachter das Aufklaren bei den Entnebelungsversuchen festgestellt haben.

Was noch fehlt, ist eine Vergrößerung der Versuchsanlage auf die Ausmaße, die der wirklichen praktischen Aufgabe für Schiffsverkehr und Luftverkehr entsprechen. Man braucht zur Landung eines Flugzeugs in Nebel eine nebelfreie Gasse hinauf bis zur Nebelgrenze, die in den meisten Fällen nicht höher als 100 bis 200 Meter hoch liegt. Und man muß vor dem im Nebel fahrenden Schiff zur Sicherung seiner Fahrt einen nebelfreien Luftkanal von 100 bis 200 m Länge herstellen.

Die bisherigen Versuche haben experimentell und theoretisch gezeigt, daß bei quantitativer Behandlung der Aufgabe der eigeschlagene Weg zur Entnebelung brauchbar ist und eine Weiterverfolgung bis zu einem praktisch brauchbaren Ziele lohnt. Bei Vergrößerung der Anlage wird der Nutzeffekt erheblich steigen; denn bisher ist der Randeinfluss noch störend, der umso stärker sich bemerkbar macht, je kleiner der Versuchsraum ist. Wir wollen hoffen, dass wir trotz des Versiegens staatlicher Mittel auch zur Verfolgung dieser auch praktischen Aufgabe die erforderlichen Mittel bekommen werden. Aber auch rein wissenschaftlich hat diese physikalische Nebelforschung bisher schon reiche Früchte getragen und wird auch in Zukunft weitere darauf verwandte Mühe lohnen.

Diskussion.*)

Dr. Lautner:

Ein eindeutiges Beispiel zu den Schlussausführungen Wigands wurde erst am 6.11.31 in München beobachtet, wo ein Sportflugzeug mit einem SH 13 als Triebwerk eine viele Kilometer lange und sehr beständige Furche in einer fast ungegliederten, lückenlosen Bodennebeldecke in 700 m Seehöhe erzeugte. Auch hier dürfte als auflösendes Agens die Turbulenz hinter der Maschine ausschlaggebend gewesen sein, weniger die Ioneninfektion durch die Auspuffgase, die ja doch wohl meist große, schwerbewegliche Ionen bei sehr geringer elektrischer Leitfähigkeit enthalten. Die Wolkengasse wurde erst für ein Analogon zur Abbildung eines Flußlaufes in einer Stratusdecke gehalten, ohne doch eine solche sein zu können, da sie die Isar querte. Trotzdem sind schon oft Wolkenfurchen beobachtet worden, die weder orographisch bedingt waren noch durch eine fliegende Maschine hervorgerufen wurden, sodaß kein Flugzeugführer schließen darf, daß unterhalb einer solchen Gasse mit Sicherheit ein Wasserlauf anzutreffen sei.

Die Frage, welches Gewicht Wigand seinen Befunden erteilt, die im inhomogenen künstlichen wie natürlichen Nebel nichts vom H. Köhlerschen "Gesetz der 2" erkennen ließen, gegenüber den Ergebnissen der langjährigen Köhlerschen Arbeiten, beantwortet Wigand dahin, daß hervorzuheben sei, daß sich Findeisens Messungen auf die zugleich vorhandenen Tropfengrößen in künstlichem oder natürlichem Nebel in Hamburg beziehen, während dem gegenüber Köhler seine Ergebnisse aus Bergbeobachtungen verschiedener Nebel aus verschiedenen Zeiten erhielt. Bei Erklärung der verschiedenen Ergebnisse muß auch die Lage von Hamburg und die des Halldeobservatoriums, das eigentlich nur Wolkenluft erhält, berücksichtigt werden. In der Stadt- und Industrieluft von Halle (Saale) überwiegen homogene Nebel, während in Hamburg der Nebel meist inhomogen ist.

Prof.

---

*) Anmerk. des Herausgebers: Da die Diskussion sehr umfangreich war, wurde sie als Ergänzung zum Vortrag gleich hier eingefügt.

Prof. Linke: glaube allerdings nicht daran, daß die Auspuffgase schuld an der Furchenbildung seien, sondern meint, daß sich die Ladung geändert hat. Er bemerkt, daß die von Wigand gegebene Formel zu unsicher ist, denn gerade bei nässendem Nebel sei die Raumladung sehr fraglich.
Dr. Albrecht berichtet über seine Versuche und Berechnungen. Er berechnete unter Berücksichtigung der Verwirbelung die Entnebelungsbahnen, die Karmannsche Wirbelstrassen seien, und es ergab sich bei verschiedenen Nebelgrößen auch verschiedene Nebelbahnen, die sich sehr häufig schneiden. Diese Schnitte fielen aber bei gleichgroßen Nebeltropfen völlig weg. Albrecht kommt also zu dem Schluss, daß die normale Struktur des Nebels die gleichgroßer Teilchen sei und diese Nebelart ist auch am stabilsten, denn dann fehlt bekanntlich jede Koagulation. Er will schliesslich diese ganze Berechnung nochbunter Berücksichtigung der Ladung selbst wiederholen.
Dr. Raethjen: steht auf dem Standpunkt, daß man die Wolkenfurchen auch hydrodynamisch erklären kann, wenn man die langwelligen Strahlen berücksichtigt und den Abwind hinter dem Propellerstrahl in Erwägung zieht. Auch bei Flußläufen wird sich die Furche durch Abwinde bilden. Wenn diese Furchen andererseits durch Koagulation entstehen sollten, müßte unter derselben eine Dunstschicht auftreten, was aber nicht der Fall ist.

