

Heinz Wanner

Zur Bildung, Verteilung und Vorhersage winterlicher Nebel im Querschnitt Jura-Alpen



Geographisches Institut der Universität Bern 1979

Heinz Wanner
Zur Bildung, Verteilung und Vorhersage winterlicher Nebel im Querschnitt Jura – Alpen

Umschlagbild

Satellitenaufnahme des Erdforschungssatelliten LANDSAT-1 vom 19. Dezember 1972, 10.50 Uhr (NASA E – 1149 – 09502 – 6 und E – 1149 – 09504 – 6).

Weite Gebiete werden von Hochnebel bedeckt, dessen Obergrenze im bernischen Mittelland auf ca. 900 m über Meer liegt. Die Höhenzüge sowie einige Täler des Juras, der Vor-alpen und der Alpen bleiben nebelfrei. Die wellenförmigen Strukturen innerhalb der Nebeldecke lassen eine Nordostströmung erkennen (Bisenlage).

Reihe G: Grundlagenforschung
Reihe P: Geographie für die Praxis
Reihe S: Geographie für die Schule
Reihe U: Skripten für den Universitätsunterricht

Band G7

Herausgabe und Verlag
Arbeitsgemeinschaft Geographica Bernensia
in Zusammenarbeit mit dem
Geographischen Institut der Universität Bern
und der
Geographischen Gesellschaft von Bern

Redaktion
Prof. Dr. Klaus Aerni
Hallerstrasse 12, CH-3012 Bern

WANNER, Heinz
Zur Bildung, Verteilung und Vorhersage winterlicher Nebel
im Querschnitt Jura-Alpen
Geographica Bernensia 1979
Print Version: G7 (vergriffen)
Druck: Lang Druck AG, Liebefeld-Bern

WANNER, Heinz
Zur Bildung, Verteilung und Vorhersage winterlicher Nebel
im Querschnitt Jura-Alpen
Geographica Bernensia 2021
Online Version: G7 doi: 10.4480/GB2021.G7
© 2021 GEOGRAPHICA BERNENSIA



Creative Commons Licences

Zur Bildung, Verteilung und Vorhersage winterlicher Nebel im Querschnitt Jura-Alpen

Geographisches Institut der Universität Bern 1979

VORWORT

Der vorliegende Text stellt die überarbeitete Fassung einer Dissertation dar, welche in den Jahren 1975 - 1978 unter der Leitung der Herren Prof. Dr. Bruno Messerli und Prof. Dr. Max Schüepp am Geographischen Institut der Universität Bern entstand. Beiden Herren bin ich zu grossem Dank verpflichtet. Herr Prof. Messerli hat die Arbeit neben der grosszügigen menschlichen Unterstützung durch zahlreiche Diskussionen gefördert und mir wertvolle Kontakte zu Fachleuten des In- und Auslandes vermittelt. Herr Prof. Schüepp hat mich mit unzähligen fachlichen Ratschlägen unterstützt und mir den Zugang zur Meteorologischen Zentralanstalt in Zürich verschafft.

Danken möchte ich auch den Herren Prof. Dr. Georges Grosjean und Prof. Dr. Klaus Aerni, welche den Fortgang der Arbeit am Geographischen Institut menschlich und fachlich unterstützt haben.

Einen besonderen Dank schulde ich den Kollegen und Angestellten des Geographischen Institutes, welche zum Gelingen der Arbeit wesentlich beigetragen haben:

- Die Herren Dr. H. Kienholz, Dr. H. Mathys, F. Mattig, Dr. H. Maurer, Dr. P. Messerli und Dr. M. Winiger berieten mich in zahlreichen Fachfragen.
- Meine Kollegen R. Volz und U. Witmer unterstützten mich neben der fachlichen Beratung durch ihre Mithilfe bei zahlreichen Auswertungsarbeiten.
- Frau D. Florin schrieb einen Teil des Manuskriptes.
- Frl. M. Freiburghaus und Herr P. Berlincourt halfen mir bei zahlreichen redaktionellen Arbeiten.
- Herr H. U. Bleuer stand mir mit technischen Ratschlägen zur Seite.
- Die Herren T. Baumann und A. Brodbeck zeichnen für die kartographischen Arbeiten verantwortlich.
- Schliesslich muss der besondere Einsatz meines Zimmerkollegen S. Kunz hervorgehoben werden, dem ich die Lesung des Manuskriptes sowie zahlreiche Computerprogramme verdanke.

Meine Arbeit wäre kaum ohne die grosszügige Unterstützung der vielen Mitarbeiter der Meteorologischen Zentralanstalt in Zürich zu Stande gekommen, und ich werte es als besonderen Glücksfall, dass diese Forschungsanstalt zeitweise zu meinem zweiten Arbeitsplatz wurde. Einen ganz besonderen Dank schulde ich Frl. E. Boit, Frau L. Spaar, Frau E. Strässle sowie den Herren H. Bantle, Dr. H. W. Courvoisier, C. Fourcy, Dr. G. Gensler, Dr. T. Gutermann, Dr. W. Kirchhofer, Prof. W. Kuhn, Dr. F. Mäder, Dr. A. Piaget, Dr. B. Primault, Dir. Dr. G. Simmen und A. Urfer.

Eine sehr wesentliche fachliche und menschliche Unterstützung liess mir auch Herr Prof. H. Schirmer vom Deutschen Wetterdienst in Offenbach zukommen, dem ich an dieser Stelle ebenfalls herzlich danken möchte.

Einen grossen Dank schulde ich ferner:

Diese Arbeit wurde gedruckt mit Unterstützung folgender Institutionen:

- Planungsamt des Kantons Bern
- Regierungsrat des Kantons Solothurn
- Zunftgesellschaft zu Schmieden, Bern
- Arbeitsgemeinschaft Geographica Bernensia

- Allen Beobachtern der Klimanetze der Kantone Bern und Solothurn für die selbstlose Mithilfe bei der täglichen Nebelbeobachtung.
- Herrn Dr. R. Tschumi für die Betreuung des Solothurner Netzes.
- Herrn R. Jordan und Herrn H. R. Kocher für Auswertungs- und Zeichnungsarbeiten.
- Frau M. Fischer und Herrn M. Fischer für die sorgfältige Reinschrift des Manuskriptes.
- Herrn Prof. Dr. Ch.-P. Peguy und der gesamten Equipe de Recherche Nr. 30 des CNRS aus Grenoble, die mir durch die Gewährung eines Frankreichaufenthaltes eine Ueberarbeitung des Manuskriptes ermöglichten.

Für die grosszügige finanzielle Unterstützung bin ich dem Planungsamt des Kantons Bern (speziell Herrn Kantonsplaner M. Albisetti und Herrn E. Frauenfelder), dem Regierungsrat des Kantons Solothurn sowie der Arbeitsgemeinschaft GEOGRAPHICA BERNENSIA zu Dank verpflichtet.

Mein grösster Dank gilt schliesslich meinen Eltern und meiner Frau, die mich in jedem Moment meiner Studienzzeit tatkräftig unterstützt haben.

Grenoble, im Dezember 1978

Heinz Wanner

INHALTSVERZEICHNIS

	<u>Seite</u>
VORWORT	5
INHALTSVERZEICHNIS	7
VERZEICHNIS DER ABBILDUNGEN, FIGUREN UND TABELLEN	12
ABKUERZUNGEN	15
ZUSAMMENFASSUNG	17
RESUME	20
SUMMARY	23
1. EINLEITUNG	27
2. PROBLEME UND DARAUS ABGELEITETE ZIELSETZUNGEN	29
3. BESCHREIBUNG DES VERWENDETEN DATENMATERIALS	31
4. DATENVERARBEITUNG UND STATISTISCHE METHODEN	33
4.1. Zur Verarbeitung des gesamten Datenmaterials	33
4.2. Statistische Methoden	33
4.2.1. Masszahlen von Verteilungen	34
4.2.2. Einfache lineare Regression	34
4.2.3. Einfache lineare Korrelation	36
4.2.4. Die lineare Diskriminanzanalyse von FISHER (Zwei-Gruppen-Fall)	37
5. ZUR DEFINITION DES BEGRIFFS NEBEL	41
5.1. Die internationale Definition des Nebels (Sichtweitedefinition)	41
5.2. Probleme der Sichtweitebeobachtung	43
5.3. Automatische Sichtweitebeobachtung	44
6. PHYSIKALISCHE BETRACHTUNGEN ZUM PROZESS DER NEBELBILDUNG UND -AUFLOESUNG	45
6.1. Der Kondensationsprozess	45
6.1.1. Einige Begriffe	45
6.1.2. Die Vorgänge bei der Kondensation von Wasserdampf	48
6.1.3. Einige Gedanken zum Vorgang der Sublimation	50
6.2. Die mikrophysikalische Struktur des Nebels	50
6.2.1. Grösse und Zahl der Kondensationskerne	50
6.2.2. Beschaffenheit und Herkunft der Kondensationskerne	52

	<u>Seite</u>		<u>Seite</u>
6.2.3.	53	8.2.	94
6.2.4.	57	8.2.1.	95
6.2.5.	60	8.2.2.	95
6.2.6.	62	8.2.3.	97
6.2.7.	63	8.2.4.	99
7.	65	8.3.	100
7.1.	65	8.3.1.	100
7.1.1.	66	8.3.2.	102
7.1.2.	66	8.3.3.	104
7.1.3.	67	8.3.4.	105
7.2.	67	8.4.	106
7.2.1.	68	8.5.	107
7.2.2.	70	8.6.	108
7.2.3.	70	8.7.	111
7.2.4.	71	9.	115
7.3.	73	9.1.	115
7.4.	74	9.2.	116
7.4.1.	74	9.3.	116
7.4.2.	79	9.3.1.	116
7.4.3.	80	9.3.2.	119
7.4.4.	80	9.4.	122
7.4.5.	81	9.5.	124
7.4.6.	82	9.6.	125
7.4.7.	83	9.6.1.	125
8.	87	9.6.2.	129
8.1.	87	9.6.3.	132
8.1.1.	91	9.6.4.	133
8.1.2.	91	9.6.5.	135
8.1.3.	92	9.6.6.	136
8.1.4.	92	9.6.7.	137
8.1.5.	92	9.6.8.	139
8.1.6.	93		
8.1.7.	93		
8.1.8.	93		
8.1.9.	94		

	<u>Seite</u>
9.7. Zur prognostischen Verwendung der erzielten Resultate	140
9.8. Die Wetterlagen bestimmter Nebel-Typverteilungen	140
10. DIE NEBELVERBREITUNG IN IHRER ABHAENGIGKEIT VON REGIONALEN WETTERPARAMETERN	143
10.1. Die Nebelhäufigkeit in ihrer Abhängigkeit vom vertikalen Temperaturgradienten; die Korrelation zwischen Inversionsniveau und Nebelobergrenze	143
10.2. Nebelverbreitung und Nebelmeerhöhe im bernischen Mittelland in ihrer Abhängigkeit vom Druckgradienten Payerne - Strasbourg	146
10.3. Die Nebelhäufigkeit im bernischen Mittelland in ihrer Abhängigkeit vom Höhenwind (Payerne, 850 mb - Niveau)	147
10.4. Die Nebelverbreitung in den sieben Regionen bei gegebenen Nebelmeerhöhen im bernischen Mittelland	149
10.5. Zur prognostischen Verwendung regionaler Wetterparameter	152
11. METEOROLOGISCH-SYNOPTISCHE BETRACHTUNGEN ZUM ERSCHEINUNGSBILD DER WICHTIGSTEN NEBELSITUATIONEN AUF DER SCHWEIZERISCHEN ALPEN-NORDSEITE	153
11.1. Zusammenhänge zwischen der kleinräumigen Wetterentwicklung und der Bildung von Boden- und Hochnebel im Mittelland	153
11.1.1. Zusammenfassung der bisherigen Erkenntnisse	153
11.1.2. Eine interessante Fallstudie (21. - 31.10.75)	154
11.1.3. Allgemeine Erkenntnisse zur Entwicklung der Nebelmeere im bernischen Mittelland	160
11.2. Modellvorstellungen zur Strömungsdynamik der Nebelmeere im zentralen Schweizer Mittelland	161
11.2.1. Der Einfluss der orographisch-thermisch bedingten, kleinräumigen Druckgegensätze; die Lokalwindssysteme	162
11.2.2. Der Einfluss des grossräumigen Druck und Strömungsfeldes	168
11.2.3. Die Wellenbewegungen an der Nebelobergrenze	172
11.2.4. Zusammenfassung und Gedanken zu einer Modellvorstellung	173
11.3. Jahreszeitliches Auftreten der wichtigsten Nebelsituationen im Untersuchungsgebiet	175

	<u>Seite</u>
12. EIN VERSUCH ZUR PROGNOSTIZIERUNG DER RAEUMLICHEN NEBELVERTEILUNG IM GEBIET DES BERNISCHEN MITTELLANDES	179
12.1. Allgemeine Bemerkungen	179
12.2. Einige Hinweise auf bisherige Arbeiten	179
12.3. Die Diskriminanzanalyse als Prognosemethode	183
12.4. Zielsetzung	183
12.5. Zur Auswahl der Prediktoren	185
12.6. Die Prognose der Nebelbildung	186
12.6.1. Die Berechnung der Diskriminanzfunktion	186
12.6.2. Anwendung und Ueberprüfung des Verfahrens	190
12.6.3. Beurteilung der Resultate und Hinweise auf Verbesserungsmöglichkeiten	192
12.7. Die Prognose der Nebelobergrenze	193
12.7.1. Die Schätzung der Prognoseparameter	193
12.7.2. Anwendung und Ueberprüfung des Verfahrens	195
12.7.3. Beurteilung der Resultate und Hinweise auf Verbesserungsmöglichkeiten	195
13. REGIONALE BEARBEITUNG DER NEBELVERHAELTNISSE IN DEN KANTONEN BERN UND SOLOTHURN (SIEHE BEILIEGENDE KARTE)	197
13.1. Kurzer Ueberblick über bisherige Nebelkartierungen in der Schweiz	197
13.2. Probleme und Methoden der Nebelkartierung	199
13.3. Eine Nebelkarte der Kantone Bern und Solothurn	201
13.3.1. Zur Signifikanz des verwendeten Datenmaterials	201
13.3.2. Beschreibung des angewendeten Kartierungsverfahrens	203
13.3.3. Beschreibung der Kartenlegende	208
13.3.4. Regionale Beschreibung der Nebelverhältnisse im Untersuchungsgebiet	211
13.4. Die Verwendung der Nebelkarte in der Raumplanung	217
13.4.1. Industriestandorte	218
13.4.2. Verkehr	219
13.4.3. Landwirtschaft	220
13.4.4. Tourismus / Gesundheits- und Siedlungswesen	220
13.4.5. Forstwirtschaft	221
13.5. Ausgewählte Probleme der raum-zeitlichen Nebelverteilung	221
13.5.1. Tages- und Jahresgang der Nebelhäufigkeit	221
13.5.2. Langjähriger Trend der Nebelhäufigkeiten	226
14. OFFENE FRAGESTELLUNGEN	229
15. LITERATURVERZEICHNIS	231

ANHANG

Tabellen der Nebelwahrscheinlichkeit in verschiedenen Regionen in Abhängigkeit von den 40 Wetterlagen

VERZEICHNIS DER ABBILDUNGEN, FIGUREN UND TABELLEN

	<u>Seite</u>
Abb. 1 Satellitenaufnahme des LANDSAT-1 vom 20.9.72	167
Abb. 2 Satellitenaufnahme des LANDSAT-1 vom 19.12.72	170
Abb. 3 Nebelfrostansatz auf dem Frienisberg (21.12.77)	219
Fig. 1 Graphische Veranschaulichung der Diskriminanzanalyse	39
Fig. 2 Kurven für das Gleichgewichtswachstum von Lösungsströpfchen mit bestimmten Kochsalzkonzentrationen	54
Fig. 3 Fallgeschwindigkeit für kleine Wolken- oder Nebeltropfen	59
Fig. 4 Abhängigkeit der Sichtweite vom Flüssigwassergehalt	61
Fig. 5 Temperatur- und Feuchteprofile während der drei Phasen der Strahlungsnebelbildung	76
Fig. 6 Temperatur- und Dampfdruckverlauf bei der Entstehung von Mischungsnebel	80
Fig. 7 Sättigungsdampfdruckdifferenz über Wasser und Eis	84
Fig. 8 Tages- und Jahresgang der Nebelhäufigkeit an 12 Stationen (Querschnitt durch die Schweiz)	88 ff.
Fig. 9 Abgrenzung der sieben Regionen für die Nebelklassierung	96
Fig. 10 Verwendetes Klassifikationsschema	98
Fig. 11 Pentadenwerte der prozentualen Bodennebelhäufigkeit	101
Fig. 12 Pentadenwerte der prozentualen Hochnebelhäufigkeit	103
Fig. 13 Pentadenwerte der prozentualen Hangnebelhäufigkeit (Berner Alpen)	104
Fig. 14 Pentadenwerte der prozentualen Häufigkeit hoher Bewölkung (Berner Mittelland)	105
Fig. 15 Regionale Mittelwerte der prozentualen Häufigkeit von Boden- und Hochnebel	106
Fig. 16 Dekadenwerte der prozentualen Häufigkeit geschlossener Boden- und Hochnebeldecken im bernischen Mittelland	108
Fig. 17 Prozentuales monatliches Auftreten bestimmter Nebelverteilungen	110
Fig. 18 Höhenverteilung der prozentualen Häufigkeit bestimmter Nebelobergrenzen (bernisches Mittelland)	111
Fig. 19 Höhenverteilung der prozentualen Häufigkeit bestimmter Nebelobergrenzen (Säntis, Chasseron)	113
Fig. 20 Gültigkeitsbereich der Alpenwetterstatistik	117
Fig. 21 Häufigkeit des Auftretens der Wettertypen und Wetterlagen	123
Fig. 22 Graphische Darstellung der Wahrscheinlichkeit bestimmter Nebelarten für ausgewählte Wettertypen und Wetterlagen	126 ff.

	<u>Seite</u>
Fig. 23 Höhenverteilung der prozentualen Häufigkeit bestimmter Obergrenzen der bodennahen Inversionen über Payerne	145
Fig. 24 Relative Häufigkeit von Boden- und Hochnebel im bernischen Mittelland in Abhängigkeit der Höhenwinde über Payerne	148
Fig. 25 Die Entwicklung der Wetterlage vom 20. - 31.10.1975	155
Fig. 26 Der Verlauf der meteorologischen Elemente vom 21. - 31.10.1975	156
Fig. 27 Drei ausgewählte Wettersituationen mit der entsprechenden Nebelverteilung auf der Alpennordseite	158 ff.
Fig. 28 Hypothetische Darstellung der mittleren Strömungsverhältnisse bei Tag und Nacht im Raum Basel - Bern - Berner Alpen bei flachen Hochdruck- oder Flachdrucklagen	163 ff.
Fig. 29 Hypothetische Modellvorstellung zur Strömungsdynamik in den Nebelmeeren des zentralen Schweizer Mittellandes	174
Fig. 30 Abgrenzung des Gebietes der Nebelprognose	184
Fig. 31 Computerausdruck der Gruppenkonstellation auf Grund der zwei ersten kanonischen Variablen	189
Fig. 32 Regression/Korrelation zwischen dem Druckgradienten Payerne - Strasbourg und der Nebelobergrenze des Folgetages	194
Fig. 33 Nebelprognose: Ausdruck des Tischcomputers	196
Fig. 34 Vergleich zwischen der benützten 5jährigen Beobachtungsreihe und einer 20jährigen Reihe	202
Fig. 35 Höhenverteilung der Nebelhäufigkeit im Untersuchungsgebiet in drei verschiedenen Winterhalbjahren	204
Fig. 36 Bern MZA und Bern-Belpmoos: Isoplethen der Nebelhäufigkeit	222
Fig. 37 Stadt Bern: Nebelhäufigkeit von 1760 bis 1975	227
Tab. 1 Verzeichnis des verwendeten Daten- und Informationsmaterials	31
Tab. 2 Sättigungsfeuchtigkeit für gegebene Tropfenradien (10°C, reines Wasser)	49
Tab. 3 Aufbaustoff und Herkunft der wichtigsten Kondensationskerne	52
Tab. 4 Genetische Nebelklassifikation	69
Tab. 5 Mikrophysikalische oder substratphysikalische Nebelklassifikation	70
Tab. 6 Nebelklassifikation nach der Sichtweiteskala	71
Tab. 7 Nebelklassifikation nach räumlichen Gesichtspunkten	72
Tab. 8 Zusammenhänge zwischen der genetischen und der räumlichen Nebelklassifikation	72

	<u>Seite</u>
Tab. 9	87
Tab. 10	99
Tab. 11	109
Tab. 12	121
Tab. 13	141
Tab. 14	144
Tab. 15	147
Tab. 16	150
Tab. 17	162
Tab. 18	177
Tab. 19	185
Tab. 20	190
Tab. 21	191
Tab. 22	198
Tab. 23	201
Tab. 24	207
Tab. 25	225

ABKÜRZUNGEN

WMO (OMM)	World Meteorological Organisation (Organisation Météorologique Mondiale)
MZA	Schweizerische Meteorologische Zentralanstalt
GMT	Greenwich Mean Time
MEC, HEC, CET	Mitteleuropäische Zeit
ESSA - 8	Environmental Survey Satellite
HCMM	Heat Capacity Mapping Mission
NOAA 4, 5	National Oceanic and Atmospheric Administration Environmental Satellite
TIROS - N	Television Infrared Observation Satellite
QNH, QFE, QFF	Für Druckberechnungen verwendete meteorologische Q-Codes

ZUSAMMENFASSUNG

Ausgehend von der Idee eines Querschnittes Jura - Alpen, soll uns die vorliegende Arbeit einen Ueberblick über die regionalen Nebelverhältnisse dieses Raumes vermitteln. Das Schwergewicht liegt dabei auf dem Studium der "Schönwetternebel" des Winterhalbjahres, welchen als Indikatoren austauscharmer Wetterlagen sowohl aus der Sicht der Lufthygiene und der Raumplanung (vor allem bei der Standortwahl von Spitälern, Erholungsheimen, Verkehrsträgern und Gross-emittenten) als auch der Wettervorhersage (Strassen- und Luftverkehr) grösste Bedeutung zukommt.

Die Analyse der Nebelbildungsmechanismen wird ergänzt durch Untersuchungen über die Strömungsverhältnisse innerhalb der Nebelkörper bei antizyklonalen Wetterlagen. Im Hinblick auf eine praxisorientierte Anwendung der Ergebnisse wird sodann ein Modell für die Vorhersage der Nebelbildung und der Nebelobergrenze des Folgetages (Berner und Solothurner Mittelland) beschrieben, an das sich eine kartographische Bearbeitung und Beschreibung der regionalen Nebelstruktur (Nebelhäufigkeit und -art) anschliesst.

Die wichtigsten Ergebnisse lassen sich wie folgt zusammenfassen:

Nebeldefinition und Nebelbeobachtung: Die Nebeldefinition bleibt nach wie vor problematisch. Einerseits bereitet die Abschätzung der Sichtweite grosse Schwierigkeiten, und andererseits kann ohne Benützung von Instrumenten kaum eine Unterscheidung zwischen Litho- und Hydrometeoren getroffen werden. Schliesslich muss betont werden, dass ein Vergleich der durch Beobachtung ermittelten Nebelhäufigkeiten nur dann vorgenommen werden darf, wenn es sich um klar definierte Terminbeobachtungen handelt.

Nebelklassifikation: Die Klassifikation nach genetischen Gesichtspunkten eignet sich vor allem für meteorologisch-physikalische Betrachtungen. Für die Zwecke der Raumplanung wird die räumliche Nebelklassifikation empfohlen.

Statistik der Nebelverbreitung quer durch die Schweiz: Das bernische Mittelland weist mit über 50 % aller Tage der Monate September bis März (07.00 MEZ) eindeutig die grössten Anteile an Boden- oder Hochnebel auf (lokale Ereignisse mitgezählt). Es wird gefolgt von den Regionen Aaretal (zwischen Bern und Meiringen), Juratäler und Basel, deren Anteile zwischen 25 und 30 % liegen. Als günstig erweisen sich die Regionen Wallis und Berner Alpentäler mit Werten unter 10 %. Die Nebelobergrenze liegt im Grossteil der Fälle im Bereich zwischen 500 und 1000 m über Meer (Häufigkeitsmaxima bei 500 und 700 m über Meer).

Die Nebelverbreitung in Abhängigkeit der herrschenden Wettersituation:
Wir können im Untersuchungsgebiet drei häufig vorkommende Situationen unterscheiden:

- Bei konvektiv-antizyklonalen Wetterlagen mit flachen Druckgradienten oder schwachen Süd- bis Westströmungen (Einfluss maritimer Warmluft) bilden sich in der Regel starke Bodeninversionen, welche von dichtem Bodennebel begleitet werden. Wir bezeichnen diese Nebel genetisch als Strahlungs-Advektionsnebel (Auftreten: Maxima in Frühherbst und Frühling).
- Bei Hochdrucklagen mit schwachen bis mittelstarken Bisenströmungen (Einfluss kontinentaler Kaltluft) bilden sich meistens Höheninversionen mit kompakten Hochnebelschichten. Wir bezeichnen diese Nebel als Strahlungs-Mischungsnebel (Auftreten: Maximum in der Zeit zwischen Spätherbst und Winter).
- Bei advektiv-zyklonalen Druckfeldern mit südwestlicher bis nordwestlicher Höhenströmung beobachten wir sehr häufig Hangnebel-situationen. Von der Genese her handelt es sich um orographische Nebel sowie um Front- und Mischungsnebel (Auftreten: während des ganzen Jahres; Minimum im Frühherbst).

Im Anhang der Arbeit finden wir für jede Wetterlage (benutzt wurde ein System mit 40 Lagen) die Zahlen der Wahrscheinlichkeit des Auftretens der einzelnen Nebelarten (räumliche Nebelklassifikation), welche für sieben Typregionen berechnet wurden.

Die regionale Nebelverteilung des bernischen Mittellandes weist eine hohe Korrelation zum QNH-Druckgradienten Payerne - Strasbourg sowie zum vertikalen Temperaturgradienten auf.

Bei flachen Hochdrucklagen lässt sich bis in die Nebelkörper des bernischen Mittellandes ein Strömungssystem mit einem Tag - Nacht - Windwechsel verfolgen (Tag: Nordostkomponente / Nacht: Südwestkomponente)! Eine Ausnahme bilden lediglich die Monate Dezember und Januar.

Nebelprognose: Die regionale Nebelverteilung des Folgetages (07.00 MEZ) wird mit Hilfe einer Diskriminanzanalyse prognostiziert. Das jahreszeitlich beschränkte Modell (15.10. - 31.12.) wird durch sechs am Vorabend (19.00 MEZ) ermittelte Prediktoren aufgebaut (vertikaler Temperaturgradient, Temperaturabnahme während des Nachmittags, horizontale Druckdifferenz, Windgeschwindigkeit, Bewölkung, Sichtweite). Die Nebelobergrenze des Folgetages wird auf Grund einer einfach linearen Regression bestimmt (Prediktor: QNH-Druckdifferenz Payerne - Strasbourg).

Nebelkartierung: Die Kartierung der Nebelverhältnisse im Massstab 1 : 200'000 wurde mit Hilfe von Stationsbeobachtungen (593 Stationen), Messfahrten, Satellitenbildern, Luftbildern, Zeitrafferfilmen, bestehenden Nebelkarten sowie einer Umfrage über markante

Nebelgrenzen (ca. 50 befragte Personen) vorgenommen. Die Nebelstruktur (= räumliche Abgrenzung der Nebelarten) wurde kombiniert mit der Nebelhäufigkeit dargestellt. Diese flächenhafte Darstellung konnte durch Stationsangaben punktuell ergänzt werden. Die Nebelkarte zeigt deutlich die für die Raumplanung entscheidende, vertikale Abfolge der Nebelverteilung: Bodennebelzone - nebelarme Zwischenzone - Hochnebelzone - nebelarme Hangzone - Hangnebelzone.

RESUME

Le présent travail vise à donner un aperçu des conditions régionales du brouillard à partir d'un profil du Jura aux Alpes. L'accent est mis sur les brouillards au sol et les brouillards élevés de "beau temps" de la saison d'hiver. Ces indices de situations météorologiques pauvres en échanges sont d'une grande importance du point de vue de l'hygiène de l'air et de l'aménagement du territoire (choix de l'emplacement d'hôpitaux, de maisons de convalescence, d'axes de transport et d'émetteurs importants de pollution atmosphérique) d'une part, et de la prévision météorologique (trafics aérien et routier) d'autre part.

L'analyse des mécanismes de formation est complétée par une étude du dynamisme de la masse de brouillard lors de situation anticyclonique. Dans un but d'application pratique l'auteur décrit ensuite un modèle de prévision à 12 h, de la formation du brouillard et de sa limite supérieure. Une étude cartographique et une description régionale des fréquences et des espèces du brouillard complètent ce travail.

Les résultats les plus importants peuvent se résumer comme suit:

Définition du brouillard, observation du brouillard

La définition du brouillard reste problématique: D'une part, l'appréciation de la visibilité pose des difficultés, et de l'autre il est quasiment exclu de différencier les hydrométéores des lithométéores sans avoir recours à des instruments. Enfin, il convient de signaler qu'une comparaison de la fréquence du brouillard observée en plusieurs points n'est valable que lorsque les heures d'observation sont clairement définies.

Classification du brouillard

La classification génétique des brouillards se prête avant tout à des considérations d'ordre météorologique et physique. Dans la perspective de l'aménagement du territoire, une classification fondée sur la répartition spatiale du brouillard est proposée.

Statistique de la répartition du brouillard selon un profil à travers la Suisse

La partie centrale du Plateau suisse montre la plus haute fréquence de brouillard: plus de 50% des jours pour les mois de septembre à mars (heure d'observation 07.00 HEC). On trouve ensuite les régions de la vallée de l'Aare (entre Berne et Meiringen), des vallées jurassiennes et de Bâle avec une fréquence variant entre 25 et 30 %. Enfin, le Valais et les vallées de l'Oberland bernois sont favorisés, avec des valeurs inférieures à 10 %. La limite supérieure du brouillard se situe dans la plupart des cas entre 500 et 1000 mètres au dessus de la mer (fréquence maximale à 500 et 700 m).

L'extension du brouillard en fonction du type de situation météorologique

Dans la région envisagée, il convient de distinguer 3 principaux types de situations:

- Lors de situations convectives anticycloniques avec de faibles gradients de pression ou de faibles courants de Sud et d'Ouest (influence d'air maritime chaud), il se forme de fortes inversions au sol, accompagnées de brouillard dense au sol. Génétiquement, c'est un brouillard d'advection et de rayonnement (Apparition: maximum en début d'automne et au printemps).
- Lors de situations de hautes pressions avec un courant de bise faible à modéré (afflux d'air froid continental), on observe généralement une inversion en altitude avec des couches de brouillard élevé compact. Ce brouillard peut être dénommé brouillard de mélange et de rayonnement (Apparition: maximum entre la fin de l'automne et l'hiver).
- Lors de situations cycloniques avec des courants de SW à NW en altitude, on observe très souvent des situations de brouillards de versants. Par leur genèse, il s'agit de brouillards orographiques ainsi que de brouillards de front et de mélange (Apparition: durant l'année entière, minimum en début d'automne).

En annexe, on trouve pour chaque type de situation (classification en 40 situations) la fréquence relative de l'apparition de chaque espèce de brouillard, calculée pour les 7 régions envisagées.

La répartition régionale du brouillard montre un haut degré de corrélation avec le gradient de pression entre Payerne et Strasbourg (QNH) ainsi qu'avec le gradient vertical de température.

Lors de situations de hautes pressions avec des gradients faibles on constate, même dans la masse de brouillard de la partie centrale du Plateau suisse un système avec circulation diurne et nocturne (jour: composante de NE; nuit: composante du SW)! Toutefois les mois de décembre et janvier font exception.

Prévision du brouillard

Une prévision de la répartition régionale du brouillard pour le jour suivant (07.00 HEC) est obtenue au moyen d'une analyse discriminante. Le modèle, limité à la période du 15.10 au 31.12 est établi sur la base de six facteurs caractérisant la situation météorologique du soir précédent (gradient vertical de température; variation de la température au cours de l'après-midi; gradient de pression; vitesse du vent; nébulosité; visibilité). La limite supérieure du brouillard est estimée au moyen d'une régression linéaire simple en fonction du gradient de pression entre Payerne et Strasbourg).

Relevé cartographique du brouillard

La carte du brouillard à l'échelle 1 : 200 000 a été établie d'après les observations faites à 593 stations, des campagnes de mesure, des images de satellite, des photographies, des films analysés image par image, les cartes du brouillard préexistantes et un questionnaire portant sur la limite supérieure du brouillard (environ 50 personnes interrogées). Pour la représentation cartographique, la structure du

brouillard (différenciation spatiale de types de brouillard) est associée à la fréquence du brouillard. Les surfaces ainsi représentées ont pu être complétées par les données ponctuelles de plusieurs stations. Cette carte fait clairement ressortir la distribution altitudinale de la fréquence du brouillard: Zone des brouillards au sol - zone intermédiaire pauvre en brouillard - zone des brouillards élevés - zone de versants pauvre en brouillard - zone des brouillards de versants. Cette classification nous semble fondamentale pour l'aménagement du territoire.

(Traduction: P. Berlincourt, S. Martin)

SUMMARY

This work gives an overview of the regional distribution of fog in the Bernese Plateau, the area between the Alps and the Jura mountains. The emphasis of the study is on the "fair weather fog" of the winter months. This fog, which is characterised by the low rate of energy exchange between two separate air masses, is of greatest importance for work involving air quality control and town and country planning (the location of hospitals, nursing homes, main roads and railways and the position of potential pollution sources) and also weather forecasting (for ground and air transport).

The mechanism for the formation of fog is investigated along with the circulation of air within the fog during anticyclones. With regard to the application of these results in practical forecasting, a model for the prediction of possible fog on the following day (Bernese and Solothurn Plateau) is described. In addition, the distribution of fog (its frequency and type) is considered and displayed with the help of maps.

The most important results can be summarised as follows:

Definition and Observation: It remains difficult to define fog adequately. Estimating visibility gives rise to problems and instruments are really necessary to enable differentiation between lithometeors and hydrometeors. Finally, it should be noted that for an objective comparison of the frequency and intensity of fog at different locations, care must be taken to ensure that observations are made synchronously at clearly defined times.

Classification: Fog is most suitably classified genetically for meteorological-physical purposes. To suit the needs of town and country planners, however, classification according to location is to be recommended.

The Statistics of Fog Distribution across Switzerland: The Bernese Plateau shows the highest frequency of both ground and high fog with fog occurring on over 50 % of mornings (0700 CET) during the months September to March (local phenomena included). This is followed by the Aare valley (between Berne and Meiringen), the Jura valleys and the Basle area where fog occurs on between 25 % and 30 % of days. The most favourable (i. e. fog-free) regions are Valais and the Bernese Alpine valleys which have a fog incidence of less than 10 % . The fog top is usually situated between 500 and 1000 m above m. s. l., the most common heights being 500 m and 700 m.

The Dependence of Fog Distribution on the Current Weather: In the study area we can distinguish three commonly occurring weather situations:

- During convective anticyclonic weather with weak pressure gradients or light south to west winds (influence of warm maritime air) there occur as a rule pronounced low level inversions accompanied by dense ground fog. We designate this type of fog genetically as radiation-advection fog (occurrence: most common in early autumn and spring).
- During high pressure systems with light to moderate north to east winds (influence of cold continental air), high level inversions usually occur which give rise to a relatively shallow layer of high fog. We designate this fog radiative-mixing fog (occurrence: most frequent during late autumn and early winter).
- During advective cyclonic pressure distributions with a high level northwest to southwest wind, up-slope fog is very often observed. Due to the way in which it is generated, it is obviously orographic in nature as well as being a frontal and mixing fog (occurrence: least frequent in early autumn).

As an appendix to the work, the probability of the various types of fog occurring under different weather conditions (40 different synoptic situations are considered) were calculated for seven topographically different areas.

The regional distribution of fog in the Bernese Plateau shows a high correlation both with the QNH Payerne - Strasbourg pressure gradient and the vertical temperature gradient.

During periods of high pressure and weak pressure gradients, the wind within the fog pool shows a diurnal variation (daytime: north-east component / night: southwest component) except during the months of December and January.

Forecasting: A regional forecast of the fog distribution for the following day is produced using a discriminant analysis. Relevant data (vertical temperature gradient, temperature decrease during the afternoon, horizontal pressure gradient, wind velocity, cloud cover, visibility) from the previous evening (1900 CET) is used in the model, the use of which is restricted to the period 15.10 - 31.12. The fog top is calculated using a simple linear regression (predictor: QNH Payerne - Strasbourg pressure difference).

Mapping: The cartographic representation of fog conditions on scale 1 : 200 000 proceeded with the help of observations (from 593 stations), field excursions, satellite and aerial pictures, photographs, time-lapse films, existing fog charts as well as by interviewing some 40 persons about marked fog boundaries. The structure of the fog (spatial distribution of the various fog types) is displayed together with the frequency of occurrence. In addition to displaying the areal distribution of fog, data from individual stations are

included. The fog maps clearly show all details of the vertical distribution of fog (ground fog zone, fog-free intermediary zone, high fog zone, fog-free slope zone, up-slope fog zone).

(Translation: P. Phillips)

1. EINLEITUNG

Der Nebel darf als Kondensationsprodukt der bodennahen Luftschicht jenen meteorologischen Erscheinungen zugeordnet werden, welche optisch sehr deutlich wahrgenommen werden. In den grösseren, dicht besiedelten Senken rund um die Schweizer Alpen (Schweizerisches Mittelland, Oberrheinische Tiefebene, Tal der Saône, Poebene, Gebiet des Donau-Oberlaufes) beschränkt sich seine Präsenz praktisch auf die Zeit des Winterhalbjahres, in dem er jedoch bei konvektiv-antizyklonalen Druckverhältnissen oft tagelang andauern kann. Die enge Bindung dieser Nebel an austauscharme Wetterlagen führt zu einer Reihe von negativen Auswirkungen, welche kurz aufgezählt werden sollen:

1. Massive Herabsetzung der Sichtweite
2. Starke Verminderung der direkten Sonnenstrahlung
3. Bildung von Glatteis und Nebelfrost (Rauhreif)
4. Bindung und Speicherung der lufthygienischen Schadstoffe verschiedener Emittenten (Industrie, Hausbrand, Strassenverkehr, Kehrlichtverbrennungsanlagen)
5. Anreicherung und Transport schädlicher Mikroorganismen

Kann sich die Nebeldecke auf Grund der meteorologischen Situation über mehrere Tage ohne Auflösung halten, so führt eine Kumulation der genannten Negativeinwirkungen im Bereiche von Grossagglomerationen nicht selten zu regelrechten Luftverschmutzungskatastrophen (Smog-Effekt). Als bedeutendste derartige Ereignisse finden wir in der Literatur (SCHULZ 1963 : 23, HEIMANN 1964 : 156 - 170) häufig die gut dokumentierten Fälle des Masstals (1930) sowie der Städte Donora in Pennsylvanien (1948) und London (1950). SCHÜEPP (1974 : 505) zählt den Nebel aus folgenden Gründen zu den "kritischen" Wetterelementen: Zum ersten unterliegt seine räumliche Verteilung starken Unterschieden bezüglich Häufigkeit und Dichte. Zum zweiten kann die zeitliche Dauer der Nebelereignisse aus den normalen Stationsbeobachtungen (3 Termine) kaum abgeschätzt werden. Wir möchten trotzdem die Behauptung wagen, dass dem Nebel als Indikator der austausch- und strahlungsarmen sowie lufthygienisch und bioklimatisch ungünstigen Wettersituationen sowohl im meteorologischen Prognosedienst als auch in der Raumplanung grösste Bedeutung zukommt.