Zu dieser Frage nehmen noch Dr. Wenzel und Dr. Lautner das Wort.
Dr. Noth fragt, durch die seitens der Führer geführten Klagen wegen der Unsicherheit unserer Nebelprognosen veranlasst, an, ob es nicht aus den Arbeiten von Wigand zwei Möglichkeiten gibt, die Nebelvorhersage zu verbessern:

1. durch Beseitigung und 2. durch bessere Handhabung der Prognose infolge einfacher Versuchsanordnungen die Tropfenladungen und die Abnahme derselben zu beobachten?

Prof. Linke glaubt allerdings, daß man sich bei Nebelprognosen immer noch auf rein meteorologische Geschehnisse stützen kann, ebenso meint
Prof. Georgii, daß die Beurteilung des Nebels ganz von dem Entwicklungsstadium abhängt. Die Auflösung desselben hängt ganz von der momentanen Lage ab, was er durch ein Beispiel belegt.
Dr. Hartmann: Auftreten einer Startbahn im Nebel ist gelegentlich auch in Hannover beobachtet worden während der Nachtflüge im Jahre 1931, aber nicht immer. Die Unterschiede zwischen homogenen und inhomogenen Nebeln werden wohl darin zu suchen sein, daß homogene Nebel vorwiegend in Wolken und auf Berggipfeln beobachtet werden, während die inhomogenen Nebel besonders in Großstadtnähe auftreten werden. Es ist die Frage, ob nicht auch in der Nähe des Meeres inhomogene Nebel auftreten, was sich nach den Vorstellungen Hilding Köhlers aus den zahlreichen und verschiedenen Salzkernen dort erwarten läßt.
G. Seifert: "Zur Prognose des Nebels eine Bemerkung: Während des Nachtdienstes konnte öfter beobachtet werden, daß bei der ganz gleichen Wetterlage - klar und windstill - einmal Bodennebel auftrat, ein anderes Mal Taufall. Es ist prognostisch kaum zu erfassen, ob bei Strahlungswetter nach Erreichung des Taupunktes Bodennebel oder Taufall sich bildet. Es müssen wohl luftelektrische Vorgänge den Ausschlag geben. Erwähnt sei noch der stufenförmige Temperaturabfall während einer Nacht mit Taufall.

Hierzu sprachen noch Dr. Keil und Dr. Pummerer.

Schlußwort des Herrn Prof. Dr. Wigand .

1. Die häufig beobachtete entnebelte Bahn hinter einem Flugzeug kann durch 3 Wirkungen zustande kommen: dynamisch durch Abwind, elektrisch durch Entladung, hydrodynamisch durch Turbulenzsteigerung. Ich halte die letztere Wirkung für die wesentliche; denn die Abwindwirkung fällt z.B. dann aus, wenn wie wiederholt beobachtet, auf dem Flugplatz selbst eine entnebelte Startbahn hinter dem Flugzeug zurückbleibt; ob die entladende Wirkung der Auspuffgase

bei

bei dem Effekt wesentlich ist, wollen wir zu rechnen versuchen,

2. Sicherlich ist die Berechnung der mittleren Tropfenladung aus der gemessenen Raumladung im Nebel zunächst nur ein Notbehelf, und ich möchte nochmals betonen, daß wir erst mit der Messung der Einzelladung der Tropfen die Sache ganz richtig machen werden,

3. Herrn Albrecht's Bemerkungen über seine Erfassung der Turbulenz scheinen mir einen interessanten unabhängigen Weg für dieses schwierige Problem zu zeigen, Es wäre dankenswert, wenn Herr Albrecht diesen Weg weiterverfolgen und seine Ergebnisse publizieren würde,

4. Herrn Noth's Wunsch nach einer Verbesserung der Nebelprognose durch Schaffung einfacher Meßmethoden für Größe, Zahl und Ladung der Nebeltröpfchen können wir leider noch nicht erfüllen; wir hoffen aber doch bald dahin zu kommen, sodaß man dann auch auf diesem Wege neben den synoptischen das voraussichtliche Verhalten eines vorhandenen Nebels wird beurteilen können,

5. Die Bemerkung von Herrn Seifert, daß man noch nicht einmal weiß, ob unter gegebenen Bedingungen Taubildung oder Nebel auftreten wird, ist sehr richtig und zeigt erschütternd, wie wenig wir noch über diese ganzen Dinge wissen, und wie berechtigt die Vorwürfe der Praktiker gegen die Meteorologen in der Nebelfrage sind, Ich vermute, daß diese spezielle Frage auf dem Wege über die Kondensationskerne gelöst werden wird; ob dabei die elektrische Ladung der untersten Bodenluftschicht und die dort herrschenden Austauschverhältnisse wesentlich mitspielen, muß dabei auch untersucht werden,

Ergebnisse der Diskussion.

1. Vortrag Geheimrat Hergesell: (Seite 1-7)

Prof. v. Ficker weist auf die Bedeutung eines Rückblickes über ein Wissenschaftsgebiet hin, durch den die Entwicklung einer Wissenschaft erkannt wird. Er nennt den Ausblick in die Zukunft eine großartige Idee, weist auf die Bedeutung der stratosphärischen Forschung hin. Er ist überrascht über die schon weitgediehene Entwicklung der Radiosonden, die billiger im Betrieb sind, als die Flugzeugaufstiege und bei der großen Höhe, die sie erreichen, eine Weiterbildung auch des öffentlichen Wetterdienstes bringen würden, da direkte Beobachtungen der Stratosphäre naturgemäß den indirekten Methoden des bisherigen Wetterdienstes vorzuziehen seien.