Eine erste umfassende Bearbeitung der schweizerischen Nebelverhältnisse hat um die Jahrhundertwende STREUN (1901) vorgenommen. Seither sind in unserem Lande trotz einer massiven Zunahme der Umweltbelastung mit Ausnahme der Arbeiten von SCHNEIDER (1952, 1954 und 1957) keine Publikationen verfasst worden, welche das Nebelproblem sowohl von der meteorologischen (Substratphysik, Diagnose, Prognose)

als auch klimatologischen Seite (Mittelwertstatistik, Wetterlagenanalyse, Studium der mittleren räumlichen Verteilung) her angepackt haben. Die Gründe dafür dürften in erster Linie im mangelhaften Daten- und Informationsmaterial liegen, das uns über die raum-zeitliche Entwicklung der Nebeldecke nur unzureichende Informationen liefern konnte. Mit der Verwendung von neuen Beobachtungsmethoden (Luft- und Satellitenbilder, an Gipfelstationen aufgenommene Zeitrafferfilme), von speziell aufgebauten Sondernetzen (Klimanetze der Kantone Bern und Solothurn) sowie von detaillierten Geländebegehungen und Umfragen eröffnete sich in neuester Zeit die Möglichkeit einer umfassenderen Nebelanalyse im Querschnitt Jura - Alpen.

Dabei möchten wir nicht unerwähnt lassen, dass wir uns im Bemühen um ein einheitliches und klar definierbares Beobachtungsmaterial in vielen Teilen der Arbeit dazu entschlossen mussten, dieses Datenangebot sowohl jahreszeitlich (Winterhalbjahr) als auch tageszeitlich (Morgentermin von 07.00 bis 08.00 Uhr) einzuschränken.

Bei der Auswertung und Interpretation dieses verfügbaren Datenmaterials bedienen wir uns vornehmlich der induktiven Arbeitsweise, und die aus einer Vielzahl von Beobachtungen abgeleiteten Erkenntnisse liegen zum Teil nur in deskriptiver Form vor. Wir haben uns jedoch während des gesamten Verlaufes der Arbeiten bemüht, auch deduktiv vorzugehen und nicht zuletzt aus diesen Gründen einen Ueberblick über die physikalischen Prozesse sowie die Systematik der Nebelerscheinungen gegeben.

2. PROBLEME UND DAR AUS ABGELEITETE ZIELSETZUNGEN

Wir haben in der Einleitung dargelegt, dass dem Nebel als einem der markantesten negativen Wetterelemente sowohl in Bezug auf das Bioklima als auch für Planung und Lufthygiene eine fundamentale Bedeutung zukommt (TSCHIRHART 1974, SCHIRMER 1974 und 1976). Allein diese Feststellung rechtfertigt die detaillierte Bearbeitung des Nebelproblems mit Schwerpunkt auf dem Gebiet des tieferen schweizerischen Mittellandes, das in unserem Lande neben den Räumen Waldshut-Basel, Wallis und Tessin in lufthygienischer Hinsicht als Problemzone bezeichnet werden dürfte. Dazu gesellt sich die Tatsache, dass die Maxima der "Schönwetternebel" (zum grössten Teil Strahlungsnebel) im Winterhalbjahr ebenfalls in diesem Gebiet gesucht werden müssen (STREUN 1901 : 13, SCHÜEPP 1966 : 38, COURVOISIER 1962 : 6, WANNER 1971 : 20-22, SCHÜEPP 1974 : 509, WEBER 1975). SCHACHER (1974 : 41) zieht nach einer Auswertung von 30 Satellitenbildern mit Nebel bei Hochdrucklagen (Fälle mit Obergrenzen im schweizerischen Mittelland von 1000 m ü.M. oder tiefer) den Schluss, dass sogar das mitteleuropäische Maximum dieser "Schönwetternebel" im schweizerischen Mittelland liegen könnte (?). Wenn die Wahl des Untersuchungsgebietes auf den Raum der Kantone Bern und Solothurn fiel, so hat dies vor allem praktische Gründe: Erstens weist dieses Gebiet dank der regionalen Sondernetze der Kantone Bern und Solothurn zur Zeit die höchste Datendichte auf, und zweitens konnte das gesamte Untersuchungsgebiet vom Standort Bern aus durch Tages-Messfahrten einigermassen abgedeckt werden. Zu diesen praktischen Vorteilen gesellte sich zusätzlich die Möglichkeit, dass ein Profil vom Nordjura bis zur Alpennordseite gelegt werden konnte.

Stellen wir uns kurz die Frage nach den aufgetauchten Problemen und der daraus abgeleiteten Teilziele, welche wir uns für die vorliegende Arbeit gesteckt haben:

- Es zeigte sich bald, dass innerhalb des Untersuchungsgebietes kaum Kenntnisse über die mikrophysikalischen Eigenschaften der wichtigsten Nebelarten vorliegen (Beschaffenheit der Kondensationskerne, Tropfenspektren, Wassergehalt). Sie stellen jedoch für das Verständnis des Nebelbildungsprozesses eine notwendige Voraussetzung dar. In Kapitel 6 sollen die Erkenntnisse aus der Literatur zusammengefasst und teilweise auf das Untersuchungsgebiet übertragen werden.
- Eine genaue Interpretation räumlicher Verteilungsmuster des Nebels kann nur dann mit Erfolg vorgenommen werden, wenn wir auch der Diagnose eine hinreichende Beachtung schenken. In Kapitel 7 möchten wir uns aus diesen Gründen kurz Rechenschaft über die meteorologischen Bedingungen bei der Nebelbildung und -auflösung geben. An diese Ueber-

sicht schliesst sich eine Zusammenstellung möglicher Nebelklassifikationen an.

- Bei der klimatologischen Verarbeitung der langjährigen Beobachtungsergebnisse haben wir von Anfang an die Idee verfolgt, das Datenmaterial sowohl unter dem Gesichtspunkt der Mittelwertsklimatologie als auch der Witterungsklimatologie im Sinne von FLOHN (1954 : 17) zu bearbeiten. Diesen Zielsetzungen folgend geben wir in Kapitel 8 einen kurzen Ueberblick über die wichtigsten, bei uns auftretenden Nebelarten und die mittlere Nebelverteilung im Querschnitt durch die Schweiz, an die sich in den Kapiteln 9 und 10 die Wetterlagenanalyse sowie eine Korrelation der Nebelverteilung mit regionalen Wetterlagenparametern anschliesst.
- Wie bereits erwähnt, haben wir uns auch mit dem Problem der Nebelprognose auseinandergesetzt. Eine Prognose kann nur dann befriedigend ausfallen, wenn vorher eine genaue Analyse des Ist-Zustandes vorgenommen wird, an die sich die Auswahl geeigneter Ausgangsparameter (Prediktoren) anschliesst. Die Wahl dieser Prediktoren wird uns erleichtert, wenn wir uns vorgängig in Form einer Modellvorstellung eine klare Rechenschaft über die wichtigsten dynamischen Prozesse geben, welche sich im Prognosegebiet bei der Nebelbildung verfolgen lassen. Dieser Forderung kommen wir in Kapitel 11 nach.
- Schliesslich haben wir uns von Anfang an das Ziel gesteckt, nicht nur rein wissenschaftliche Aspekte des Nebelproblems zu beleuchten, sondern auch einen Schritt in die Richtung der praktischen Anwendung der Ergebnisse zu wagen. Dies tun wir wie erwähnt im Kapitel 12, wo ein erster, allerdings bescheidener Versuch unternommen wird, ein Verfahren für die Prognostizierung der regionalen Nebelverhältnisse im tieferen bernischen Mittelland zu entwickeln. Zweitens finden wir in Kapitel 13 eine detaillierte Beschreibung der regionalen Nebelverhältnisse (mit Karte), welche zudem Ratschläge für die raumplanerische Anwendung dieser Ergebnisse enthält.

Kurz gesagt möchten wir in der folgenden Arbeit einen Beitrag zur Bildung, Verteilung und Vorhersage winterlicher Nebel im Gebiet zwischen Jura und Alpen liefern.

Bevor wir diese Ergebnisse diskutieren, möchten wir eine Uebersicht über das Datenmaterial (Kapitel 3), dessen Verarbeitung (Kapitel 4) sowie einige Hinweise zur vieldiskutierten Frage der Nebeldefinition (Kapitel 5) geben.

3. BESCHREIBUNG DES VERWENDETEN DATENMATERIALS

Bei der Bearbeitung der einzelnen Fragen haben wir uns grundsätzlich darum bemüht, das gesamte zur Verfügung stehende Daten- und Informationsmaterial zu berücksichtigen. Wir werden uns dem Problem der punktuellen Nebelerfassung mit Hilfe der Stationsbeobachtung später noch zuwenden müssen und möchten hier lediglich darauf hinweisen, dass nach Möglichkeiten gesucht wurde, auch räumliche Informationen (Satellitenbilder, Luftbilder, Zeitrafferfilme) in die Untersuchungen einzubeziehen. Tabelle 1 gibt uns einen Ueberblick über das Datenmaterial sowie weitere benützte Informationsquellen.

Tab. 1
Verzeichnis des in dieser Arbeit verwendeten Daten- und Informationsmaterials.

Bezeichnung der Stationsnetze, bez. des Informationsmaterials	Zahl der Stationen, Stationsstandorte, Satellitenbezeichnung u. a. Bemerkungen
1) SYNOP-Stationen der MZA	Basel-Mülhausen, Payerne
2) Klimatologische Stationen der MZA	33 Stationen
3) Regenmess-Stationen der MZA	81 Stationen
4) Klimastationen Berner Netz	437 Stationen
5) Klimastationen Solothurner Netz	41 Stationen
6) Alpenwetterstatistik der MZA (SCHÜEPP 1968)	
7) Alpenwetterkarten der MZA	dreistündlich gezeichnet (ab Mikrofilm)
8) Radiosondenaufstiege	Payerne, Mailand, Trappes, Stuttgart, München (ab Mikrofilm)
9) Messfahrten	Profile N - S und SW - NE
10) Satellitenbilder	ESSA-8, NOAA 4 u. 5, LANDSAT 1 u. 2
11) Luftbilder	Geogr. Inst. Bern, Eidg. Landestopographie, SWISSAIR, Militär
12) Fotomaterial	
13) Zeitrafferfilme von Nebelmeeren	Kamerastandorte: Chasseral, Bantiger
14) Resultate einer Umfrage über Nebelgrenzen	
15) Bisherige Publikationen	siehe Literaturverzeichnis

Wir werden uns in jenen Abschnitten der Arbeit, wo die Auswertungsergebnisse diskutiert werden, noch speziell mit Einzelproblemen der Datenaufbereitung und -verwendung zu befassen haben. An dieser Stelle seien bloss die folgenden Bemerkungen angebracht:

- Die Klimastationen der Kantone Bern und Solothurn werden seit 1970 (Kanton Bern), respektive 1972 (Kanton Solothurn) betrieben. Die Berner Stationen beobachten neben Schnee und Nebel (Winterhalbjahr) auch phänologische Ereignisse (Sommerhalbjahr). Die Solothurner Stationen führen im Winterhalbjahr nach den gleichen Beobachtungsanleitungen Schnee- und Nebelbeobachtungen durch. Das gesamte Datenmaterial der beiden Stationsnetze wird durch das Berner Geographische Institut kontrolliert und gespeichert.
- Die Messfahrten wurden mit einem Privatwagen vorgenommen. Als Ausrüstung standen ein Psychrometer, eine Temperatursonde mit Messbrücke sowie ein Hand-Windmesser zur Verfügung.
- Die Zeitrafferfilme wurden mit einem im Geographischen Institut Bern entwickelten Kamerasystem durchgeführt. Genauere Angaben finden sich in FRIEDERICH und HAEUSELMANN (1976).
- Die detaillierte Umfrage über markante Nebelgrenzen wurde im gesamten Untersuchungsgebiet vorgenommen. Die Antworten mussten auf einer geographischen Karte eingetragen werden (nähere Angaben in Kapitel 13).

4. DATENVERARBEITUNG UND STATISTISCHE METHODEN

4.1. ZUR VERARBEITUNG DES GESAMTEN DATENMATERIALS

Die Daten der synoptischen und klimatologischen Stationen der MZA wurden den Monatstabellen der jeweiligen Stationen entnommen. Sie wurden soweit nötig abgelocht und kontrolliert. Die Nebelbeobachtungen der Regenmessstationen mussten aus den Originalaufzeichnungen ermittelt werden. Da sie lediglich für den Entwurf der in Kapitel 13 beschriebenen Nebelkarte verwendet wurden, liegen sie nur in tabellarischer Form vor (Monats- und Halbjahressummen).

Die Beobachtungsergebnisse der Berner und Solothurner Netze wurden zuerst auf den Originalaufzeichnungen kontrolliert, anschliessend abgelocht und mit Hilfe diverser Plausibilitätstests (eigene Computerprogramme) erneut kontrolliert und korrigiert. Dabei erwiesen sich die Satelliten- und Luftbilder als gut geeignetes Kontrollmaterial. Wir haben prinzipiell darauf verzichtet, fehlende Datenreihen mit Hilfe von Nachbarstationen zu ergänzen. Versuche haben gezeigt, dass die Nebelstruktur räumlich derart stark variieren kann, dass eine Uebertragung auf Nachbargebiete unmöglich erscheint!

Die Daten der Alpenwetterstatistik (SCHÜEPP 1968) konnten direkt von der MZA übernommen und verarbeitet werden.

Der grösste Teil des gesamten Datenmaterials wurde ab Magnetband auf der Rechanlage der Universität Bern verarbeitet (IBM 370/158). Für kleinere Auswertungen stand im Geographischen Institut ein Tischcomputer zur Verfügung (COMPUCORP 325 SCIENTIST).

Die Programme für die Plausibilitätstests sowie für die allgemeinen Statistiken der Nebelhäufigkeit wurden von mir geschrieben. Die Programmierung der Wetterlagenanalyse verdanke ich Herrn Stefan Kunz. Die Berechnung der Diskriminanzanalyse erfolgte mit Hilfe der Programmbibliotheken BMD (Programm BMD07M; DIXON 1974) und BMDP (Programm BMDP7M; DIXON 1975).

4.2. STATISTISCHE METHODEN

An dieser Stelle soll lediglich eine ganz knappe Beschreibung der angewendeten statistischen Verfahren gegeben werden. Dabei haben wir uns grundsätzlich auf den Abdruck der Formeln beschränkt, deren Herleitung in der einschlägigen Fachliteratur (LINDER 1964,

WEBER 1967, KREYSZIG 1968, BAHRENBERG und GIESE 1977) nachgeschlagen werden können.

4.2.1. Masszahlen von Verteilungen

In wesentlichen Teilen der Arbeit stellte sich das Problem der zweckmässigen Charakterisierung von Zufallsvariablen in der Form meteorologischer Beobachtungs- oder Messdaten. Dabei haben wir uns auf die anschaulichsten Lageparameter (arithmetisches Mittel, Median, Modus) und Streuungsmasse (Variationsbreite, Standardabweichung, Angabe von Quantilen) beschränkt. Die Wahl der verwendeten Masszahlen richtete sich dabei nach der entsprechenden Verteilungsfunktion der betreffenden Zufallsvariable.

Da viele meteorologische Daten einer Normalverteilung folgen und diese zudem durch Mittelwert und Standardabweichung vollständig bestimmt wird, konnten wir uns in vielen Fällen auf diese zwei Masszahlen beschränken.

Nicht selten stellte sich auch das Problem der Charakterisierung schiefer Verteilungen. In derartigen Fällen wurde das arithmetische Mittel durch speziell geeignete Lageparameter (Median und Modus) und Streuungsmasse (Variationsbreite und ausgewählte Quantilangaben) ergänzt.

4.2.2. Einfache lineare Regression

4.2.2.1. Schätzung der Parameter

Auch in der Meteorologie stellt sich oft die Frage, in welcher Art eine bestimmte Erscheinung von einer andern abhängt. Im Falle der Prognose schliessen wir häufig von momentan beobachteten Ausgangsgrössen (Prediktoren = unabhängige Variablen) auf später zu erwartende Zielgrössen (Prediktanden = abhängige Variablen). Im einfachsten Fall, der sogenannten einfach linearen Regression suchen wir nach der Funktion $y = f(x)$, mit andern Worten nach der linearen Abhängigkeit der Variable Y (= abhängige Variable) von der Variable X (= unabhängige Variable). Die Gleichung der Regressionsgeraden, welche den Punkten x_i, y_i möglichst gut angepasst werden soll, berechnet sich nach dem GAUSS'schen Prinzip der kleinsten Quadrate, welches folgendes besagt:

$$\sum_{i=1}^n (y_i - \mu_Y(x)) = \text{Minimum} \quad (4.1.)$$

- $n =$ = Anzahl Beobachtungen
- $y_i =$ = Beobachter Wert
- $\mu_Y(x) =$ = Bedingter Mittelwert der Zufallsvariablen $Y(x)$, d. h. entsprechender Punkt auf der Regressionsgerade

Die nach diesem Prinzip berechnete Gleichung für die einfach lineare Regression lautet

$$y = a + bx \quad (4.2.)$$

- $y =$ Regressionswert (abhängige Variable)
- $a =$ Regressionskonstante
- $b =$ Regressionskoeffizient (Steigungsmass der Regressionsgerade)
- $x =$ Unabhängige Variable

4.2.2.2. Prüfung des Regressionskoeffizienten

Das durch den Regressionskoeffizienten ausgedrückte Steigungsmass gibt uns Auskunft über die Veränderlichkeit von y bezüglich x . Es scheint daher sinnvoll zu überprüfen, ob diese Steigung signifikant von Null verschieden ist. Zu diesem Zweck testen wir das Alternativmodell $\mu_Y(x; \alpha, \beta) = \alpha + \beta x$ gegen das reduzierte Modell $\mu_Y(x) = \alpha$ mit $\beta = 0$ (RIEDWYL 1976 : 20). Dieser Modellvergleich wird mit Hilfe der Varianzanalyse durchgeführt, und der aus dieser Varianzanalyse hervorgehende F-Wert kann in einer Tabelle der F-Verteilung mit 1 und $(n-2)$ Freiheitsgraden auf seine Signifikanz bezüglich eines gegebenen Niveaus α geprüft werden. Liegt der F-Wert über der angegebenen Signifikanzschwelle, so dürfen wir annehmen, dass die Steigung wesentlich von Null verschieden ist.

4.2.2.3. Schätzung des Prognosebereichs für eine zukünftige Beobachtung y

In vielen Fällen, wo wir die Zielgrössen y über die einfach lineare Regression prognostizieren, möchten wir an Stelle des Regressionswertes ein Intervall angeben, in welches diese Zielgrössen mit einer gegebenen Wahrscheinlichkeit $(1-\alpha)$ zu liegen kommen. Dieser Prognosebereich lässt sich nach RIEDWYL (1976 : 28) wie folgt schätzen:

$$\hat{\mu}_Y(x_0) \pm t_{1-\frac{\alpha}{2}; n-2} \cdot S_r \left(1 + \frac{1}{n} + \frac{(x_0 - \bar{x})^2}{S_x^2} \right)^{\frac{1}{2}} \quad (4.3.)$$

$\hat{\mu}_Y(x_0)$ = Geschätzter Regressionswert bei Vorgabe von x_0
 $t_{1-\frac{\alpha}{2}; n-2}$ = P-Quantil der t-Verteilung zur Sicherheitschwelle α mit $(n - 2)$ Freiheitsgraden

S_r = Standardabweichung der Residuen

$$S_x^2 = \sum_{i=1}^n (x_i - \bar{x})^2$$

4.2.3. EINFACHE LINEARE KORRELATION

4.2.3.1. Berechnung des Korrelationskoeffizienten

Vorgängig einer Berechnung der einfach linearen Regression möchten wir in der Regel wissen, wie stark der Zusammenhang zwischen den Zufallsvariablen X und Y ist, ohne dass wir die eine als abhängig und die andere als unabhängig betrachten. Wir drücken diese Abhängigkeit in der Form des Korrelationskoeffizienten aus. Als Mass für diese linearen Zusammenhänge wurde in dieser Arbeit der Produktmoment - Korrelationskoeffizient von PEARSON benützt. Er stellt die Quadratwurzel aus dem Bestimmtheitsmass B dar und berechnet sich wie folgt:

$$B = \frac{S_{xy}^2}{S_x^2 \cdot S_y^2} \quad (4.4.)$$

$$r_{xy} = \sqrt{B} = \frac{\sum_{i=1}^n (x_i - \bar{x}) \cdot (y_i - \bar{y})}{\sqrt{\sum_{i=1}^n (x_i - \bar{x})^2 \cdot \sum_{i=1}^n (y_i - \bar{y})^2}} \quad (4.5.)$$

4.2.3.2. Prüfung des Korrelationskoeffizienten

Wir können dann von der Existenz einer Korrelation sprechen, wenn der Korrelationskoeffizient der beiden Zufallsvariablen X und Y signifikant von Null verschieden ist. Die Testgrösse berechnet sich zu:

$$t = \frac{r_{xy}}{\sqrt{1 - r_{xy}^2}} \sqrt{n - 2} \quad (4.6.)$$

Sie ist t-verteilt mit $(n-2)$ Freiheitsgraden, und wir können somit in einer Tabelle der t-Verteilung jene Werte nachschlagen, für die die Nullhypothese bei einem gegebenen Signifikanzniveau α gerade noch aufrecht erhalten werden kann.

4.2.4. DIE LINEARE DISKRIMINANZANALYSE VON FISHER (ZWEI-GRUPPEN-FALL)

4.2.4.1. Grundidee und Symbolik

LINDER (1964 : 238) erwähnt die wichtige Tatsache, dass wir bei der Trennung von zwei oder auch mehr Gruppen (Grundgesamtheiten) häufig nicht ein einziges, sondern mehrere Merkmale (Variable) beziehen müssen. Die Diskriminanzanalyse ist gerade in derartigen Fällen mit Vorteil anzuwenden, da sich die genannten zwei Gruppen auf Grund dieses einzelnen Merkmals nicht befriedigend trennen lassen. Die Grundidee besteht darin, dass aus mehreren geeigneten Einzelmassen ein gemeinsames Rechenmass X berechnet wird, welches die beiden Gruppen optimal trennt und über die Gruppenzugehörigkeit neu hinzukommender Elemente entscheidet. Dieses Rechenmass X wird als Diskriminanzfunktion bezeichnet und hat die folgende Form:

$$X = b_1 x_1 + b_2 x_2 + \dots + b_m x_m \quad (4.7.)$$

x_i = Merkmale der betreffenden Beobachtung

b_i = Merkmalseigene Faktoren (Koeffizienten der Diskriminanzfunktion)

Die Koeffizienten b_i sind nun derart zu bestimmen, dass die Trennung der Rechenmassen \bar{X}_A und \bar{X}_B für die beiden Gruppen A und B maximal wird (siehe auch Fig. 1):

$$d = \bar{X}_A - \bar{X}_B \longrightarrow \text{Maximum} \quad (4.8.)$$

\bar{X}_A, \bar{X}_B = Mittelwerte der Gruppen A und B

Gleichzeitig soll jedoch die Summe T der Quadrate der Abweichungen der Rechenmasse X_A und X_B vom jeweiligen Rechenmassmittel möglichst klein werden:

$$T = \sum (X_A - \bar{X}_A)^2 + \sum (X_B - \bar{X}_B)^2 \longrightarrow \text{Minimum} \quad (4.9.)$$

Durch die Kombination der Bedingungen (4.8.) und (4.9.) ergibt sich ein Quotient Q , welcher im Zähler das Quadrat der Differenz zwischen den Rechenmassmitteln und im Nenner die Summe der Abweichungsquadrate enthält. Dieser Quotient Q soll demnach maximal werden:

$$Q = \frac{d^2}{T} = \frac{(\bar{x}_A - \bar{x}_B)^2}{\sum (x_A - \bar{x}_A)^2 + \sum (x_B - \bar{x}_B)^2} \rightarrow \text{Maximum} \quad (4.10.)$$

Zur Berechnung der Koeffizienten b_i , welche gemäss (4.7.) die Rechenmasse entscheidend bestimmen, müssen wir den Quotienten Q nach b_1, b_2, \dots, b_m differenzieren und die 1. Ableitung jeweils gleich Null setzen. Bei der Auflösung des dabei entstandenen Systems von m Gleichungen lassen sich die Werte b_i der günstigsten Trennformel bestimmen.

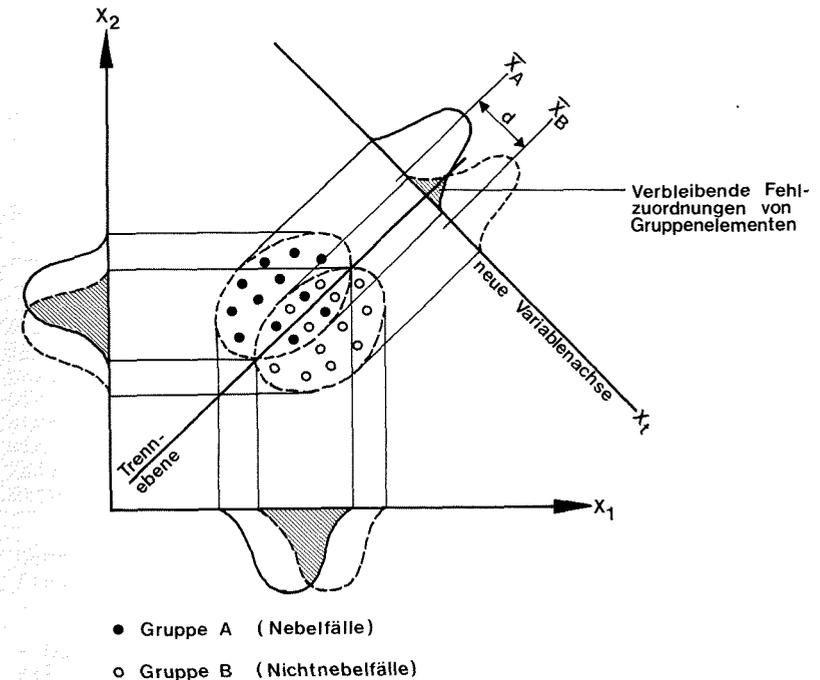
Genauere Beschreibungen des Verfahrens finden sich in LINDER (1964) und WEBER (1967).

4.2.4.2. Graphische Veranschaulichung des Verfahrens

Das soeben beschriebene Verfahren lässt sich graphisch schön veranschaulichen (UEBERLA 1971: 87). Figur 1 zeigt uns den Fall der zwei vorgegebenen Gruppen A und B mit den gemessenen Merkmalen (Variablen) X_1 und X_2 , welche als Variablenachsen aufgetragen wurden:

Wir suchen anschaulich gesehen nach einer linearen Kombination der Variablen, welche die beiden Gruppen optimal trennt. Wie wir erkennen können, gewährleistet die Projektion der Gruppen A und B auf diese neue Variablenachse X_t eine wesentlich bessere Trennung als jene auf die ursprünglichen Variablenachsen X_1 und X_2 . Die in dieser Weise berechnete Trennformel erlaubt uns nun die Zuordnung neu hinzukommender Elemente zu einer der beiden Gruppen. Dabei wird die Skala auf der neuen Variablenachse mit Vorteil so gewählt, dass Elemente mit positiven Werten der Diskriminanzfunktion der Gruppe A, solche mit negativen Werten jedoch der Gruppe B zugeordnet werden. In der Regel gelingt es uns dabei nicht, die beiden auf die neue Variablenachse projizierten Gruppen derart zu trennen, dass Missklassifikationen vermieden werden können (vgl. Fig. 1).

Fig. 1
Graphische Veranschaulichung der Diskriminanzanalyse im Zwei-Gruppen-Fall mit zwei Variablen X_1 und X_2 (nach UEBERLA 1971: 87)



4.2.4.3. Variablenauswahl und statistische Tests

Die Programmbibliotheken BMD (DIXON 1974) und BMDP (DIXON 1975) weisen je ein Programm auf, welches die Variablen schrittweise auswählt ("stepwise discriminant analysis", Programme BMD07M und BMDP7M). Dabei wird bei jedem Schritt jene Variable neu in das Verfahren einbezogen, für welche im Vergleich zwischen den beiden Gruppen der höchste F-Wert berechnet wurde. Das Verfahren kann soweit fortgesetzt werden, bis alle Variablen in die Diskriminanzfunktion X aufgenommen wurden. Für den Benutzer stellt sich daher das Problem, wann er das Verfahren abbrechen will und wieviele Variablen er somit für die Berechnung der genannten Diskriminanzfunktion berücksichtigen will. Für die Beantwortung dieser Frage stehen ihm zwei statistische Tests zur Verfügung (F-Test, WILKS Λ -Statistik).

Das Programm berechnet und druckt anschliessend die Klassifikationsmatrix sowie für jede Stichprobe die Gruppenzugehörigkeit und die auf der Basis des MAHALANOBIS D^2 berechnete Zuordnungswahrscheinlichkeit zu den beiden Gruppen. Am Schluss finden wir noch den Output der Diskriminanzfunktion, der kanonischen Korrelationen sowie eine zweidimensionale Darstellung der Gruppenanordnung auf der Basis der ersten zwei kanonischen Variablen, welche erste Rückschlüsse auf die Trennbarkeit der Gruppen zulässt.

5. ZUR DEFINITION DES BEGRIFFS NEBEL

Die Definition des Nebelbegriffs hat immer wieder zu grossen Diskussionen Anlass gegeben. DUFOUR (1958) hat sich mit diesem Problemkreis speziell auseinandergesetzt und festgestellt, dass die geltenden Sichtweitekriterien kaum Rückschlüsse auf die mikrophysikalischen Unterschiede zwischen Nebel und Dunst zulassen. Wir möchten uns in Kapitel 6.2.7. näher mit den damit verbundenen Fragen beschäftigen und uns vorerst der international gültigen Definition des Nebels zuwenden.

5.1. DIE INTERNATIONALE DEFINITION DES NEBELS (SICHTWEITEDEFINITION)

Zur Mikrophysik des Nebels sei hier nur gesagt, dass die Verminderung der Sichtweite dann eintritt, wenn die Grösse der in der Luft schwebenden Aerosolteilchen die Wellenlänge des sichtbaren Lichts ($\approx 0,4 - 0,8 \mu\text{m}$) überschreitet. Das Licht wird dadurch gestreut. Seine spektrale Zusammensetzung bleibt normalerweise gleich wie diejenige des einfallenden Lichts. Wir sprechen in diesem Fall von diffuser Reflexion (LILJEQUIST 1974 : 192). Eine selektive Streuung erfolgt sehr oft bei trockenem Dunst (LILJEQUIST 1974 : 131).

Gemäss den Normen der WMO unterscheiden wir folgende Sichtweitedefinitionen:

- Definition des Begriffs "Nebel": Wir sprechen von Nebel, wenn die horizontale Sicht infolge schwebender Wassertröpfchen oder Eiskristalle weniger als 1'000 m beträgt (Symbol: \equiv).
- Definition des Begriffs "Dunst": Wir sprechen von Dunst, wenn die horizontale Sicht infolge schwebender Aerosolteilchen 1'000 bis 4'000 m beträgt (Symbole für feuchten Dunst: \equiv , für trockenen Dunst: ∞).

Die obere Begrenzung der Sichtweite für den Dunst (4'000 m) entspricht nicht einer internationalen Abmachung. Sie wurde recht zufällig von der vereinfachten, internationalen Sichtweiteskala abgeleitet und beispielsweise auch ins Lehrbuch von BLÜTHGEN (1964: 105) aufgenommen.

Die Unterscheidung in feuchten und trockenen Dunst weist auf das bereits erwähnte Problem der mikrophysikalischen Differenzierung hin, das auch die Nebeldefinition fraglich erscheinen lässt:

Die Unterscheidung zwischen feuchten und trockenen Aerosolteilchen (Hydro- oder Lithometeore) kann nur mit Hilfe gezielter mikrophysikalischer Analysen erfolgen. Es ist auch ohne weiteres denkbar, dass die horizontale Sichtweite durch Lithometeore (Staub, Rauch) oder grosse Hydrometeore (Regen, Schnee, Hagel) auf Werte unter 1'000 m herabgesetzt wird, ohne dass dabei von Nebel gesprochen werden darf.

Wir möchten feststellen, dass die in dieser Untersuchung verwendeten Nebelraten zum grössten Teil auf typische Wassernebel zurückzuführen sind, welche immerhin eine sinnvolle Anwendung des Sichtweitekriteriums erlauben.

Schliesslich möchten wir eine Definition erwähnen, die in klimatologischen Arbeiten eine grosse Bedeutung erlangt hat:

- Definition des Begriffs "Nebeltag": Wir sprechen von Nebeltag, wenn im Verlaufe eines Kalendertages zu irgend einem Zeitpunkt Nebel beobachtet werden kann.

Für die klimatologischen Stationen der Schweizerischen Meteorologischen Zentralanstalt bedeutet dies, dass häufig nur jene Nebelereignisse mit Sicherheit als Nebeltage registriert werden, welche an einem der drei klassischen Beobachtungstermine aufgetreten sind. Im weiteren führt diese Definition oft zu Schwierigkeiten, da kurzzeitige Nebelereignisse, welche in Tiefenregionen häufig in der Nacht auftreten, überhaupt nicht registriert werden.

Bei den in Kapitel 3 erwähnten kantonalen Nebelbeobachtungen haben wir den Begriff Nebeltag aus Rationalisierungsgründen modifizieren müssen und jene Tage als Nebeltage gezählt, an denen am Morgen zwischen 07.00 und 08.00 Uhr MEZ Nebel registriert werden konnte. Dieser Zeitbereich liegt insofern günstig, als dass er bei den zahlreichen Tiefenstationen bei entscheidenden, länger andauernden Nebelereignissen praktisch immer in die Nebelperiode zu liegen kommt (STEINHAUSER 1969: 7, SCHÜEPP 1974: 506, siehe auch Fig. 8a - 8i). Als Ergänzung möchten wir noch zwei Definitionen anfügen, die WEBER (1975: 3) im Zusammenhang mit lokalen Nebelereignissen erwähnt:

- Definition des Begriffs "Nebelschwaden": Nebelschwaden sind Nebelschichten von weniger als 2 m Höhe mit geringer seitlicher Ausdehnung (< 1 Hektare); sie treten meistens in Mulden und Senken auf.

- Definition des Begriffs "Nebelbänke": Nebelbänke sind Nebelschichten von mehr als 2 m Höhe und räumlich grösserer Ausdehnung als Nebelschwaden (mehrere Hektaren). Sie sind meist von nebefreien Abschnitten unterbrochen.

WEBER (1975: 3) äussert sich ebenfalls zur räumlichen Abgrenzung des Begriffs "Nebel", für den er eine vertikale Mächtigkeit von über 2 m und eine horizontale Ausdehnung von über 10 km² fordert.

5.2. PROBLEME DER SICHTWEITEBEOBACHTUNG

Ein Grossteil der in dieser Arbeit verwendeten Daten wurde durch Augenbeobachtungen erhoben. Wer sich mit derartigen Daten beschäftigt, muss sich bewusst sein, dass grössere Streubeträge unvermeidlich sind. Der von der WMO (1973) herausgegebene "Guide des instruments et des observations météorologiques" trägt wesentlich zur Verbesserung der Genauigkeit von Beobachtung und Messung meteorologischer Grössen bei. Er unterscheidet grundsätzlich zwei Sichtweitedefinitionen:

- Meteorologische Sicht bei Tag: Die meteorologische Sicht bei Tag wird definiert als die grösste Distanz, bei welcher ein vorher bezeichnetes, bodennahes Objekt von schwarzer oder dunkler Farbe und einer bestimmten Grösse (mindestens 0,5^o des Beobachtungswinkels) noch als solches erkannt werden kann.

- Meteorologische Sicht bei Nacht: Die meteorologische Sicht bei Nacht wird definiert als die grösste Distanz, bei welcher Lichtquellen von mässiger Lichtstärke (z.B. Strassenlampen) noch als solche erkannt werden können.

Weil derartige Lichtquellen oft fehlen, müssen wir als Sichtmarken oft Horizontlinien wählen und abschätzen, ob wir sie in der Nacht noch erkennen können oder nicht. Der Guide der WMO (1973: X.5) stellt weiter fest, dass bei Sichtweitebestimmungen sehr wohl Fehlschätzungen von ± 10 % auftreten können. Bei Beachtung der bereits erwähnten Definitionsschwierigkeiten müssen wir nach unseren Erfahrungen bei Nebelbeobachtungen mit Falschklassifikationen rechnen, deren Anteile sich im schlechtesten Fall im Bereich von ± 20 % bewegen können! Dabei gehen wir von der Annahme aus, dass jene Stationen bereits eliminiert wurden, welche positive Abweichungen von bis zu 100 % aufweisen können, weil ebenfalls jene Nebelereignisse registriert wurden, welche nicht direkt am Stationsstandort aufgetreten waren (z.B. Hangnebelschwaden an benachbarten Gebirgshängen). Zum Schluss dürfen wir nicht vergessen, dass die Sichtweite auch bloss in einer Himmelsrichtung unterschritten werden kann. Wir müssen uns deshalb fragen, ob bei genauen Sichtweitebeobachtungen noch zusätzlich die Beobachtungsrichtung angegeben werden müsste?

5.3. AUTOMATISCHE SICHTWEITEBEOBACHTUNG

In den letzten Jahren hat uns die Technik Möglichkeiten in die Hand gegeben, die uns endlich erlauben, den genannten Schwierigkeiten teilweise zu begegnen. Neben verschiedenen Instrumenten, welche zur Messung der Extinktion dienen, werden heute die Transmissometer als Warninstrumente auf Flughäfen und wichtigen Verkehrsstrassen weltweit eingesetzt. Diese Geräte funktionieren nach dem Photozellenprinzip, das heisst, durch eine in einer bestimmten Distanz von einer Lichtquelle aufgestellte Photozelle wird überprüft, ob eine bestimmte Intensität eines ausgesendeten Lichtstrahls noch registriert werden kann oder nicht.

Wir müssen uns bewusst sein, dass automatische Sichtweiteregistrierungen nur unter Verwendung grosser finanzieller Mittel realisiert werden können. Damit ist auch gesagt, dass wir uns bei synoptischen Nebelbeobachtungen wohl auch weiterhin auf Augenbeobachtungen abstützen müssen.

6. PHYSIKALISCHE BETRACHTUNGEN ZUM PROZESS DER NEBELBILDUNG UND -AUFLÖSUNG

Dem Studium der Wolkenphysik kommt in der Meteorologie eine erstrangige Bedeutung zu. Bereits früh wurde die wichtige Funktion der Kondensationskerne in der Atmosphäre erkannt. Mit der zunehmenden Verschmutzung speziell der bodennahen Luftschichten in Agglomerationsgebieten und der damit verbundenen Zunahme des Umweltbewusstseins setzte in den Nachkriegsjahren eine rege Forschungstätigkeit ein, die sich mit den mikrometeorologischen und mikrophysikalischen Problemen der Nebelbildung auseinandersetzte. In der Schweiz konnten bis heute keine grossangelegten Untersuchungen durchgeführt werden. URFER (1956 und 1957) hat sich speziell mit den mikrometeorologischen Mechanismen bei der Bildung von Strahlungsnebeln auseinandergesetzt. Direkte mikrophysikalische Untersuchungen an Nebelkörpern der Schweiz wurden unseres Wissens bis heute nicht vorgenommen. Einige gut brauchbare Hinweise können uns immerhin die Kondensationskernzählungen von ACKERMANN, BIDER und VERZAR (1954) sowie die luftchemischen Arbeiten von BIDER und VERZAR (1956), GEORGII et al. (1970) sowie GEORGII et al. (1974) geben.

Es scheint uns im Lichte dieser Tatsachen wertvoll, wenn an dieser Stelle einige Aspekte beleuchtet werden, die für das Verständnis der Nebelprobleme eine notwendige Voraussetzung bilden.

6.1. DER KONDENSATIONSPROZESS

Bevor wir die strukturellen Eigenschaften des Nebels betrachten, müssen wir einen kurzen Blick auf jenen Vorgang werfen, welcher die Bildung der Nebeltröpfchen in der Atmosphäre hervorruft: die Kondensation. Dabei stützen wir uns voll und ganz auf die vorhandene Literatur ab, und die in diesem Kapitel zusammengetragenen Tatsachen wurden vor allem den Darstellungen von GEORGE (1951), DUFOR (1958), AMELIN (1967), FORTAK (1971), MÖLLER (1973, Bd. I), BYERS (1974) und TSCHIRHART (1974) entnommen.

6.1.1. Einige Begriffe

Wenn wir die Vorgänge bei der Kondensation erklären wollen, müssen wir vorerst einige einfache Begriffe definieren, welche in engem Zusammenhang mit der Feuchtigkeit, also mit dem Gehalt der Luft an Wasserdampf, stehen.