Regierungsrat Dr. Benkendorff weist ebenfalls auf die Billigkeit des Verfahrens hin, betont aber die Vor- und Nachteile der beiden Meßmethoden. Vorteile der Radiosonden: Große Höhe der Beobachtungen, Höhenwindmessungen auch bei bedecktem Himmel, nach Fertigstellung des Peilverfahrens. Nachteile: Fehlen der oft wichtigen Augen- und Sichtbeobachtungen. Eine systematische Verwendung der Mittel für beide Methoden ist notwendig.

Dr. Zistler hebt die Bedeutung der Radiosonden für die Erforschung der Windverhältnisse der Stratosphäre hervor, da man die Geschwindigkeiten dort geringer annimmt, als sie in Wirklichkeit sein werden.

---

2. Vortrag Reg. Rat Dr. Benkendorff: (Seite 8-13)

Dr. Noth führt die Mißstände an, die bei der Verschlüsselung der Aufstiege im Ausland und bei uns herrschen.

Dr. Keil gibt dagegen bekannt, daß das Ausland einer Verständigung in dieser Frage, wie z.B. Holland, näher komme.

---

3. Vortrag Dr. Keil: (Seite 14-16)

Geheimrat Hergesell betont, daß rege Mitarbeit aller notwendig ist, besonders aber im Binnenland, falls eine direkte Beteiligung an den arktischen Forschungen nicht möglich sein sollte. (Bildung einer Kommission aus den Kreisen der A.D.F., um zu beraten, in welcher Weise sich die Flugmeteorologen beteiligen können).

Dr. Raethjen bemerkt, daß auch die Wetterflugstellen sich mit eingehenden Augenbeobachtungen befassen sollten, daß dazu aber ein Schema für Beobachtungen vom Flugzeug aus notwendig sei, da die Beobachtungen zur Zeit sehr wenig einheitlich seien.

---

4. Vortrag Prof. Dr. Linke: (Seite 17-18)

Dr. Albrecht weist auf ähnliche Untersuchungen hin und gibt seine Erfahrungen über das Altern der Luftmassen in Lappland bekannt, die das Altern als sehr rasch erscheinen lassen.

Dr. Lautner:

Dr. Lautner: Bei Bearbeitung der vertikalen Luftkörperschichtung über den ganzen Jahreslauf 1931 in München auf Grund der Wetterflüge macht sich jeder Ausfall von Aufstiegen sehr störend fühlbar. Ausfälle aus Sparsamkeitsgründen sollten daher hinfort vermieden werden.

Oft ist die Luftmassenbestimmung nur unter Heranziehung aller Indizien wie der Temperatur, der Feuchtigkeit und vor allem aber der Höhenwindmessungen in Verbindung mit der synoptischen Wetterkarte möglich. Leider lassen hier oft, die ebenfalls aus Sparsamkeitsgründen nur wenig hochreichenden Pilotvisierungen der Flugwetterwarten in Stich. Regelmäßig möglichst hochreichende Piloten sind daher zu fordern, um den Wert des Beobachtungsmaterials erheblich zu steigern.

Dr. Reidat betont die Wichtigkeit der visuellen Beobachtungen der Aufstiegsstellen bei der Bestimmung der Luftkörper, glaubt, daß die Dunstgrenze an bestimmte potentielle Temperaturen gebunden ist und daß Luftkörperreste zuerst wieder Kondensationserscheinungen zeigen.

Dr. Diesing weist darauf hin, daß die Wetterdienststelle Magdeburg Luftkörpergrenzen immer dann als Fronten in das Kartenbild eintrage, wenn sie glaube, daß die Unstetigkeiten wetterwirksam sind oder wieder werden können. Eine Diagnose der Luftkörper mit Hilfe des Aufstiegsmaterials und der daraus berechneten äquipotentiellen Temperatur ist sehr wichtig.

Dr. Zistler weist darauf hin, daß das Altern der Luftkörper nur in den unteren Schichten so rasch vor sich geht, und daß bei der Beurteilung der Luftkörper die Aufstiege eine große Rolle spielen.

Engelmann berichtet über die mit Erfolg in Schkeuditz verwendeten äquipotentiellen Temperaturen im Flugwetterdienst. Er bringt in Vorschlag, da die äquipotentiellen Temperaturen zur Abfassung der Übersicht an sich, wie Berlin bestätigt, sehr vorteilhaft sind, dieselben an einer Stelle berechnen und ausstrahlen zu lassen.

Schinze weist darauf hin, daß in absehbarer Zeit ein Tabellenwerk, bestehend aus 10 Tabellen, herauskommt, mit denen durch ein einmaliges Eingehen die äquipotentiellen Temperaturen bestimmt werden können.

Dr. Hartmann: Die Wichtigkeit der Beachtung des Untergrundeinflusses auf den Luftkörper wird an einem Beispiel erörtert. Polare Luft strömte langsam über die Ostsee, erwärmte sich dort und wurde feucht und instabil. Beim Übertritt ins mitteldeutsche Bergland tritt Schneefall und Regen, niedere Wolken und schlechte Sicht auf. (Oktober). Durchfliegen dieser niederen Bewölkung wegen Vereisungsgefahr nicht ratsam. Auf Grund der Diagnose konnte oberhalb 2000 m die obere Grenze der Wolken erreicht sein. Der Flug Hannover-Frankfurt wurde auf Vorschlag der Flugwetterwarte in dieser Höhe durchgeführt. Der Pilot fand darüber heiteres Wetter, mußte nur über der Mitte des Niederschlagsgebietes etwas nach Westen ausbiegen, da die Obergrenze der Wolken dort höher lag. Die Gegenmaschine überflog auch diesen mittleren Teil in 2700 m Höhe bei heiterem Himmel über sich.