- feuchte Luft: Wir bezeichnen die Mischung aus Wasserdampf und trockener Luft als feuchte Luft.
- Dampfdruck (e): Trockene Luft und Wasserdampf üben einen Druck, den herrschenden Luftdruck p aus. Den Partial- oder Teildruck des Wasserdampfes nennen wir Dampfdruck (e).
- Sättigungsdruck (E): In einem geschlossenen Raum erfolgt zwischen einer Fläche reinen Wassers und dem darüberliegenden Luftraum ein dauernder Austausch von Wassermolekülen. Liegt zwischen Verdunstung und Kondensation ein Gleichgewicht vor und ist demnach die Luft mit Wasserdampf gesättigt, so übt der vorhandene Wasserdampf einen Dampfdruck aus, den wir als Sättigungsdruck E bezeichnen. Liegt der Dampfdruck tiefer als der entsprechende Sättigungsdruck, so verdampft mehr Wasser als Dampf kondensiert (und umgekehrt). Der Sättigungsdruck nimmt mit steigender Temperatur in einem nichtlinearen Mass zu. Seine Werte können in vielen meteorologischen Fachbüchern oder Tabellenwerken nachgeschlagen werden (z.B. LINKE 1931: 278 - 279).

Als Ergänzung können wir noch festhalten, dass der Sättigungsdampfdruck über Eis tiefer liegt als über unterkühltem Wasser. Die Ursache liegt darin, dass die Bewegungsenergie der im Eisgitter angeordneten Moleküle stark reduziert worden ist, sodass weniger Moleküle diese geordnete Packung (WEISCHET 1977: 140) überwinden und in die umgebende Luft entweichen können. Für die Berechnung der temperaturabhängigen Beträge des Dampfdrucks werden heute verschiedene Formeln angeboten. MÖLLER (1973, I: 129-130) empfiehlt die beiden empirischen Formeln von MAGNUS, welche gute Näherungen ergeben:

$$E_w = 6.107 \cdot 10^{\frac{7.5 T_C}{237 + T_C}} \text{ mb} \quad (6.1.a)$$

$$E_i = 6.107 \cdot 10^{\frac{9.5 T_C}{265.5 + T_C}} \text{ mb} \quad (6.1.b)$$

E_w = Sättigungsdampfdruck über Wasser

E_i = Sättigungsdampfdruck über Eis

T_C = Temperatur in °C

- Taupunkt (T_q): Die Temperatur, für die bei gegebenem Dampfdruck e Sättigung erreicht wird, bezeichnen wir mit Taupunkttemperatur oder kurz Taupunkt. Die Differenz zwischen der herrschenden und der Taupunkttemperatur bezeichnen wir als Taupunktdifferenztemperatur.
- Frostpunkt (T): Als Frostpunkt bezeichnen wir jene Temperatur, bei der der Wasserdampf der Luft sublimiert. MÖLLER (1973, I: 127) empfiehlt an Stelle dieses Ausdrucks jenen der Deposition.
- relative Feuchtigkeit (r): Unter der relativen Feuchtigkeit verstehen wir das Verhältnis zwischen dem herrschenden Dampfdruck e und dem Sättigungsdampfdruck E:

$$r = \frac{e}{E} \cdot 100 \quad (6.2.)$$

Es wird in der Regel in Prozenten ausgedrückt.

- absolute Feuchtigkeit (a): Oft möchten wir den Betrag der in der Luft momentan vorkommenden Wasserdampfmenge kennen. Die relative Feuchtigkeit kann uns diese Menge nicht direkt liefern. Ein direktes Mass erhalten wir in einfacher Art und Weise dadurch, dass wir aus der allgemeinen Gasgleichung die Dichte des Wasserdampfes ρ_w berechnen:

$$\rho_w = \frac{m_w}{R^*} \cdot \frac{e}{T_k} \quad (6.3.)$$

- m_w = Molekulargewicht des Wasserdampfes (= 18.016 kg·kmol⁻¹)
- e = Dampfdruck in N · m⁻² (N = Newton)
- R^* = universelle Gaskonstante = 8314 J·kmol⁻¹ · grd⁻¹ (J = Joule)
- T_k : absolute Temperatur in °K

Bei einer Verwendung der angegebenen MKSA-Einheiten erhalten wir diese Dichte in Kilogramm pro Kubikmeter. Die absolute Feuchtigkeit a wird in der Regel jedoch in Gramm pro Kubikmeter ausgedrückt:

$$a = 10^3 \cdot \rho_w \quad (6.4.)$$

- spezifische Feuchtigkeit (s): LILJEQUIST (1974 : 42) erwähnt den Wunsch nach einem Feuchtigkeitsmass, das bei Druck-, Volumen- und Temperaturschwankungen einen konstanten Wert beibehält. Dieses Mass liegt vor in der Form der spezifischen Feuchtigkeit, die aus dem Verhältnis der Dichten des Wasserdampfes und der feuchten Luft gebildet wird:

$$s = \frac{\rho_w}{\rho_L + \rho_w} \quad (6.5.)$$

ρ_w = Dichte des Wasserdampfes
 ρ_L = Dichte der trockenen Luft

Die spezifische Feuchtigkeit s ist an sich eine dimensionslose Zahl. In der Regel wird sie jedoch ebenfalls vertausendfacht in Gramm pro Kilogramm feuchter Luft ausgedrückt.

6.1.2. Die Vorgänge bei der Kondensation von Wasserdampf

Der Kondensationsprozess gehört zu den komplizierten und schwer erfassbaren Vorgängen in der Atmosphäre. Eine Vielzahl auftauchender Fragen konnte bis heute nicht restlos beantwortet werden. Wir möchten den Vorgang hier nur kurz beschreiben (MÖLLER 1973, I: 185 - 186, LILJEQUIST 1974: 109 - 110, WEISCHET 1977: 181 - 189). Wir haben bereits festgestellt, dass der Sättigungsdruck eine Funktion der Temperatur bildet; er darf mit andern Worten als eine Funktion der kinetischen Energie der Moleküle bezeichnet werden und muss steigen, wenn die Temperatur ansteigt. Wir haben im weiteren erwähnt, dass sich bei ungesättigten Verhältnissen mehr Wassermoleküle von einer Wasserfläche losreissen können, als dass Moleküle vom Wasser eingefangen werden. Setzt sich dieser Vorgang auch nach Erreichen der Sättigung fort oder erniedrigt sich die Temperatur unter den Taupunkt, so tritt Uebersättigung ein, und der Wasserdampf kondensiert zu kleinen Tröpfchen. Dabei müssen wir jedoch in Betracht ziehen, dass die Bindung der Wassermoleküle an einen Tropfen, das heisst an eine gekrümmte Oberfläche, kleiner ist als bei einer ebenen Wasserfläche. Wir können mit anderen Worten sagen, dass die van der Waalschen Anziehungskräfte der Moleküle, welche die Oberflächenspannung verursachen, bei einer gekrümmten Oberfläche eine geringere Wirkung besitzen. Der Sättigungsdruck über einem Tropfen E_t muss deshalb höher sein, und bezogen auf eine ebene Wasserfläche muss die darüberliegende Luft uebersättigt sein, damit überhaupt eine Kondensation an Tröpfchen und in der Folge ein Tropfenwachstum einsetzen kann. Die Grösse dieser Uebersättigung hängt von der Krümmung der Tröpfchenoberfläche ab. Sie muss umso grösser werden, je kleiner der Tropfen ist. Sie lässt sich für Tropfen aus reinem Wasser

mit Hilfe der Gleichung von KELVIN berechnen :

$$\ln \frac{E_t}{E} = \frac{2 \cdot b \cdot m}{\rho_w \cdot R^* \cdot T_k} \cdot \frac{1}{ra} \quad (6.6.)$$

E_t = Sättigungsdruck über einem Tropfen

b = Kapillarkonstante für Wasser

m = Molekulargewicht des Wassers

ρ_w = Dichte des Wassers

R^* = universelle Gaskonstante

T_k = absolute Temperatur in °K

ra = Tropfenradius

Tabelle 2 zeigt uns, wie gross diese Uebersättigung (umgerechnet in die Werte der relativen Feuchtigkeit) sein muss, damit über einem bestimmten Durchmesser bei einer Temperatur von 10°C Sättigung eintritt (vgl. Fig. 2).

Tab. 2

Werte der relativen Feuchtigkeit, die bei einer Temperatur von 10°C bei einem gegebenen Tropfenradius über einem Tropfen aus reinem Wasser Sättigung hervorrufen (nach LILJEQUIST 1974: 110).

Tropfenradius r (μm)	0.001	0.01	0.1	1	10	100
Relat. Feuchtigkeit (%)	314	112.1	101.15	100.11	100.011	100.001

Unter der Annahme, dass diese Luft absolut frei von fremden Teilchen (Staub, Salzkristalle usw.) wäre, müssten sich zuerst einige Wassermoleküle zufällig vereinigen, und dieses kleine Tröpfchen könnte nur bei einer gewaltigen Uebersättigung von mehreren 100 % relativer Luftfeuchtigkeit anwachsen (AMELIN 1967: 4, SCHÖNWIESE 1970: 187, MÖLLER 1973, I: 45, LILJEQUIST 1974: 110 und TSCHIRHART 1974: 7). Aus diesem Grund dürfen wir annehmen, dass der Kondensationsprozess in erster Linie durch die Kondensationskerne, das heisst die in der Luft frei schwebenden Partikel, eingeleitet wird. Nach LILJEQUIST (1974: 110) kann man sich diese Kondensationskerne als "feste, wasseranziehende Teilchen vorstellen, an denen sich durch Adsorption von Wassermolekülen

zunächst ein Wasserhütchen bildet." Die Anlagerung dieser Wassermoleküle tritt bei Sättigungsverhältnissen auf, wie sie sich mit Hilfe der oben genannten KELVIN'schen Formel berechnen lassen. TSCHIRHART (1974: 7) betont, dass bei uns auf Grund der genügenden Zahl grösserer Kondensationskerne nur selten eine Uebersättigung von über 101 % eintreten kann! Da die Kondensationskerne in den tieferen Luftschichten in sehr grosser Zahl auftreten (vgl. Kapitel 6.2.1.), mag es uns nicht erstaunen, dass sich kaum aus allen Kondensationskernen ein Wassertröpfchen bilden kann. Dazu reicht der vorhandene Wasserdampf ganz einfach nicht aus, wird doch durch die Tropfenbildung der jeweils vorhandene Uebersättigungsbetrag wieder herabgesetzt (vgl. Kapitel 6.2.3.).

6.1.3. Einige Gedanken zum Vorgang der Sublimation

Man vertritt heute allgemein die Auffassung, dass die Nebeltröpfchen erst bei sehr tiefen Temperaturen in Eiskerne übergehen. LILJEQUIST (1974: 114) bezeichnet die Unterkühlung der Wassertröpfchen bis -10°C als einen "normalen Vorgang". Grundsätzlich darf bemerkt werden, dass der direkte Uebergang vom gasförmigen (Wasserdampf) in den festen Zustand (Eiskristalle) in der Atmosphäre selten auftritt, und die meisten Nebel unserer Breiten dürften deshalb als Wassernebel angesprochen werden. WEISCHET (1977: 187) begründet diese Tatsache mit Vorstellungen aus der mechanischen Gastheorie und hält fest, dass die Moleküle im gasförmigen Zustand eine viel grössere Bewegungsenergie besitzen als im Wasser. Sollen diese Moleküle bei der Sublimation sogar in ein Kristalgitter gezwungen werden, so müssen Kristallisationskerne vorhanden sein, welche völlig mit Eis isomorph sind. Derartige Kerne treten erstens recht selten auf, und zweitens werden die sich noch immer im gasförmigen Zustand befindenden Moleküle durch die frei werdende Sublimationswärme erneut beschleunigt.

TSCHIRHART (1974: 2) hält fest, dass ohne weiteres auch "gemischte Nebel" mit Wassertröpfchen und Eiskristallen auftreten können, und WEISCHET (1977: 186) erwähnt eine Temperaturgrenze von -40°C , bei deren Unterschreitung alle Wassertröpfchen in Eiskristalle übergehen.

6.2. DIE MIKROPHYSIKALISCHE STRUKTUR DES NEBELS

6.2.1. Grösse und Zahl der Kondensationskerne

Im vorigen Kapitel haben wir von der fundamentalen Bedeutung der Kondensationskerne gesprochen. Wir unterscheiden in der Meteorologie grundsätzlich drei Grössenkategorien derartiger Kerne (TSCHIRHART 1974: 7):

1. AITKEN-Kerne: Diese Kerne können mit dem von J. AITKEN entwickelten Kernzähler gefunden werden. Ihr Durchmesser schwankt zwischen 0.001 und $0.2\ \mu\text{m}$.

2. Grosse Kerne: Ihr Durchmesser beträgt $0.2 - 2\ \mu\text{m}$.

3. Riesenkerne: Der Durchmesser der Riesenkerne beträgt mehr als $2\ \mu\text{m}$.

Zu dieser Skala muss immerhin gesagt werden, dass für die Abgrenzung der drei Grössenklassen je nach Autor etwas verschiedene Werte gewählt werden. Wenn wir den Durchmesser der einzelnen Kerne betrachten, so leuchtet uns ein, dass die AITKEN-Kerne infolge ihrer geringen Grösse nur bei starker Uebersättigung der Atmosphäre als Kondensationskerne in Erscheinung treten können (MÖLLER 1973, I: 190). In natürlichen Verhältnissen sind es deshalb vor allem die Grossen Kerne und die Riesenkerne, welche als Kondensationskerne wirksam werden. Die Anzahl der Kerne kann je nach Höhenbereich und Umgebung sehr stark schwanken. TSCHIRHART (1974: 7 - 8) erwähnt folgende Konzentrationen, die uns als Richtwerte dienen können:

1. AITKEN-Kerne: $1 - 10^7$ pro cm^3 (Mittel: 10^4)

2. Grosse Kerne: ein paar bis einige 1000 pro cm^3 (Mittel: 200)

3. Riesenkerne: einige pro cm^3

An dieser Stelle muss bemerkt werden, dass wir JUNGE (1952) einen sehr wesentlichen Beitrag zur Untersuchung des atmosphärischen Aerosols verdanken. Seine Ergebnisse dürften zum grossen Teil auch gültige Hinweise auf die mikrophysikalischen Eigenschaften der wichtigsten bei uns auftretenden Nebelarten enthalten. Nach seinen Angaben resultiert für die Grossen Kerne je nach Radius eine Häufigkeit von 10 bis 1000 pro cm^3 . Im Falle der AITKEN-Kerne liegen seine Zahlen zwischen Werten von 1000 bis mehreren $10'000$ pro cm^3 .

LILJEQUIST (1974: 111) erwähnt, dass die Gesamtzahl der vorhandenen Kondensationskerne je nach den vorhandenen Umgebungsverhältnissen zwischen Werten unter 1000 pro cm^3 (reiner Landluft, Bergluft, Meeresluft) und über $100'000$ pro cm^3 (Grossstadtluft) schwanken kann.

Diese Zahlen sprechen für sich, und es wäre vom lufthygienischen Standpunkt aus gewiss wünschenswert, wenn auch im dicht besiedelten schweizerischen Mittelland gezielte Messungen durchgeführt werden könnten!

6.2.2. Beschaffenheit und Herkunft der Kondensationskerne

Früher vertrat man die Ansicht, dass der Grossteil der wirksamen Kondensationskerne aus Salzkristallen besteht. Diese Hypothese wurde im Verlaufe der Zeit durch zahlreiche Messungen widerlegt. Tabelle 3 zeigt uns eine Uebersicht der wichtigsten Aufbaustoffe der Kondensationskerne sowie deren Herkunft, wie wir sie den Darstellungen verschiedener Autoren entnehmen können (JACOBI et al. 1952, JUNGE 1952, OGIWARA und OKITA 1952, DUFOUR 1958, LILJEQUIST 1974 und TSCHIRHART 1974).

Tab. 3
Aufbaustoff und Herkunft der wichtigsten in der Atmosphäre auftretenden Kondensationskerne

Aufbaustoff	Herkunft	Durchmesser
Salzkern	Verdunstung von Meerwasser, Kehrlichtverbrennung	$1 \mu\text{m}$
Säurekerne (häufig Ammoniumsulfat)	Verbrennungsprozesse (v. a. Öl und Kohle)	$0.1 - 1 \mu\text{m}$
Unlösliche Kerne wie - äolischer Staub (Wüstensand usw.) - vulkanischer Staub - organische Stoffe (Pollen usw.)	äolische Erosion, Vulkaneruptionen, Verbrennungsprozesse	$0.01 - 1000 \mu\text{m}$

Die wegweisenden Untersuchungen von JUNGE (1952) sowie OGIWARA und OKITA (1952) haben darauf hingedeutet, dass die grossen, wirksamen Kondensationskerne vor allem bei Verbrennungsprozessen entstehen. OGIWARA und OKITA kamen ferner zum Resultat, dass die Kerne sowohl aus hygroskopischen als auch aus nichthygroskopischen Bestandteilen bestehen. Im weiteren haben auch sie festgestellt, dass reine Schwefelsäure und Meersalzkristalle kaum den Hauptbestandteil der Kondensationskerne in Nebeltröpfchen bilden können. TSCHIRHART (1974: 8) erwähnt schliesslich in seiner Uebersicht über die physikalischen Nebelneigenschaften die bereits von JACOBI et al. (1952: 177) vermutete Tatsache,

wonach Ammoniumsulfatkerne ($\text{NH}_4)_2\text{SO}_4$ den Hauptbestandteil der im Nebel auftretenden Kondensationskerne bilden. Diese Aussage dürfte sich nicht zuletzt wegen der ständigen Zunahme der stattfindenden Verbrennungsprozesse auch in Zukunft bestätigen lassen. Einige wichtige Erkenntnisse verdanken wir zudem JUNGE in der Form seiner Mischkerntheorie (zit. in GEORGII 1969: 3 - 4): "Diese besagt, dass, bedingt durch die lange Lebensdauer der Kerne in der Atmosphäre, durch Koagulation verschiedenartiger Teilchen miteinander, durch Adsorption von gasförmigen Komponenten an der Teilchenoberfläche, und durch Kondensation und Wiederverdampfung, die einzelnen Partikel schliesslich Mischkerne werden, bestehend aus einem Konglomerat löslicher und unlöslicher Komponenten".

Wir dürfen annehmen, dass diese Aussage nicht zuletzt auf die Verhältnisse zutreffen mag, wie wir sie in langandauernden Hochnebeldecken bei antizyklonalen Wetterverhältnissen im schweizerischen Mittelland antreffen können.

AMELIN (1967: 20 - 23) hält fest, dass sich die Zusammensetzung der Kondensationskerne je nach der geographischen Region (Grossstädte, Hochgebirge, Ozeane), der Topographie, der meteorologischen Situation, der Jahreszeit und der Tageszeit verändern kann. Er weist speziell auf die Bedeutung der in der Atmosphäre in grosser Zahl auftretenden positiven und negativen Ionen hin. Diese Ionen verbinden sich mit den flüssigen und festen Partikeln der Atmosphäre und schalten sich als Kondensationskerne in den Kondensationsprozess ein.

6.2.3. Die Abhängigkeit der Sättigungsfeuchtigkeit von der Beschaffenheit der Kondensationskerne

JUNGE (zit. in DUFOUR 1958: 292) stellte wie bereits erwähnt fest, dass praktisch jeder Kondensationskern hygroskopische Bestandteile enthält, da er sonst kaum die Chance besitzt, sich aktiv in den Kondensationsprozess einzuschalten. Nach seinen Aussagen wird bis zu einer relativen Feuchtigkeit von 70 % jeder Kern mit einem Wasserhäutchen überzogen, dessen Mächtigkeit kaum schwankt. MÖLLER (1973, I: 186) erwähnt ebenfalls, dass wasserabstossende Kondensationskerne auch in den tiefen Schichten der Atmosphäre nur selten anzutreffen sind. TSCHIRHART (1974: 8) nennt Minimalwerte der relativen Feuchtigkeit, welche über verschiedenen Stoffen eine Bildung dieser Wasserhaut hervorrufen: Lithiumchlorid 11 %, Magnesiumchlorid 33 %, Kalziumnitrat 52 %, Soda 65 %, Natriumchlorid 75 %, Ammoniumsulfat 80 %.