5. Vortrag Dr. Mahrt: (Seite 19-28).

Prof. Linke weist in diesem Zusammenhang auf die Beziehungen zwischen absoluter Feuchtigkeit und Trübungsgrad hin.
Dr. Noth berichtet über den Einfluss des Elektrizitätswerkes Stralau-Rummelsburg bei SE-Wind.

Dr. Raethjen hat dieselben Tatsachen, wie sie bei den Mahrtschen Arbeiten auftreten, auf seinen zahlreichen Schlechtwetterflügen von Darmstadt aus beobachtet, wobei sie besonders augenfällig waren.

Prof. Linke

Prof. Linke meint, daß nicht allein Stau, sondern auch der Einfluss des Maintales zu berücksichtigen ist, da hier oft Stagnation eintritt, so daß beim Aufkommen des Windes viel Kerne herangebracht werden.

Dr. Reidat betont nochmals die große Rolle der Windstärke und glaubt, daß besonders die Wetterflugstellen in dieser Hinsicht systematische Untersuchungen anstellen können.

Dr. Schwerdtfeger macht auf eine englische Arbeit aufmerksam, nach der die rel. Feuchte und die Sicht ohne Zusammenhang stehen, kann aber den Verfasser nicht angeben.

Dr. Raethjen meint, daß die Sicht nicht als Kennzeichen eines Luftkörpers zu verwenden sei, daß die opalescente Trübung nur schwer feststellbar ist, daß aber vor allem die Zwischensichten vom Flugzeug aus nicht erfaßbar sind.

Dr. Becker verweist nochmals auf das Sichtdiagramm.

Prof. Linke betont, daß er als Strahlungstheoretiker vor allem die Vertikalsicht bevorzuge und auch diese als das Wesentliche bei seinen vorigen Aussagen angesehen hätte.

Prof. Wigand berichtet über Vorbereitungen zur Vertikalsichtmessung vom Flugzeug aus bei der Flugstelle Hamburg, wobei die Maschine im Schraubenflug den Platz nicht verlassen sollte; näheres würde er gern jedem Interessenten mitteilen. Er weist ferner darauf hin, daß ein gesetzmäßiger Zusammenhang zwischen Feuchte, Sicht und Kernzahl beim Vorhandensein verschiedenartiger Kerne nicht festzustellen sei.

Dr. Noth betont die Bedeutung des Sonnenazimuts bei der Sichtbeobachtung.

Dr. Reidat bemerkt, daß bei Höhenaufstiegen die Sichtmarke jedesmal genau festzulegen ist. Es wurden Versuche mit verschiedenfarbigen Lampen angefangen, die leider infolge Aufgabe der Wetterflugstelle Berlin unterbrochen werden mußten.

Dr. Raethjen betont, daß die Unsicherheit der Sichtdefinition zur Ausschaltung des Begriffes im Danziger Laboratorium geführt habe. Man beobachtet mit schwarzen und weißen Feldern.

---

6. Vortrag Dr. Stöbe: (Seite 29-33)

In der Diskussion sprechen Dr. Keil, Becker, Reidat, Lautner, Noth, Ortmeyer, über die verschiedenen lokalen Störungen bei der Sichtbeobachtung und deren Größenordnungen.

---

7. Vortrag Dr. Foitzik: (Seite 34-36)

Prof. Wigand betont die auf diese Art gewonnene exakte Fassung der Tag- und Nachtsicht. Er fragt nach der Beteiligung der Lichtzerstreuung und Absorption am "Sigma"?

Dr. Foitzik antwortet, daß Zerstreuung und Absorption schwer zu trennen sind, jedoch ist die Zerstreuung zweifellos größer. Somit ist "Sigma" Zerstreuungs- und Absorptionskoeffizient.

Die Frage von Prof. Linke, wie groß "Sigma" sei, wird von Dr. Foitzik dahingehend beantwortet, daß "Sigma" von der Sichtweite abhängt. Auf Anfrage von Prof. Wigand teilt Dr. Foitzik mit, daß praktische Messungen nicht vorgenommen sind, und daß es sich in obigen Fällen nur um theoretische Erwägungen handelte.

Prof. Linke betont nochmals den damit gefundenen Anschluss an den Linke-schen Trübungsfaktor.

---

8. Vortrag Dr. Wörner: (Seite 37-40)

Dr. Baumann gibt Beispiele eigener Beobachtungen eines plötzlich auftretenden Morgennebels an der Ostseeküste.

---

9. Vortrag Dr. Schreiber: (S. 41-49)

Keine Diskussionen.

10. Vortrag Dr. Wiegand: (S.50-58)

Ohne Diskussionen.

11. Vortrag Höhndorf: (Seite 59-62)

Prof. Georgii spricht über die Böengefährlichkeit in der Flugtechnik. Die Die Deutsche Versuchsanstalt für Luftfahrt hat eine Böenformel aufgestellt. Doch ist die Gefahr der Böen auf Segelflugzeugen nicht so groß, denn diese haben bei 6-facher Sicherheit die stärksten Böen recht gut überstanden. Allerdings war vielleicht in diesen Fällen der Böengradient nicht so groß, Doch wird dieser, wie vielleicht der Absturz in Dresden gezeigt hat, durch den Bodeneinfluss vergrössert. Es handelt sich dann nicht mehr um reine thermische Böen, sondern um solche, die noch lokal verstärkt wurden, wie das z.B. beim Flugplatz in Darmstadt der Fall ist, Georgii weist noch darauf hin, dass das Schmidt'sche Böenschema bei weitem nicht den natürlichen Verhältnissen entspricht. Die Wärmeschläuche passen offenbar nur für eine bestimmte Wettersituation, wie Idrac an Hand seiner Versuche mit den verschieden erwärmten Platten nachgewiesen hat, wobei er bekanntlich die sich immer wieder bildenden Wärmewalzen feststellte.

Prof. Linke weist auf die nämlichen Ergebnisse von Gilbert Walker hin

Prof. Koppe spricht noch zu der Böenbeanspruchung der Flugzeuge durch Böen. Es werden in der Deutschen Versuchsanstalt für Luftfahrt noch weitere Versuche gemacht. Er meint die beiden Flugzeugtypen, Motor- wie Segelflugzeug seien ausgezeichnete Mittel zum Studium der Böenstruktur, man müßte allerdings neben dem Barogramm auch die anderen Bordinstrumente des Flugzeugs verwenden, falls diese graphisch arbeiten. Er führt hierzu ein Beispiel des Kronfeldschen Fluges über Braunschweig an, macht aber ausserdem noch auf die Schwierigkeiten der Meßtechnik aufmerksam.

Dr. Höhndorf bemerkt schliesslich noch, wenn man die Größenordnung der Böen kennt, ist es nicht allzuschwer mit der Messung, will man aber Beschleunigungen feststellen, dann scheitert die Messung meist an der Schwierigkeit schon rein technisch.

---

12. Vortrag Dr. Noth: (Seite 64-70)

Geheimrat Hergesell hält es für wünschenswert, daß zur Untersuchung solcher Wetterlagen das Flugzeug unterstützend mithelfen solle.

Schinze weist auf die Bodenbeeinflussung der Bergstationen hin, ebenso auf die Bedeutung der deutschen Temp-Verschlüsselung, weiterhin auf die doppelte

Stauwirkung

Stauwirkung im Falle, daß Gebirge und Kaltluftmasse zusammenwirken und gibt dazu ein Beispiel bei einer Vb Lage.

---

13. Vortrag Dr. Hebner: (Seite 71-73)

Keine Diskussion.

---

14. Vortrag Dr. Wagner: (Seite 74 - 79)

Dr. Egersdörfer ergänzt die Ausführungen Wagners durch den Hinweis, daß die Untersuchungen ebenso gut auch für kürzere Strecken mit Erfolg verwendet werden könnten.

Exz. Dominik unterstreicht die internationale Bedeutung des Seeflugreferats.

---

15. Vortrag Prof. Seilkopf: (Seite 80-87)

Prof. Wegener hebt die Bedeutung des Seeflugreferates hervor und macht auf die Schwierigkeiten aufmerksam, die durch die beabsichtigte Kürzung entstehen werden.

---

16. Vortrag Dr. Pummerer: (Seite 88-97)

Prof. Wegener bringt aus seinen Erfahrungen interessante Beispiele der in Brasilien so bemerkenswerten Kälteeinbrüche.

Dr. Hebner bringt hierzu ein Beispiel eines Monsunregens, durch den die Motoren eines Verkehrsflugzeuges nach Indien restlos versagten und erst allmählich sich erholen konnten.

---

17. Vortrag Dr. Baumann: (S. 99-110)

Prof. Wigand stellt die Frage, welcher Art die Nebel in Grönland gewesen seien, war das alles Eisnebel?

Dr. Baumann verneint die Frage, der Nebel sei sehr verschieden gewesen und vor allem von tiefem Druck abhängig.

Dr. Kopp berichtet aus seinen Erfahrungen, daß in Grönland die Nebelgefahr zeitweise in Westgrönland sehr groß sei, dagegen habe Ostgrönland nur 5-10% Nebel im Jahr.

---

18. Vortrag Dr. Zistler: (Seite 119-127)

Dr. Wenzel, Becker und Höhndorf sprechen über die Stempelwirkung der Atmosphäre auf den Bodendruck.

Prof. Georgii bemerkt, daß die Untersuchungen Zistlers die Bestätigung der Ergebnisse der Schedlerschen Arbeiten darstellen. Der Wert der Flugstellen sei in erster Linie, die Labilität zu erfassen. Zu dieser sehr wichtigen Aufgabe reichten aber die Morgenaufstiege nicht aus, sodaß er die Forderung ausspricht, noch an mehreren Stellen einen Nachmittagsaufstieg einzuschieben, der gerade im Sommer von erhöhter Bedeutung ist. (Starker Beifall).

Schinze

Schinze zeigt einen Schnitt durch die Atmosphäre vom 25. - 27.X.31 mit Hilfe der wesentlich einfacher zu verwendenden äquipotentiellen Temperatur anstelle der von Zistler verwendeten komplizierten Tephigramme.

---

19. Vortrag Dr. Becker: (Seite 129-134)

Schinze bemerkt, daß man bei aerologischen Betrachtungen unter Verwendung der äquipotentiellen Temperatur bessere Resultate erzielen wird und belegt das durch sehr augenscheinliche Beispiele. Im ähnlichen Sinne äußern sich noch dazu Dr. Diesing und Dr. Zistler.

---

20. Vortrag Prof. Schmauss und Dr. Egersdörfer: (Seite 111 und 112-117)

Reg. Baum. Lay liefert einen Beitrag zur 24. täg. Welle.

Prof. Linke weist auf die Wichtigkeit dieser an sich einfachen Untersuchung hin und warnt vor einer Jagd nach Perioden und vor Verwendung dieser statistischen Untersuchungen zur Prognose.