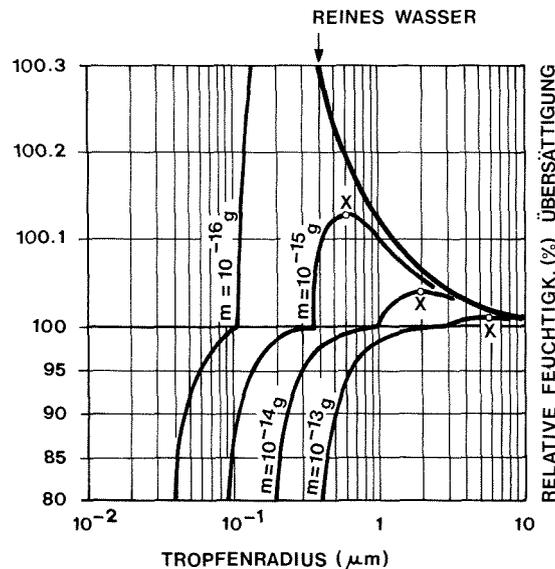
Erst bei höheren relativen Luftfeuchtigkeiten setzen normale Kondensationsprozesse ein, welche je nach Beschaffenheit der Kondensationskerne einen unterschiedlichen Verlauf nehmen (vgl. Fig. 2). Allgemein dürfen wir annehmen, dass diese Kondensation über einer ebenen Fläche reinen Wassers bei einer Luftfeuchtigkeit von 100 % eintritt. Weiter haben wir in Kapitel 6.1.2. festgestellt, dass auf Grund der unterschiedlichen Oberflächenspannung der Sättigungsdampfdruck über einem Tröpfchen höhere Werte annehmen muss. Dabei muss zusätzlich erwähnt werden, dass diese Werte je nach Beschaffenheit der Kondensationskerne ebenfalls grossen Schwankungen unterliegen können. KOEHLER (1936 und 1950) hat zum Verständnis der erwähnten Prozesse wesentlich beigetragen.

Seine Ansicht, wonach die Kochsalzkerne (NaCl) den Hauptbestandteil der aktiven Kondensationskerne ausmachen, wurde in neuerer Zeit wie erwähnt revidiert. Das von ihm entworfene Diagramm darf jedoch noch heute als geeignete methodische Hilfe zum Verständnis der ablaufenden Kondensationsvorgänge bezeichnet werden. Es wird deshalb in Figur 2 gezeigt.

Fig. 2
Kurven für das Gleichgewichtswachstum von Lösungströpfchen mit bestimmten Kochsalzkonzentrationen. Die dicke Kurve rechts oben stellt das Gleichgewichtswachstum reiner Wassertröpfchen dar (nach MASON, zit. in FORTAK 1971: 155).

m = Gewicht der Kochsalzkerne

x = Maximaler Uebersättigungsbetrag



Die Ordinate enthält die Skala der relativen Feuchtigkeit zwischen 80 und 100.3 %. Zur besseren Veranschaulichung wurde diese Skala im Uebersättigungsbereich über 100 % hundertfach erweitert. Auf der Abszisse erkennen wir die Angabe der Tropfenradien in μm . Die im Diagramm dargestellten Kurven stellen das Gleichgewichtswachstum für Lösungströpfchen mit verschiedenen Kochsalzkonzentrationen dar. Sie zeigen mit andern Worten, bei welchen Luftfeuchtigkeiten diese Tröpfchen im Gleichgewicht sind und nicht mehr verdunsten, und wir erkennen schön, wie stark der Radius dieser Tröpfchen bei einer stetigen Zunahme der relativen Luftfeuchtigkeit anwachsen wird. Der Kurvenknick im Bereich von 100 % ist auf die unterschiedliche Skalierung der Ordinate zurückzuführen. Die dicke Kurve rechts oben zeigt uns das Gleichgewichtswachstum eines Tröpfchens aus reinem Wasser, und die in Kapitel 6.1.2. erwähnte Notwendigkeit eines hohen Uebersättigungsgrades von mehreren 100 % lässt sich aus dem Kurvenverlauf klar abschätzen. Im Gegensatz zum reinen Wasser, welches diese hohen Uebersättigungsbeträge verlangt, vermindert sich der Sättigungsdampfdruck über Salzlösungen ganz beträchtlich. Das Gesetz von RAOULT gibt uns Auskunft über den Betrag dieser Dampfdruckreduktion (bezogen auf ebene Flächen von Wasser, bez. Salzlösung):

$$E - E_1 = E \frac{M_s}{M_n + M_s} \quad (6.7.)$$

E = Sättigungsdampfdruck über einer ebenen Fläche von reinem Wasser

E_1 = Sättigungsdampfdruck über einer ebenen Fläche von einer Salzlösung

M_s = Anzahl Mole Salz

M_w = Anzahl Mole Wasser

Mit dem Gesetz von RAOULT ist nun ebenfalls gezeigt, dass sich ein Tröpfchen aus Kochsalzlösung bei einer tieferen relativen Feuchtigkeit im Gleichgewicht befindet (und demnach nicht mehr verdunstet) als ein Wassertröpfchen gleicher Grösse. Betrachten wir nun unter Berücksichtigung dieser Tatsache den Verlauf der Wachstumskurven der vier Kochsalzpartikel mit unterschiedlicher Grösse (Fig. 2).

Wir können feststellen, dass zwei gegenläufige Prozesse gleichzeitig auf die Tröpfchen einwirken:

1. Die Tendenz zur Dampfdruckerhöhung infolge der stark gekrümmten Oberflächen.
2. Die Tendenz zur Dampfdruckerniedrigung infolge gelöster Stoffe (in diesem Fall Kochsalz).

Wir erkennen, dass im Falle anwachsender relativer Feuchtigkeiten in einer ersten Phase die Tendenz zur Dampfdruckerniedrigung trotz der kleinen Tropfenradien dominiert (hoher Salzgehalt). Das heisst, wir stellen bereits ab 80 % relativer Feuchtigkeit ein einsetzen des Tropfenwachstum fest. Damit wird der Salzgehalt der Lösung zunehmend herabgesetzt, und langsam kompensiert die Dampfdruck-erhöhung über den gekrümmten Tropfenoberflächen die Tendenz zur Erniedrigung. Bei einem bestimmten Salzgehalt und einem bestimmten Tropfenradius kann deshalb erst bei relativen Feuchtigkeiten über 100 % Sättigung erzeugt werden (Uebersättigung). Die Kurven zeigen jedoch, dass die Lösungstropfen auch in dieser Phase noch relativ stabil bleiben. Sie benötigen je nach der Grösse der Salzpartikel einen unterschiedlichen Maximal-Uebersättigungsbetrag X, nach dessen Ueberschreitung die Tröpfchen instabil werden und in ein exzessives Wachstum übergehen.

Grosse Tropfen mit grösserem Salzgehalt erreichen diesen Zustand X bei geringeren Werten der relativen Feuchtigkeit, und wir sehen schön, wie sich die Kurven der Tropfen mit Salzlösung bei einer bestimmten Grösse und somit kleiner Salzkonzentration asymptotisch der dicken Kurve des reinen Wassers nähern. Damit kann klar gezeigt werden, dass in der Natur vor allem grössere Tröpfchen mit höheren Konzentrationen an gelösten Stoffen in den Nebelbildungsprozess einbezogen werden. Im weiteren können wir uns klar vorstellen, wie auch die Radien der Nebeltröpfchen bis zu einem Maximalwert der relativen Feuchtigkeit (X) relativ stabil bleiben und nur langsam anwachsen, um dann in das exzessive Wachstum überzugehen, das allerdings bei der grossen Menge der Kondensationskerne, bei der zumeist vorkommenden Turbulenz und des bei Nebelwetterlagen beschränkten Angebots an Wasserdampf nicht in einer Bildung von Regentropfen ausmünden kann (höchstens Nebelnässen). Der Moment des Umkippen in den labilen Zustand ist aber in der Natur klar zu erkennen, kann doch die Sichtweite nach langsamer Zunahme der relativen Feuchtigkeit plötzlich absinken (PILIE et al. 1975: 349 u. 369).

Denken wir uns an Stelle des Kochsalzes einen anderen gelösten Stoff (z.B. Ammoniumsulfat), so können wir uns auch in diesem Fall den ablaufenden Prozess mit Hilfe des KOEHLER-Diagrammes sinngemäss vorstellen. JUNGE (1952 a: 14) hat derartige Wachstumskurven für Kerne verschiedener Beschaffenheit gerechnet und dargestellt.

6.2.4. Grösse und Anzahl der Nebeltropfen; ihre Fallgeschwindigkeit

Die Messung der Tropfenspektren gehört heute zu den wichtigen Teildisziplinen der Wolkenphysik. In dieser Arbeit soll kurz von Grösse und Anzahl der im Nebel schwebenden Wassertropfen die Rede sein. HOUGHTON und RADFORD (zit. in GEORGE 1951: 1180) untersuchten 16 Fälle von Advektionsnebel in der Nähe des Atlantiks. Die Tropfenradien lagen im Mittel bei 6 bis 45 μm (Extreme: 1 bis 65 μm). NEIBURGER und WURTELE (zit. in GEORGE 1951: 1180) fanden im Los Angeles Stratus einen häufigsten Radius von 7 μm . DUFOUR (1958: 391) erwähnt die wichtige Tatsache, dass die Tropfengrösse von Bildungsart und Nebelstadium abhängt. Er nennt Radien zwischen 1 und 50 μm und hält fest, dass aber der grösste Teil der Tropfen Radien von 5 - 20 μm aufweist. PHANG CONG und DESSENS (1973: 113) haben bei der Bildung von künstlichem Nebel infolge der Wasserdampfemission eines Zellulosewerkes im Tal der Garonne festgestellt, dass der Tropfenradius gegenüber einem natürlichen Nebel sehr tief liegt. Sie führen dies auf die gemessene, hohe Zahl aktiver Kondensationskerne zurück! Sehr ausführlich befasst sich TSCHIRHART (1974: 12 - 16) mit dem Problem der Dimension verschiedener Nebeltröpfchen: Er spricht generell von einem Radius von 1 bis 100 μm , der von Nebeltröpfchen nicht überschritten wird. Dabei liegt der mittlere Radius im Bereich zwischen 5 und 15 μm . Die Tropfengrösse ist in Zeit und Raum nur unsicher belegt. Grundsätzlich darf aber festgestellt werden, dass die Tropfen bei tieferen Temperaturen grösser werden. Im allgemeinen stellen wir die grössten Nebeltropfen an der Nebelobergrenze fest, und die Spektren der Küstennebel weisen erwartungsgemäss höhere Werte als jene der kontinentalen Nebel auf.

LOW (1975: 24) stellt bei der Diskussion verschiedener Arbeiten fest, dass die Tropfenspektren des Strahlungsnebels generell enger sind als jene des Advektionsnebels. Schliesslich haben sich PILIE et al. (1975) intensiv mit den Veränderungen der Tropfenspektren in Talnebeln befasst: Diese liegen bei tiefliegendem Nebel um 1 - 10 μm (bei einem mittleren Radius von 2 bis 4 μm). Wird die Nebelschicht abgehoben, so verschwinden die kleinen Tröpfchen, und wir haben mit Radien von 6 - 12 μm zu rechnen. Beim Erreichen des Sichtweiteminimums werden die Tröpfchen wieder kleiner, und später treffen wir generell Spektren mit Häufigkeitsspitzen bei Radien von 2 bis 3, beziehungsweise 6 - 12 μm .

Wenn wir in der Folge kurz die Anzahl der vorkommenden Tropfen betrachten wollen, so möchten wir zuerst die einfache Beziehung anführen, welche zwischen dem Flüssigwassergehalt, der Volumenkonzentration und dem mittleren kubischen Radius der Tröpfchen

besteht (TSCHIRHART 1974: 16):

$$Q = \frac{4}{3} \cdot N \cdot r_c \quad (6.8.)$$

Q = Flüssigwassergehalt

N = Volumenkonzentration, d.h. Anzahl Tropfen pro Volumen

r_c = mittlerer kubischer Radius der Nebeltröpfchen

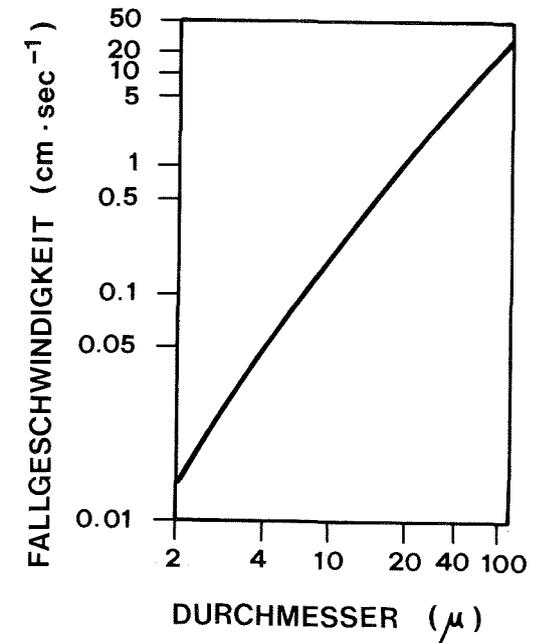
Wenn wir die neusten Arbeiten konsultieren, so lässt sich über die Anzahl der Nebeltropfen folgendes feststellen: TSCHIRHART (1974: 16) erwähnt, dass die Tropfenkonzentration von der Zahl der Kondensationskerne, vom Alter und von der Dichte des Nebels abhängt. Er hält ferner fest, dass die Tropfenzahl mit der Temperatur und der Höhe nur unwesentlich schwankt. Die Zahl der Tropfen oder Eispartikel bewegt sich zwischen 0,001 (in Eisnebeln) und 5'000 pro cm^3 (Nebel in Industriegebieten). LOW (1975: 29) zeigt, dass die Tropfenkonzentration mit zunehmendem Alter des Nebels stärker zu schwanken beginnt und konstant abnimmt. Schliesslich befassen sich PILIE et al. (1976) im Zusammenhang mit der Bildung von Talnebeln mit der Tropfenkonzentration: Zu Beginn (Bodennebel) beträgt sie 100 - 200 pro cm^3 . Beim Abheben dieser Bodennebelschicht sinkt sie extrem auf 2 pro cm^3 , um dann beim Erreichen des ersten Sichtminimums wieder auf 12 - 25 Tropfen pro cm^3 anzusteigen.

Zum Schluss dieses Kapitels wenden wir uns dem Problem der Fallgeschwindigkeit der Nebeltropfen zu. Dabei möchten wir uns nicht im Detail mit jenen Einflüssen befassen, welche diese Fallgeschwindigkeit beeinflussen (Reibung, Turbulenz, Vertikalbewegung, Temperatur, Luftdruck usw.). Figur 3 zeigt uns die Fallgeschwindigkeit für kleine Wolkentropfen in Abhängigkeit vom Tropfendurchmesser. Sie konnte auf Grund des STOKES'schen Gesetzes für die Berechnung der Reibung ermittelt werden. Dieses Gesetz setzt voraus, dass das Gewicht des Tropfens und der Widerstand, den dieser in einer laminaren Strömung infolge der inneren Luftreibung erfährt, im Gleichgewicht stehen (MÖLLER 1973, I: 212). Nach BYERS (1974: 365) kann es für kleine Tropfendurchmesser bis zur Grösse von etwa $80\mu\text{m}$ angewendet werden.

Für einen mittleren Durchmesser der Nebeltropfen von $20\mu\text{m}$ beträgt demnach die Fallgeschwindigkeit 1,3 cm pro Sekunde.

Fig. 3

Fallgeschwindigkeit für kleine Wolken- oder Nebeltropfen in Abhängigkeit des Tropfendurchmessers (ermittelt nach dem STOKES'schen Gesetz; das Gesetz liefert brauchbare Werte für Tropfendurchmesser bis ungefähr $80\mu\text{m}$). Nach BYERS 1974: 365 - 366.



PILIE et al. (1975: 360) erwähnen, dass ohne weiteres Vertikalbewegungen in dieser Grössenordnung auftreten können. Damit ist gezeigt, dass Nebeltropfen mittlerer Grösse ohne Mühe längere Zeit im Schwebestand verharren können.

6.2.5. Wassergehalt und Sichtweite

Formel 6.8. hat uns die Zusammenhänge zwischen Flüssigkeitsgehalt, Tropfenzahl und Tropfengrösse gezeigt.

DUFOUR (1958: 291) erwähnt beim Wassergehalt einen Schwankungsbereich zwischen 0.02 und 1.2 g pro m³. Er nennt gleichzeitig eine mittlere lineare Zunahme mit der Höhe von 0.1 bis 0.2 g pro 100 m.

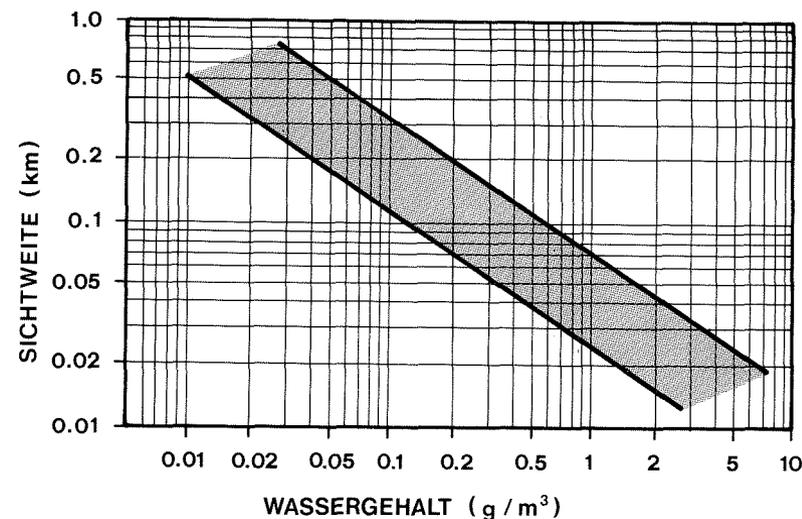
Weitere Aussagen entnehmen wir der schönen Uebersicht von TSCHIRHART (1974: 9 - 12): Er spricht von einem wesentlich grösseren Streubereich zwischen 0.0001 und 2 g pro m³. Im weiteren weist er auf die bekannte Tatsache hin, dass die Werte der vom Boden abgehobenen Kondensationsprodukte in Form der Wolken wesentlich höher ausfallen (0.01 bis 4 g pro m³). Dieser Wert könnte auch für Hangnebel in unserem Untersuchungsgebiet Gültigkeit besitzen. Weiter stellt TSCHIRHART (1974: 9 - 12) fest, dass der Flüssigwassergehalt infolge Temperaturveränderungen, variabler Zahl der Kondensationskerne und Turbulenzerscheinungen stark schwanken kann. Ferner deutet er auf einen Punkt hin, der auch für das schweizerische Mittelland gültig sein dürfte: Die Kontinentalnebel weisen deutlich tiefere Wasseranteile auf. Generell betont auch er, dass der Flüssigwassergehalt mit der Höhe häufig ansteigt, dass er sich demnach gegenläufig zum Temperaturverlauf verhält.

LOW (1975: 25) hat festgestellt, dass der Wassergehalt bei fünf Nebelfällen bis zu Beginn der Nebelauflösungsphase ständig zugenommen hat. Auch PILIE et al. (1975: 367 - 369) konnten verfolgen, dass dieser Gehalt bis zum Erreichen des ersten Sichtweiteminimums ständig anstieg.

Abschliessend möchten wir nun auf die bekannte Beziehung zwischen Flüssigwassergehalt und Sichtweite zu sprechen kommen: HOUGHTON und RADFORD (1938: 29) haben diese Beziehung in Form einer Regressionsgerade dargestellt. ELDRIDGE (1971) erwähnt den fundamentalen Einfluss, den das Tropfenspektrum auf die Sichtweite ausübt. Er zeigt verschiedene, berechnete oder aus Messungen ermittelte Regressionsbeziehungen, welche die Abhängigkeit der Sichtweite vom Wassergehalt veranschaulichen. In Figur 4 wurde der Bereich dargestellt, in den diese Regressionsgeraden bei stabilen Nebelverhältnissen zu liegen kommen.

Fig. 4

Die Abhängigkeit der Sichtweite vom Flüssigwassergehalt bei stabilen Nebelsituationen. Die dunkle Fläche stellt den Bereich dar, in den die durch verschiedene Autoren ermittelten Regressionsgeraden zu liegen kommen (nach ELDRIDGE 1971: 1186).



Wir können der Darstellung entnehmen, dass dem Schwellenwert von 1000 m (Uebergang zu Nebel gemäss Sichtweitedefinition) ein Flüssigwassergehalt von ungefähr 0.01 g pro m³ zukommt. Für eine Sichtweite von 200 m wird dieser Wert bereits verzehnfacht (ungefähr 0.1 g pro m³). Damit kann wiederum gezeigt werden, dass die Tropfenradien in der Phase der normalerweise kurzzeitig erfolgenden Sichtweitereduktion sehr rasch anwachsen können (vgl. Kap. 6.2.3.).