Prof. Koppe fragt schließlich, inwieweit sich die Weickmannschen Symmaetriepunkte in diese Untersuchung einpassen und ob diese überhaupt auftreten? Diese Frage wird von Prof. Schmauss in dem Sinne bejaht, daß die Symmetriepunkte gut hervortreten.

Dr. Lautner: Im Sinne der Wigandschen Rektoratsrede gehören die Wetterflieger vor allem einmal zum Beobachtertyp des Meteorologen, der Stern und Kern seiner Aufgaben zunächst in der Beschaffung eines lückenlosen Materials zu sehen hat, wie es auch den wundervollen Arbeiten GR Schmauss zu Grunde liegt. Wir müssen daher bestrebt sein, dem Beobachtungsmaterial der Wetterflugstellen eine Beschaffenheit zu geben, daß es in der Hand eines Meisters auch einmal die Grundlage zu weittragenden Ergebnissen abgeben kann. Vor allem ist daher möglichste Lückenlosigkeit trotz Notzeit zu fordern, denn niemals können und dürfen auch kleine Lücken interpoliert werden, wie wir gerade eindringlich gesehen haben.

---

21. Vortrag Wenzel: (Seite 135-145)

Gerhard Seifert: Bezüglich der Bildung von alto-cumulus castellatus am Morgen sei die Beobachtung erwähnt, daß dieser acu cast einer hochgelegenen Dunstschicht entquillt, welche bei Sonnenaufgang eine stark absorbierende Schicht darstellt, eine Rolle, die die bodennahen Luftschichten erst mit steigender Sonne übernehmen.

Dr. Lautner: Ohne auf Einzelheiten im Augenblick eingehen zu können, ist zu sagen, daß Wenzel seiner Gefrierwärmetheorie zweifellos einen viel zu großen Geltungsbereich einräumt.
Meßtechnisch müssen wir aber aus seinem Vortrag die Folgerung ziehen, daß für solche Untersuchungen in die Wettermaschine elektrische Fernthermometer einzubauen wären, die gegenüber den üblichen Meteorographen praktisch trägheitslos registrieren und z.B. Inversionen jeweils nach Ausmaß und Schichtdicke genau zu bestimmen gestatten, wie Versuche mit einem solchen Platindrahtwiderstandsthermometer an der Wetterflugstelle München klar bewiesen. Überhaupt gestattet ein solches im Beobachtersitz ablesbares Instrument erst so richtig, interessante Stellen bei einem Aufstieg sogleich zu erkennen und z.B. im Falle flüchtiger Mammatus- oder Castellatusformen usw. sofort eingehend zu untersuchen. Hier liegt für den Wetterflieger noch ein wichtiges Tätigkeitsfeld, das ihm keine Radiosonde oder Ähnliches streitig machen kann.

22.

22. Vortrag Raethjen: (Seite 147-157)
Diskussion s. Seite 153.

---

23. Vortrag Robitzsch: (Seite 159-162)

---

24. Vortrag Schinze: (Seite 163-173)
Gerhard Seifert: Einige Bemerkungen über Vereisungswetterlagen:
a) Es scheint mit ungenügender Ankristallisationsmöglichkeit (geringes Vorhandensein oder gänzliches Fehlen von Eisnadeln) eine Voraussetzung für die Bildung von vereisenden Wolken bzw. von Eisregen zu sein. Daher kann Eisregen entstehen, ganz allgemein gesagt, beim Anströmen feuchter gegen trockene Luft, z.B. eben bei der Beendigung einer längeren Kälteperiode, wenn feuchte Luft gegen die in der Höhe ausgetrocknete (eisnadelfreie) Luftmasse einer winterlichen Antizyklone fließt. Umgekehrt tritt bei raschem Wechsel von Luftkörpern (kein wesentliches Altern und Austrocknen der Luftmassen) meist Schneebildung auf (z.B. beim polaren Wettertyp).
b) Luftmassengrenzen allein sind noch nicht völlig ausreichend für die Beurteilung der Vereisungsgefahr. Es scheint, als ob Strömungskonvergenzen und Stauungen Wolkenschichten zu vereisenden wandeln können, vielleicht durch Erhöhung des Wassergehaltes der Wolken.
c) Schliesslich seien die bei den Königsberger Wetterflügen beobachteten stark wasserhaltigen und vereisenden Wolkenschichten erwähnt, welche beim Aufgleiten von Seeluft über ein kontinentales Kaltluftkissen entstehen. Es ist wohl möglich (s. Stüve's Arbeiten über Schnee- und Reifbildung) daß hierbei Gefrierpunktserniedrigung durch Salzkristalle in der Seeluft von Einfluss ist.