Wie wir bereits erwähnt haben, hat ELDRIDGE (1971) bei seinen Untersuchungen auf die auftretenden Schwankungen der Werte des Flüssigwassergehaltes hingewiesen und TSCHIRHART (1974: 3) präsentiert eine Formel von MIE, welche bei der Bestimmung

der Sichtweite den wichtigen Parameter der Tropfengrösse berücksichtigt:

$$V = 2.6 \frac{ra}{Q} \quad (6.9.)$$

V = Sichtweite (m)

ra = mittlerer Tropfenradius (μm)

Q = Flüssigwassergehalt (g pro m^3)

Damit haben wir die wichtigsten mikrophysikalischen Eigenschaften des Nebels ganz kurz beschrieben, und wir möchten in einem nächsten Kapitel in einem knappen Abriss den mikrophysikalischen Lebenslauf des Nebels charakterisieren.

6.2.6. Der mikrophysikalische Lebenslauf des Nebels

Die wesentlichen Punkte dieses Kapitels haben wir LOW (1975: 23 - 32) und PILIE et al. (1975: 347 - 374) entnommen. Grundsätzlich lassen sich drei Stadien der Nebelentwicklung erkennen:

1. Bildungsphase
2. Reifestadium
3. Auflösungsphase

- Zur Bildungsphase: Sie ist gekennzeichnet durch die Sichtabnahme bis zu einem ersten markanten Sichtminimum. Dieser Prozess wird ebenfalls sichtbar, indem die Tropfenkonzentration und der Flüssigwassergehalt ein Maximum erreichen.
- Zum Reifestadium: Im Reifestadium bleiben die Schwankungen der mikrophysikalischen Elemente recht gering. Zu erwähnen sind höchstens die leichte Abnahme des Bereichs der Tropfenspektren sowie die Zunahme luftthygenischer Schadstoffe.
- Zur Auflösungsphase: Wir erleben hier die gegenläufigen Prozesse der Bildungsphase (Sichtzunahme, exzessive Abnahme von Tropfenkonzentration und Flüssigwassergehalt).

Wir möchten gegen Schluss der Betrachtungen zur Mikrophysik des Nebels nochmals mit aller Deutlichkeit auf die Tatsache hinweisen, dass mikrophysikalische Untersuchungen des Nebels in der Schweiz bis jetzt praktisch ausgeblieben sind. Das Studium langanhaltender Hochnebel-situationen dürfte uns jedoch zeigen, dass auch in den dichtbesiedelten, nebelabhängigen Industriegebieten des schweizerischen Mittellandes (Jurasüdfuss), des Raumes Basel oder des Wallis derartige Untersuchungen vorgenommen werden müssen!

6.2.7. Probleme der mikrophysikalischen Unterscheidung der Begriffe Wolken, Nebel und Dunst

Im letzten Kapitel des Beitrages zur Mikrophysik des Nebels möchten wir uns fragen, ob derselbe von seiner Beschaffenheit her vom Dunst oder von einer Wolke unterschieden werden kann. Wenden wir uns vorerst den gemeinsamen Eigenschaften der drei erwähnten atmosphärischen Erscheinungen zu: Alle drei setzen die horizontale und vertikale Sicht normalerweise durch diffuse Reflexion ganz wesentlich herunter (nur bei trockenem Dunst kann eine selektive Streuung des Lichts auftreten). Neben vielen anderen Autoren sind sich heute GEORGE (1951: 1179) MÖLLER 1973 (I: 159) und TSCHIRHART (1974: 2) einig, dass zwischen Nebel und Wolken keine wesentliche Differenz besteht. Diese Aussage lässt sich sicher auch auf die Mikrophysik ausdehnen, da unter Nebel ganz einfach eine Wolke verstanden wird, die direkt dem Erdboden aufliegt. Abgesehen von der Klassifikation nach Sichtweiten, auf die bereits in Kapitel 5 näher eingegangen wurde, bestehen nach DUFOUR (1958) auch zwischen Nebel und feuchtem Dunst kaum nennenswerte mikrophysikalische Unterschiede, die eine eindeutig definierbare Trennung erlauben. Beobachtungen im Gelände zeigen immer wieder, dass der Uebergang vom feuchten Dunst zum Nebel fliessend erfolgt, und dass die Sichtweiteschranke von 1000 m physikalisch überhaupt nicht als Zäsur aufgefasst werden darf. Der sorgfältige Beobachter stellt vielmehr fest, dass das exzessive Tropfenwachstum erst bei geringeren Sichtweiten einsetzt, und dass bei Anwendung des Sichtweitekriteriums eine Schranke in der Grössenordnung von 600 bis 800 m gefunden werden könnte (vgl. auch Kap. 6.2.3.). MÖLLER (1973, I: 159) spricht allerdings von der Möglichkeit, dass Nebel infolge der Winkelabhängigkeit der Lichtstreuung auch bei gleicher Sichtweite vom Dunst unterschieden werden kann. GEORGE (1951: 1179) grenzt vom Dunst (haze) den Rauch (smoke) ab, den er als Produkt der unvollständigen Verbrennung, hauptsächlich der Kohle, bezeichnet. Zu erwähnen bleibt auch SCHÖNWIESE (1970: 187), der bei der Betrachtung der Vorphase der Nebelbildung eine klare Unterscheidung in Lithometeore (trockener Dunst, Staub und Rauch) und Hydrometeore (feuchter Dunst und Eiskristalle) trifft. Schliesslich hat sich heute der Begriff des "smog" fest eingebürgert. Er ist entstanden aus der Verschmelzung der englischen Bezeichnung für trockenen Rauch (smoke) und Wassernebel (fog). Ueber seine luftthygenische Bedeutung soll später noch gesprochen werden (Kap. 8.1.6.).

Am Schluss unserer Ausführungen über die mikrophysikalischen Eigenschaften des Nebels möchten wir erwähnen, dass über die speziellen Eigenschaften der Eisnebel nur am Rande gesprochen wurde. Die Begründung liegt darin, dass im Normalfall bei Minustemperaturen lediglich die bereits erwähnte Unterkühlung der Wassertropfen eintritt. Eisnebel dürften deshalb höchstens bei sehr tiefen Temperaturen in Alpen- oder Juratälern auftreten. GENSLER (1969: 110) erwähnt ein entsprechendes Beispiel aus dem Oberengadin (Flussnebel).

7. DIE METEOROLOGISCHEN BEDINGUNGEN DER NEBELBILDUNG UND DIE WICHTIGSTEN NEBELARTEN

Im letzten Kapitel haben wir uns eingehend mit dem Kondensationsprozess und den physikalischen Grundlagen der Nebelbildung auseinandergesetzt. In Kapitel 7 sollen die gewonnenen Erkenntnisse mit jenen meteorologischen Vorgängen verknüpft werden, welche in der Natur Nebelbildungsprozesse auslösen. Diese Vorgänge bilden eine wesentliche Grundlage für die anschliessend vorgenommene Klassifikation der Nebelerscheinungen. Die Literatur bietet uns zu den genannten Themen ein breites Informationsspektrum an. Generelle Uebersichten finden sich speziell in Lehrbüchern über Wetteranalyse und -prognose (u.a. CHROMOW 1940: 153-160, SCHERHAG 1948: 300 - 301, PETTERSSSEN 1956, II: 107 - 118) sowie Meteorologie (u.a. MÖLLER 1973, I: 159 - 163, BYERS 1974: 227 - 280, LILJEQUIST 1974: 133 - 136). Daneben werden die Fragen der Nebelentstehung und -klassifikation in zahlreichen kleineren Aufsätzen oder speziellen Bearbeitungen über den Nebel abgehandelt (u.a. GEORGE 1951, AMELIN 1967, SCHÖNWIESE 1970, TSCHIRHART 1974 und WEBER 1975). Zu erwähnen bleibt noch, dass die erste ausführliche Nebelklassifikation von WILLETT (1930) aufgestellt wurde (zit. in SCHERHAG 1948: 300).

7.1. DIE WICHTIGSTEN FAKTOREN DER NEBELBILDUNG

Wir möchten zu Beginn erneut feststellen, dass zahlreiche Fragen der Nebelbildung eng mit der Wolkenentstehung verknüpft sind, da die Bildung des Nebels ebenso gut auch als Bildung bodennaher Wolken bezeichnet werden kann. In Anlehnung an das letzte Kapitel fragen wir nochmals nach den zwei entscheidenden Bedingungen für die Nebelbildung:

1. Vorhandensein einer ausreichenden Zahl aktiver Kondensationskerne.
2. Uebersteigen des Sättigungsdampfdruckes durch den Dampfdruck ($E > e$; an dieser Stelle müssen wir an die bereits erwähnte Tatsache erinnern, dass der Beginn der Kondensationsprozesse bei bestimmten Bedingungen bereits bei relativen Feuchtigkeitswerten unter 100 % oder erst bei stärkerer Uebersättigung der Luft erfolgen kann).

Wir nehmen grundsätzlich an, dass die erste der beiden Bedingungen in den bodennahen Schichten weiter Gebiete unserer Erde praktisch immer erfüllt wird (vielfach kann sogar der Fall eintreten, dass unter dem Einfluss von starkem Rauch verstärkte Kondensationspro-

zesse einsetzen: smog-Bildung). Damit reduzieren sich unsere Betrachtungen auf die Frage, welche atmosphärischen Erscheinungen derart eine Erhöhung des Dampfdruckes hervorrufen, dass es zur Kondensation kommen kann. Sämtliche Kondensationsprozesse können auf zwei Vorgänge zurückgeführt werden, welche in der Natur oft auch kombiniert auftreten:

1. Abkühlung der Luft
2. Zufuhr von Wasserdampf (Erhöhung der spezifischen Feuchtigkeit)

7.1.1. Nebelbildung durch Abkühlung der Luft

Für die Abkühlung der Luft unter den Taupunkt können wir generell drei typische Prozesse verantwortliche machen:

1. Abkühlung durch Strahlungsverlust: In bewölkungsfreien Nächten kühlt sich der Boden infolge Ausstrahlung stark ab. Diese Temperaturabnahme wird bei vorhandener leichter Turbulenz durch Wärmeleitung auf die bodennahen Luftschichten übertragen. Häufig können wir auch beobachten, dass die Ausstrahlung an der Obergrenze einer bodennahen dunstreichen Luftschicht erfolgt.

2. Abkühlung der Luft durch Ueberströmen einer kalten Unterlage: In diesem Fall überstreicht warme und feuchte Luft eine kalte Oberfläche und kühlt sich dabei unter den Taupunkt ab.

3. Abkühlung durch adiabatische Prozesse: Sie tritt dann ein, wenn sich eine Luftmasse infolge Druckabnahme ausdehnt und dabei einen Wärmeverlust erleidet. SCHERHAG (1948: 301) macht drei Prozesse für diese Abkühlung verantwortlich:

- das adiabatische Aufsteigen der Luft an einem Gebirgshang
- die Luftversetzung gegen den tieferen Druck
- den starken Druckfall bei Frontalerscheinungen

7.1.2. Nebelbildung durch Zufuhr von Wasserdampf und zusätzliche Abkühlung

Diese Zufuhr von Wasserdampf erfolgt durchwegs durch verdunstetes Wasser, wobei wir drei Verdunstungsvorgänge unterscheiden:

- Verdunstung über einer warmen Wasserfläche
- Verdunstung bei feuchtwarmen Bodenverhältnissen
- Verdunstung warmer Regentropfen

Prinzipiell können wir die bereits erwähnten Bildungsprozesse beliebig miteinander kombinieren, und wir möchten darauf an anderer Stelle zu sprechen kommen (Kap. 11). Es sei hier lediglich festgestellt, dass in der Natur kaum Nebelbildung beobachtet werden kann, die einzig und allein auf Wasserdampfzufuhr zurückgeführt werden kann. Die Kondensation kann nur dann eintreten, wenn infolge turbulenter Durchmischung warmer mit kalter Luftmassen eine zusätzliche Abkühlung erfolgt. Da die beiden genannten Vorgänge untrennbar miteinander verknüpft sind, haben wir auch bei der genetischen Nebelklassifikation in Kapitel 7.2.1. darauf verzichtet, eine Gruppe von Neobelarten zu definieren, deren Bildung bloss mit Wasserdampfzufuhr begründet wird.

7.1.3. Nebelbildung durch anthropogene Einflüsse

Wir möchten hier lediglich zwei wichtige Nebelerscheinungen erwähnen, die auf anthropogene Einflüsse zurückzuführen sind und deshalb in letzter Zeit vermehrt in den Brennpunkt der Interessen gerückt wurden:

1. Nebelbildung durch künstliche Zuführung warmfeuchten Wasserdampfes: Dieser Bildungsmechanismus könnte ebenso gut auch dem Kapitel über die Nebelbildung durch Wasserdampfzufuhr zugeordnet werden. Die Feuchtigkeit wird aber der Luft künstlich zugeführt (Rauchschwaden bei Hochkaminen von Verbrennungs- und Trocknungsanlagen, vgl. PHAN CONG und DESSENS 1973). In neuester Zeit wurde diese Form der Nebelbildung vor allem im Zusammenhang mit der Bildung von Dampffahnen bei den Kühltürmen der Atomkraftwerke in den Brennpunkt gerückt.

2. Nebelbildung durch Vermischung von Wassernebel (fog) und Rauch (smoke): Der "Smog": In grossen Siedlungsgebieten, welche in Räumen liegen, wo in der kalten Jahreszeit der Luftaustausch in den bodennahen Luftschichten stark reduziert wird, besteht die Gefahr, dass sich die Wassernebel mit dem Rauch industrieller Betriebe oder privater Heizungen zu einem hartnäckigen, dichten und russigen Nebel verbinden, der heute allgemein als Smog bezeichnet wird.

7.2. KLASSIFIKATION DER WICHTIGSTEN NEBELARTEN

Wir möchten in der vorliegenden Untersuchung vier Klassifikationskriterien anwenden, welche eine sinnvolle Trennung der Nebelereignisse zulassen und mithelfen sollen, das synoptische, mikrophysikalische und räumliche Erscheinungsbild des Nebels zu charakterisieren.

7.2.1. Genetische Nebelklassifikation

Bei der genetischen Nebelklassifikation werden die einzelnen Nebelarten nach ihrer Entstehungsweise differenziert. Dieses Klassifikationsverfahren trägt ganz wesentlich zum synoptischen Verständnis der Nebelbildungsprozesse bei. Bei der Differenzierung der Nebelarten nach genetischen Gesichtspunkten stützen wir uns voll und ganz auf die in Kapitel 7.1. geschilderten Bildungsprozesse ab. Tabelle 4 zeigt uns eine Uebersicht über das genetische Klassifikationssystem.

Wie wir der gezeigten Tabelle entnehmen können, wurden total 14 Nebelarten abgegrenzt. Damit sollte es uns möglich sein, praktisch alle vorkommenden Nebelereignisse nach ihrer Entstehungsgeschichte zu klassifizieren. Nach diesem Schema möchten wir später in Kapitel 7.4. die wichtigsten, in der Schweiz auftretenden Nebelarten kurz charakterisieren. Zum Schluss müssen wir noch feststellen, dass es sehr wohl vorkommen kann, dass Nebelschwaden durch Luftströmungen in andere Geländeabschnitte transportiert werden. WEBER (1975: Anhang, Tabelle 1) trägt dieser Tatsache Rechnung und bezeichnet diese transportierten Nebel als Austreibungsnebel.

(Tabelle 4: siehe nächste Seite!)

Tab. 4

Genetische Klassifikation der Nebelereignisse

Mechanismus der Nebelbildung	Detaillierte Differenzierung der Bildungsprozesse	Nebelart	
1. Nebelbildung durch Abkühlung der Luft	1.1. <u>Abkühlung durch Strahlungsverlust</u>	Strahlungsnebel Strahlungsnebel mit Bodeninversion Strahlungsnebel mit Höheninversion	
	1.1.1. Ausstrahlung des Erdbodens, Nebelbildung am Boden		
	1.1.2. Ausstrahlung an der Obergrenze einer dunst-erfüllten Luftschicht, Bildung von Hochnebel		
	1.2. <u>Abkühlung durch Ueberströmen einer kalten Unterlage</u>	1.2.1. Warme Luft streicht über kalten Boden (z. B. Warmluftsektor eines Tiefs)	Advektionsnebel Warmluftnebel Meernebel Küstennebel
		1.2.2. Warme Luft (aufgewärmt über warmen Messesströmungen) trifft auf eine kalte Meereströmung)	
		1.2.3. Nebelbildung infolge ungleicher jahreszeitlicher Erwärmung von Land- und Wassermassen	
	1.3. <u>Abkühlung durch adiabatische Prozesse</u>	1.3.1. Adiabatische Abkühlung beim Aufsteigen an einem Berghang	Adiabatische Nebel Orographischer Nebel Isobarischer Nebel Isallobarischer Nebel
		1.3.2. Adiabatische Abkühlung durch Luftversetzung gegen den tieferen Druck	
		1.3.3. Adiabatische Abkühlung durch starken Druckfall	
	2. Nebelbildung durch Abkühlung und Wasserdampfung zurufuhr	2.1. Verdunstung von Wasserflächen, die wärmer als die Luft sind (z. T. auch künstlich erzeugt durch Kühlwasser)	Fluss- oder Seenebel Dampfnebel Front- oder Mischungsnebel Industrienebel Smog
2.2. Verdunstung über einem feuchtwarmen Boden			
2.3. Vermischung einer kaltefeuchten mit einer warmfeuchten Luftmasse, z. T. Verdunstung warmer Regentropfen (vor allem bei Frontalerscheinungen auftretend)			
3. Nebelbildung durch anthropogene Einflüsse	3.1. Künstliche Zuführung von Wasserdampf durch Kamine oder Kühltürme	Industrienebel Smog	
	3.2. Vermischung von Dunst oder Wassernebel (fog) mit Rauch (smoke)		

7.2.2. Substratphysikalische Klassifikation

Wird der Nebel mikrophysikalisch untersucht, so können wir ihn nach seiner Zusammensetzung klassieren. Eine übersichtliche Darstellung eines derartigen Klassifikationssystem wurde von SCHÖNWIESE (1970) aufgestellt. Tabelle 5 zeigt uns diese Nebelklassifikation nach mikrophysikalischen Gesichtspunkten.

Tab. 5
Mikrophysikalische oder substratphysikalische Nebelklassifikation (nach SCHÖNWIESE 1970)

Vorphase	Endphase	Hauptsubstrat
trockener Dunst Staub Rauch	Aerosolnebel	Lithometeore
feuchter Dunst	Wassernebel	Hydrometeore
Eiskristalle	Eisnebel	

Wie wir sehen, wurde eine Hauptunterteilung in Litho- und Hydrometeore vorgenommen. Bei der Abgrenzung in eine Vor- und eine Hauptphase wurden die Hydrometeore in die beiden Gruppen der Wasser- und Eisnebel unterteilt. Es leuchtet ein, dass auch die Nebeltypen dieses Klassifikationssystems kombiniert auftreten können (z.B. Smog). Im weiteren ist es sehr wohl möglich, die genetisch definierten Nebelbegriffe mit den vom Substrat her klassierten Nebeln zu verknüpfen. Dazu ist zu bemerken, dass der Grossteil der bei uns auftretenden Nebel in der Form des Wassernebels auftritt (vgl. Kap. 6.1.).

7.2.3. Klassifikation nach der Sichtweite

Auf die Problematik der Nebeldefinition und speziell auch der Unterscheidung des Nebels vom Dunst wurde bereits mehrmals hingewiesen. In Ermangelung einfacher mikrophysikalischer Untersuchungskriterien muss auch heute noch an der Sichtweiteklassifikation festgehalten werden. Tabelle 6 zeigt uns ein derartiges Klassifikationssystem, wie es kürzlich von WEBER (1975: 2) entworfen wurde (nächste Seite).