---

25. Vortrag Dinkelacker: (Seite 175)

---

26. Vortrag Wigand: (Seite 177-182)
Diskussionen s. Seite 180.

Sachverzeichnis

Absorptionskoeffizient 185
Acu-Inversion 143
Adiabatenpapier 124
Albedo 35
Allard'sche Formel 34
Altern (von Luftkörpern) 18,183,184
Altenwalde 3
Altocumulus-castellatus 141,188
Alpenrand 20
Aequivalenttemperatur 164
Aequatoriales System 121
Aufladungsgeschwindigkeit 179
Arktisfahrt 82
Austauschböe 61
Austauschstrom 61
Auskunftsgespräche 4
Austausch 148
Ausmessung (photogramm.Wolken) 152
Azorenroute 99

Beratung, persönliche 10,11
Berlin 15
Betriebsordnung 8,13
Bildfunkwetterkarten 83
Blindfliegen 5
Beobachtungen, klimatol. 14
aerol. 14
der Wolken 14
luftelektrische 14
Bodensignale 12
Böenformel 186
Böenkopf (Schmidtscher) 18,62
Böengradient 186
Böigkeit 147
Böigkeit (aussergewöhnliche auf Island) 104

Cina 9
Cina-Tafeln 10
Cranz (Drachenwarte) 3
Condorsyndikat 88
Cyklonenschema (Lindenberger) 51,55

Dämmerungszeit 30
Drachenwarten 3
Deutsche Seewarte 37,82,83,88, 105
Druckwellen 17

Eigenpeilung 81
Eisnebel 102,106
Eisregenwetterlagen 171
Eisverhältnisse (1929) 38
Entnebelung 177,179
Emagramm 137
Emden 156

Feldwetterstationen 3
Fernmeldewesen 81
Fernthermometer, elektr. 188
Feuchtstabilität 125
Feuchteübersättigung 150
Flughafenfunkstelle 4
Flugkabel 4
Flugklimatologie 28
Flugsicherung 80
Flugzeugaufstieg 6
Flugzeitersparnis 78
Frankfurt 19
Fremdpeilung 81
Frontendurchgang 77
Frontenanalyse 41
Frontologie 17
Frostgraupelbildung 136
Fuldatal 20

Gefahrenmeldenetz 2,3
Gefahrenmeldungen 10,12
Gefahrenmeldesystem 12
Gefrierwärme, latente 143
Gleichgewichtszustand (einer Luftmasse) 124
Gleichgewicht, hydrostatisches 150
Gradientkräfte 17
Grenzflächen (von Luftkörpern) 17
Grenzschichten 18
Gewitterbeobachtungen 2
Gewittermeldestellen 2

Habichtswald 20,21
Hangaufwind 60
Helligkeitskontrast 36
Höhenwindmessung-Verschlüsselung 13
Höhenwindmeßstellen (Ozean) 84
Höhenwetterdienst 4
Horizonthelligkeit 35

Ila 2
Industriegebiet, rhein. 19
Inlandeiswetter 106
Internationale Kommission für die Erforschung der freien Atmosphäre 5
Instabilität (thermische) 59,63
Inversionsschicht 93
Isartal 20

Junikälterückfälle 111

Kälteeinbrücke 4
Kaltluftkörper 42
Kassel 19,27
Kennung (Leuchtfeuer) 81
Kernsubstanz 24,25,26,27
Klimadefinition 17
Koagulation 177
Koagulationszustand 52
Kondensationsadiabate 137,139

Kondensationskern 32,155,177,182
Kondensationsgrenze 67
Kondensationshöhe 68
Kondensationsniveau 93,138,154,155,161
Kondensationsstadium (Luftmasse) 125
Kondensationswärme 66
Kostenanschlag für Radiosonden 6
Kontentalität 17
Konturensicht 29,30
Kursdreieck 75
Konvektionsstrom 149

Labilitätsenergie 125,135,137
Labradorstrom 99
Lenticularisformen 53
Lichtabsorption 34
Lichtersicht 29,30
Leewirkung 21
Lichtzerstreuung 34
Lindenberg Obs. 1
Luftdichte 5
Luftdruckangabe 13
Luftelektrizität 15
Lufthansa 81
Luftfahrtkonferenz, internationale 8,9,12,13
Luftkörper 116
Luftkörperkalender 17
Luftkörperklimatologie 17
Luftfahrt-Wetterdienst 3
Luftmassendiagnose 163,184
Luftmassengrenzen 189
Luftverkehr (transatlantischer) 83
Luvwirbel 64,66,67

Meteorexpedition 84
Minoanos (Wind) 89
Mittelmeerkonferenz 10
Monsunwetterlage 115
München 19 ff
Nachtsicht 31,185
Nachtbefeuerung 80
Nebelsicht 22,23,25,29,31,32,33
Nebeltage 37
Nebel (homogener) 177
Nebel (inhomogener) 178
Nebelbeständigkeit 178
Nebelprognose 177
Netz aerol. 15
Neufundlandnebel 103
Nordroute (Amerika) 99
Nürnberg 29

Ostgrönlandstrom 99
Ozeanflugwetterdienst 83

Pamperos 89
Parseval-Luftschiff 1
Passatgebiet 95
Perlmutterwolken 5

Pilotballone 1
Polizeifunkstellen 3
Polarjahr 5,6,14
Postfunkstellen 3
Postobstelegramme 3
Präfrontalnebel 38

Radiosonden 5,6,7,183
Radiowinde 5
Registrierballone 5,6
Reibungsinversion 92
Reichsverkehrsministerium 83,88
Reifgraupelbildung 136
Reisegeschwindigkeit 74,75
Reizschwelle (des Auges) 34,35

Sättigungskurve 125
Seebefeuerung 80
Seewetterdienst 8
Seeflugreferat 103,189
Sehstrahlpyramide 35
Sendesystem, regionales 11
Sichtverhältnisse 17
Sichtverschlechterung (Sonnenaufgang) 32
Sichtweite 34
Sicherungsvorschriften 80
Sinkgeschwindigkeit (Segelflugzeug) 59
Systèmes nuageux 51,55
Symmetriepunkt (Weickmannscher) 188
Sommermonsun 111
Sublimationsadiabate 136
Sublimationskerne 136
Substratosphäre 4,120,122
Stabilitätsenergie 125
Staubewölkung 100
Staunebel 103
Stabilitätsschicht 18
Stratosphäre 4,5,6,119
Strahlung 15
Strahlungsmessungen 14
Strahlungsstrom 147,149
Stratocumulus 147
Streckenmeldungen 3
Scheinwerferbeobachtungen 29
Scheinwerfersicht 29,30
Schleifzone 41
Schleuderstartflüge 81
Schwächungskoeffizient (von Licht) 34
Schwellenwert (des Auges) 34

Tage, internationale 15
Tagsicht 30,185
Taubildung 182
Taupunktskurve 125
Taunus 20,21,22
Telefunken 5
Temperatur, aequipotentiell 44,68,184,188
Thetagramm 164
Thephigramm 124,188

Tragweite (von Feuern) 34,35
Transmissionskoeffizient 34
Treibeisgrenze 106
Treibeisnebel 102,106
Trockenstadium (Luftmasse) 125
Tropfenladungen 178
Troposphäre 119,122
Totluftkeil 67
Trübung, opalescente 185
Trübungszustand 17,35
Trübungsfaktor 186
Turbulenz 147

Überhaltung 142
Übersicht, aerologische 130
Übersättigung 170,177
Unterkühlung 135
Untersättigung 177

Vereisungsmauer 43,171
Vereisungswetterlage 171,189
Vereisungszone 170
Vertikalsicht 185

Wanderungsgeschwindigkeit (einer Front) 41
Warmfrontnebel 101
Wärmestrahlung (langwellige) 147
Wärmeinhalt (latenter) 159
Wärmeschläuche 186
Wetterflugstelle 4
Wetterflugstelle München 188
Wetterflugstelle Tempelhof 6,7
Wetterflugstelle Königsberg 183
Wettergefühl 55
Wetterflugzeug 7
Wetterzettel 3
Weltfunkkonferenz 11
Wirtschaftswetterdienst 8
Windvektor-Höhendiagramm 131
Windverteilung 7
Weitsicht 29,31
Wogen (Helmholtzsche) 150
Wogennebel 38
Wolkenatlas 15
Wolkenbeobachtungen 14,15
Wolkenphotographie 15
Wolkenschichtung 56
Wolkentagebuch 15

Zentrale des deutschten Wetterdienstes 3
Zentralstelle für Flugsicherung 4,81
Zerstreuungskoeffizient 185
Zeppelinluftschiff 1
Zirkulationsbeschleunigung 124

Namensverzeichnis

Acheret 69
Albrecht 154,181,183
Ansel 127
Assmann 1,2,3

Baumann 66,69,187,186
Bedau 60,61
Bergeron 49,127,172
Becker 187,185
Beetz 79
Bezold 143,144,153,172
Benkendorff 4, 69,163,183
Bürger 70

Cannegieter 85
Conrad 145

De Quervain 145
Diesing 49,184,188
Dinies 17
Dorlodot 151
Dominik 85,187

Erbslöh 2
Egersdörfer 40,119,120,127,187
Erk 70
Ertel 127
Ernst 87
Engelmann 177,184
Everling 79
Exner 123,143

Ficker 69,183
Findeisen 178
Frankenberger 177,178
Fuchs 59

Geiger 173
Georgii 38,63,69,88,95,181,187,3,186
Gold (Oberst) 9
Gregg 79
Gronau 87,99
Grönhoff 60,62

Hartmann 181,184
Haurwitz 127
Hebner 173,187
Hellmann 40,144
Herath 4,7
Hergesell 15,83,183,186
Heßling 89
Hertz 143
Hirth 60,62
Höhndorf 69,187,186

Idrac 69,186
John 79

Keil, K, 19,183
Kleinschmidt 69
Koch 69
Köster 59
Köhler, H, 143,144,145
Kölzer 3
Kopp 143,156,173,187
Koppe 173,186,188
Köppen 40,83
Koschmieder 34,61,69
Kronfeld 61,63,186
Kühnert 69
Küßner 59
Kuhlbrodt 83,94

Lange 69,144,157
Lammert 66,69
Lautner 116,154,180,184,188
Lay 188
Lettau 111
Linke 181,184,185,186,188
Lohr 143,144,173
Lühe 40

Marchand 70
Mises 74,76,79
Moese 172
Müller, H,G, 177,179

Neuhoff 143
Nohascheck 144
Normand 127
Noth 32,69,173,181,183,184,185

Palmen 121,127
Peppler, A, 23,19,25,63,65,83
Peppler, W, 70,145,173,67
Pockels 70
Prandtl 178
Pütz 89

Raethjen 63,69,144,181,183,184,185
60,61
Reger 94
Reinbold 19
Reidat 63,144,184,185
Refsdal 61,63,127,144
Robitzsch 49,143,154,156,172
Rodewald 37,99
Roßby 127
Rotch 83

Rühl 32

Scultetus 49
Seifert 181,188,189
Seilkopf 67,69,88,95
Smoluchovski 178
Sobhag Mal 157
Soltau 89
Süring 144,145,154
Sverdrup 83
Steiner 173
Störmer 5
Stüve 123,127,130,143,144,189
Schinze 41,49,172,184,186,188
Schmauß 4,17,147,154
Schmidt-Ott 2
Schneider, K. 156
Schreiber 49
Schubert, J. 179
Schwerdtfeger 185

Teisserenc de Bort 83
Tröger 49

Wagner 69,79
Walker 186
Wegener, A. 83,143
Wegener, K. 69,79,153,173,187
Wenk 64
Wenzel 181,187
Wigand 185
Willet 38,40
Wittenbecher 178

Zermelto 74
Zistler 127,183,184,188