Tab. 6
Nebelklassifikation nach der Sichtweiteskala

Sichtweite (m)	Nebelbezeichnung
1000 - 500	leichter Nebel
500 - 200	mässiger Nebel
200 - 100	dichter Nebel
100 - 50	sehr dichter Nebel
< 50	äusserst dichter Nebel

7.2.4. Räumliche Nebelklassifikation

Häufig liegen keine Beobachtungen oder Messungen vor, die uns über Sichtweite, Mikrophysik und Genese des Nebels Auskünfte liefern können. Dennoch sind wir bei lokalklimatischen Untersuchungen auf eine räumliche Information über die Nebelverteilung angewiesen. Dieses räumliche Verteilungsmuster lässt sich oft mit Hilfe von Wetterbeobachtungen, Befragungen von Anwohnern (Landwirte, Förster, Chauffeure, Wegmeister usw.) und Auswertungen von Luft- und Satellitenbildern recht genau ermitteln. Tabelle 7 zeigt uns das mögliche Schema einer räumlichen Nebelklassifikation (vgl. SCHIRMER 1970: 139 - 143 und 1974: 279 - 280). Es leuchtet ein, dass ein derartiges Klassifikationsverfahren nur dann zweckmässig eingesetzt werden kann, wenn die geographischen Begriffe wie Tiefenlage, Hanglage und Gipfellaage genau definiert und den auftretenden Reliefformen angepasst werden. Das System eignet sich deshalb vor allem für Auswertungen in Gebirgsgebieten (SCHIRMER 1974).

Tab. 7

Nebelklassifikation nach räumlichen Gesichtspunkten (vgl. Fig. 10 und Kap. 8.2.3.)

Nebelart	Charakteristisches Erscheinungsbild
<u>Bodennebel (oder Talnebel)</u>	
Lokale Bodennebel	Muldenlagen und Senken sind teilweise von Nebelbänken umhüllt (keine geschlossene Nebeldecke).
Bodennebel	Muldenlagen und Senken sind durch eine dem Boden aufliegende Nebeldecke vollständig verhüllt.
<u>Hochnebel</u>	
Lokale Hochnebel	Ueber Mulden und Senken breitet sich eine teilweise aufgerissene Nebeldecke aus, die deutlich vom Boden abgehoben ist (Sichtweite in Tieflagen 1000 m). Gipfellagen bleiben nebelfrei.
Hochnebel	Ueber Mulden und Senken breitet sich eine geschlossene Nebeldecke aus, die vom Boden abgehoben ist. Gipfellagen bleiben nebelfrei.
<u>Hangnebel (oder Wolkennebel)</u>	
Lokale Hangnebel	Die Tiefenlagen bleiben total nebelfrei. Hang- und Gipfelstationen sind teilweise von Nebel eingehüllt.
Hangnebel	Die Tiefenlagen bleiben total nebelfrei. Viele Hang- und Gipfellagen sind durch Nebel eingehüllt.

Einen guten Ueberblick über die Nebelklassifikation erhalten wir dann, wenn wir die genetische mit der räumlichen Nebelklassifikation verknüpfen (Tab. 8).

Tab. 8

Wichtigste Zusammenhänge zwischen der genetischen und der räumlichen Nebelklassifikation (vgl. MATHYS und WANNER 1975: 70)

Räumlich klassierte Nebelarten	Genetisch klassierte Nebelarten
Bodennebel	Strahlungsnebel mit Bodeninversion, Warmluftnebel, Meernebel, Küstennebel, Fluss- oder Seennebel, Dampfnebel, Mischungsnebel, Industriennebel, Smog
Hochnebel	Strahlungsnebel mit Höheninversion, Mischungsnebel, Industriennebel, Smog
Hangnebel	Orographischer Nebel, Frontnebel, Mischungsnebel

Mit Tabelle 8 soll der Bezug zur nun folgenden räumlichen Untersuchung der Nebelverhältnisse geschaffen werden, und wir haben uns in der Folge noch des öftern mit den hier gezeigten Zusammenhängen zu beschäftigen.

7.3. NEBELAUFLÖSENDE FAKTOREN

Bevor wir im nächsten Kapitel die wichtigsten in der Schweiz auftretenden Nebelarten beschreiben und charakterisieren wollen, sei noch ein kurzer Blick auf jene meteorologischen Faktoren geworfen, welche in der Regel eine Auflösung des Nebels herbeiführen können. Die folgenden Ausführungen stehen verständlicherweise in einem engen Zusammenhang mit den in Kapitel 7.1. erwähnten Nebelbildungsfaktoren. Dabei handelt es sich praktisch um die gegenläufigen Prozesse der dort genannten Vorgänge bei der Nebelbildung. Wir können folglich wiederum zwei Faktoren für die Auflösung des Nebels verantwortlich machen:

1. Erwärmung der Luft
2. Entzug von Wasserdampf

Fragen wir uns nach den atmosphärischen Vorgängen, welche zu einer Temperaturerhöhung oder zum Wasserdampfentzug führen können, so seien hauptsächlich die folgenden genannt (LILJEQUIST 1974: 133, LOW 1975):

1. Erwärmung durch Sonneneinstrahlung (Erdoberfläche und Nebel absorbieren Strahlung, die Temperatur steigt vor allem in Stadtgebieten massiv an).
2. Nebelmassen erwärmen sich beim Ueberströmen einer warmen Unterlage.
3. Adiabatische Erwärmung (Hinunterströmen entlang eines Berghanges, starke Erhöhung des atmosphärischen Drucks).
4. Nebelauflösung infolge plötzlicher Bewölkungszunahme in der Höhe (Unterbinden der Ausstrahlung, zusätzliche Erwärmung durch Verbrennungsprozesse: "Treibhauseffekt").
5. Nebeltropfen sublimieren bei Schneefall auf den Schneekristallen (zum Teil auch Entzug von Tropfen durch Koagulation).

6. Wasserdampfentzug durch Kondensation auf kalten Regentropfen oder kühlem Boden (vor allem bei Schneebedeckung).
7. Wasserdampfentzug durch Erhöhung der allgemeinen Turbulenz (vor allem erkennbar an der plötzlichen Zunahme der Windgeschwindigkeit), welche zu einer Durchmischung der feuchten mit trockeneren Luftmassen führt.

Damit haben wir unsere allgemeinen Betrachtungen über die Nebelbildung abgeschlossen, und wir möchten in der Folge die wichtigsten Nebelarten des Untersuchungsgebietes beschreiben.

7.4. DIE WICHTIGSTEN, IM UNTERSUCHUNGSGEBIET AUFTRETENDEN NEBELARTEN (GENETISCHE KLASSIFIKATION)

In Übereinstimmung mit PETERSSEN (1956, Vol II: 107) stellen wir fest, dass die Nebelbildung nur selten auf einen einzigen Faktor zurückgeführt werden kann. Die Verwendung genetischer Nebelbezeichnungen könnte uns zu diesem Trugschluss verleiten. Wir werden nach der Darstellung der Zusammenhänge zwischen Wetterlage und Nebelverteilung versuchen, den gesamten Faktorenkomplex abzuschätzen, der für die Bildung der drei räumlich klar unterscheidbaren Nebelarten Boden-, Hoch- und Hangnebel verantwortlich gemacht werden kann (Kap. 10 und 11). Vorerst sollen jedoch die verantwortlichen Bildungsprozesse einzeln beschrieben werden.

7.4.1. Strahlungsnebel

Der Strahlungsnebel kann in den dicht besiedelten, tiefgelegenen und ausgedehnten Tiefenregionen der Kontinente als die unzweifelhaft häufigste und wichtigste Nebelart bezeichnet werden. Er soll deshalb etwas eingehender betrachtet werden.

Mit Hilfe des Wienschen Verschiebungsgesetzes können wir die Wellenlänge der stärksten elektromagnetischen Strahlung für eine gegebene Temperatur eines schwarzen Körpers berechnen (LILJEQUIST 1974: 10). Wenn wir die Erdoberfläche im Hinblick auf die Ausstrahlungsverhältnisse vereinfacht als schwarzen Körper ansehen, lässt sich bei Beachtung der auftretenden Oberflächentemperaturen nachweisen, dass der maximale Strahlungsverlust dieser Erdoberfläche im

Wellenlängenbereich der langwelligen oder Wärmestrahlung erfolgt. Speziell in den klaren, windstillen Nächten des Winterhalbjahres ergibt sich an der Erdoberfläche infolge der verstärkten Ausstrahlung ein eindeutiges Strahlungsbilanzdefizit, wodurch sich der Boden stark abkühlt. Diese Abkühlung des Bodens wird durch molekulare Wärmeübertragung sowie thermische und dynamische Turbulenz auf die bodennahe Luftschicht übertragen. DEACON (1969: 91) berechnet für die untersten 10 m der Atmosphäre bei klaren, windstillen Nächten in Südengland eine Abkühlungsrate von 1,8°C pro Stunde. PILIE et al. (1975: 356) sprechen im Zusammenhang mit der Bodenoberfläche und der unmittelbar darüberliegenden Luftschicht von einer Temperaturabnahme von 0,6°C pro Stunde, welche bis rund eine Stunde vor der Nebelbildung recht konstant bleibt. Die kalte und dadurch spezifisch schwerere, bodennahe Luft fließt im topographisch reich gegliederten Gelände in Mulden und Senken zusammen, wo bei einem genügenden Feuchteangebot im Verlaufe der Nacht Sättigung und somit Nebelbildung eintritt. Damit ist bereits gesagt, dass tiefliegende, ausgesprochene Feuchtstandorte (z.B. Grosses Moos, Gebiete entlang des Aarelaufes am Jurasüdfuss) in erster Linie als Nebelbildungsherde in Betracht kommen. Im Winterhalbjahr, wenn das Strahlungsbilanzdefizit an der Erdoberfläche immer negativere Werte annimmt, wachsen diese ersten Nebelschwaden stark an und verbinden sich bald einmal zu einer zusammenhängenden Bodennebeldecke. Der Einfluss dieser Strahlungsnebel auf den stark anwachsenden Boden- und Luftverkehr führte in neuerer Zeit zu zahlreichen Studien, bei denen die Entwicklung dieses Nebeltyps mikrophysikalisch oder mikrometeorologisch untersucht wurde (u.a. URFER 1956, KRAUS 1958, MORALES 1958, RODHE 1962, LALA et al. 1975, LOW 1975, PILIE et al. 1975 sowie ROACH et al. 1976). Dabei werden vor allem vier wichtige Bedingungen für die Bildung dieses Nebeltyps genannt (MORALES 1958, PILIE et al. 1975, ROACH et al. 1976):

1. Wolkenloser Himmel und starke Ausstrahlung (Entstehung einer deutlichen Temperaturinversion)
2. Leichter Wind (turbulente Durchmischung der bodennahen Luftschicht)
3. Hohe relative Luftfeuchtigkeit (auch im Bereich von 100 m über Boden oder höher)
4. Mit der Höhe zunehmende spezifische Feuchte

Wenn wir die ablaufenden Prozesse bei der Bildung von Strahlungsnebel begreifen wollen, müssen wir einen Blick auf die raumzeitliche Entwicklung dieses Nebeltyps werfen. Diese Entwicklung wird eindeutig geprägt durch die vertikale Umstrukturierung der Nebelschicht, wobei verschiedene Autoren übereinstimmend drei Phasen unterscheiden konnten (REIDAT 1948: 218 - 219, URFER 1956: 13, MORALES 1958: 405 - 408, REGULA 1959: 141, PILIE et al. 1975: 355-357

und ROACH et al. 1976: 315 - 319):

1. Entwicklung einer bodennahen Inversion: Strahlungsnebel mit Bodeninversion.

2. Umstrukturierungsphase: Anwachsen der Nebelschicht und Abheben der Bodeninversion (teilweise isotherme Schichtung innerhalb der Nebelschicht).

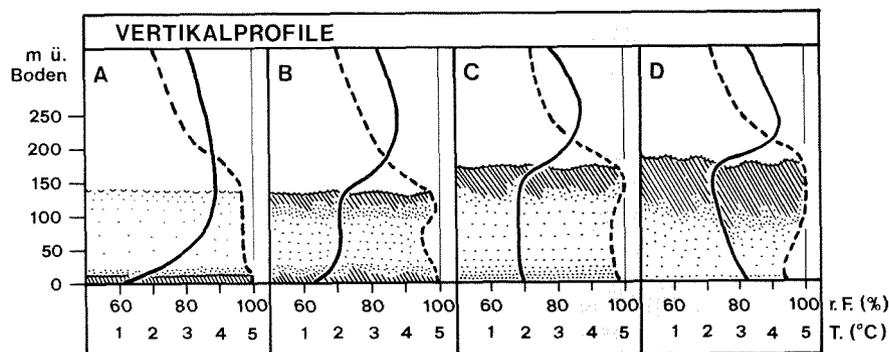
3. Bildung einer Höheninversion: Strahlungsnebel mit Höheninversion (feuchtadiabatischer Temperaturverlauf in der darunterliegenden Nebelschicht).

Figur 5 zeigt uns als Modellfall den zeitlichen Ablauf dieses weltweit auftretenden dreiphasigen Verhaltens der Nebelschicht:

Fig. 5
Vertikalverteilung von Temperatur (geschlossene Linie) und relativer Luftfeuchtigkeit (gestrichelte Linie) während der drei Phasen der Strahlungsnebelbildung:

- A : Strahlungsnebel mit Bodeninversion
- B, C : Umstrukturierung (Aufsteigen der Bodeninversion)
- D : Strahlungsnebel mit Höheninversion

(nach: SCHNEIDER-CARIUS 1953: 17 - 26, PETTERSSSEN 1956, II: 112, URFER 1956: 13, MORALES 1958: 405, REGULA 1959: 140 - 141, PILIE et al. 1975: 350 - 357, ROACH et al. 1976: 316 - 319).



Wir möchten deshalb den Ablauf der einzelnen Phasen kurz beschreiben

- nach Sonnenuntergang setzt in klaren Nächten eine starke Ausstrahlung des Erdbodens ein. Dieser kühlt sich in der oben bereits erwähnten Weise ab. Die thermischen Winde werden dadurch schwächer, generell lassen sich aber immer noch leichte Brisen feststellen (Hangwinde oder leichte Gradientwinde).
- In der bodennahen Schicht bildet sich eine starke Temperaturinversion, deren Mächtigkeit ganz wesentlich von der herrschenden turbulenten Durchmischung der bodennahen Luftschicht abhängt.
- Einige Stunden nach Sonnenuntergang setzt Tau- oder Reifbildung ein, wodurch der Betrag der spezifischen Feuchtigkeit am Boden leicht vermindert wird. Trotz dieser Verminderung steigt die relative Feuchtigkeit rasch an, und in den untersten Bereichen der bodennahen Inversion setzt Nebelbildung ein (Fall A in Fig. 5). Der Beginn dieser Nebelbildung lässt sich anhand der relativen Feuchtigkeit nur schwer abschätzen. PILIE et al. (1975: 350 - 351) haben festgestellt, dass 1 - 1/2 Std. vor der Nebelbildung ein Anstieg der Bodenoberflächentemperatur beobachtet werden kann, welcher auf die beginnende Strahlungsabsorption in der bodennahen Luftschicht zurückgeführt werden könnte (?). Bei völliger Windstille und stark ausgekühltem Boden bleibt die Nebelschicht häufig auf einige cm bis m beschränkt!
- Nach der Phase der Nebelbildung erhöhen sich die Temperaturen im tieferen Bereich dieser Nebelschicht recht deutlich, da die Ausstrahlung des Erdbodens von den Nebeltröpfchen absorbiert und nach allen Richtungen emittiert wird. Die Nebelschicht in der bodennahen Inversion kann nun bei einem ausreichenden Feuchteangebot infolge Turbulenz auf einige 10 m anwachsen. Dabei muss der oben erwähnte, durch Kondensation und Tauablagerung erfolgte Feuchteverlust in der bodennahen Luftschicht durch einen abwärts gerichteten Wasserdampftransfer immer wieder kompensiert werden (DEACON 1969: 91 - 92), wodurch die grosse Bedeutung des Vorhandenseins eines genügenden Feuchteangebotes auch in höheren Luftschichten erneut unterstrichen sei.
- Die Nebeloberfläche hat jetzt vom Erdboden die Funktion des "Strahlers" übernommen; von ihr geht nun bei klarer Atmosphäre die stärkste Ausstrahlung aus. Die dadurch einsetzende Umstrukturierung der Temperaturverhältnisse (Erwärmung in Bodennähe, Abkühlung an der Nebelobergrenze) führt zu einer Verstärkung der thermischen Turbulenz. Da infolge der starken nächtlichen Abkühlung im Verlaufe einer Nacht in der gesamten Grundschicht eine leichte Kondensation einsetzen kann, begreifen wir auch, dass manchmal die Obergrenze dieser dunstreichen Schicht die Funktion des stärksten "Strahlers" übernimmt (Fall B in Fig. 5).

Die bodennahe Nebelschicht beginnt sich in diesem Falle wieder aufzulösen. MORALES (1958: 388) weist in diesem Zusammenhang auf die wichtige Tatsache hin, wonach die zukünftige Nebelobergrenze meistens durch die am Vorabend der Nebelbildung vorliegende Mächtigkeit der dunstreichen Grundsicht bestimmt wird (siehe Verlauf der relativen Feuchtigkeit im Falle A von Fig. 5).

- Bei Windstille und starkem Absinken im Kern eines Hochdruckgebietes bleibt die Nebelbildung wie bereits erwähnt auf die bodennächste Luftschicht beschränkt. Wie erwähnt steigt aber die Inversionsschicht in vielen Fällen in die Höhe, an der Obergrenze bildet sich eine nach unten anwachsende Nebeldecke, und in der tiefer liegenden, dunstreichen Schicht stellen sich isotherme Temperaturgradienten ein (Fall C in Fig. 5).
- Bewirkt durch die starke Strahlungsabkühlung an der entstandenen Hochnebelobergrenze sowie teilweise durch die leichte Erwärmung der bodennahen Schichten kann sich die thermische Turbulenz unterhalb der Höheninversion weiter verstärken. URFER (1956: 13 - 14) spricht von grossen, warmen, bzw. kalten Luftblasen, welche vom Boden aufsteigen oder von der Obergrenze der Nebelschicht gegen unten absinken. Diese Turbulenz reicht sehr oft für die Bildung von stabilen Höheninversionen nicht aus, und die Erfahrungen in unserem Untersuchungsgebiet zeigen, dass das Vorhandensein advektiver Vorgänge in der Grundsicht und die sich daraus ergebende Reibungsturbulenz als eine notwendige Voraussetzung für die Entstehung von abgehobenen, hochliegenden Strahlungsnebeln bezeichnet werden kann. Kehren wir zum beschriebenen Beispiel einer typischen Umstrukturierung der Nebelschicht zurück: Am Schluss stellen sich in der Schicht unter dem Inversionssprung in der Regel feuchdiabatische Temperaturverhältnisse ein, und dieser Zustand kann in grossen Vorlandsenken (Poebene, Schweizer Mittelland) bei Hochdruckwetter mehrere Tage erhalten bleiben (Fall D in Fig. 5). Dabei darf jedoch nicht unerwähnt bleiben, dass die Hochnebelobergrenze bei zunehmender Windstille (wenn wir uns zum Beispiel im Zentrum einer Antizyklone befinden) sofort wieder abzusinken beginnt.

Das gezeigte Beispiel der raumzeitlichen Umstrukturierung in der Strahlungsnebeldecke kann gerade in unserem Untersuchungsgebiet sehr zahlreich beobachtet werden (ZINGG 1945: 4). Dabei stellen wir fest, dass der Ablauf bei sehr unterschiedlichen Mächtigkeiten der Nebeldecke immer wieder in ähnlicher Form verläuft, und grundsätzlich lassen sich alle diese Strahlungsnebel einem der oben genannten Entwicklungsstadien zuordnen. SCHNEIDER-CARIUS (1953: 17) und SCHIRMER (1974: 278) erwähnen zusätzlich die wichtige Tatsache, dass sich ein Strahlungsnebel mit Höheninversion auch durch eine beginnende Kondensation an der Obergrenze der Dunstschicht entwickeln kann, ohne dass vorher bereits ein bodennaher Nebel gebildet wurde.

Diese Situation tritt in der Regel dann ein, wenn im Winterhalbjahr die konvektiven Austauschvorgänge abnehmen. Der oft bereits vorhandene Stratocumulus geht infolge der verminderten Turbulenzverhältnisse in eine Stratusdecke über, welche sich auf Satellitenbildern zumeist in der Form eines Stratus cumuliformis präsentiert.

Zu den mikrophysikalischen Eigenschaften des Strahlungsnebels darf am Schluss bemerkt werden, dass diese Nebelart infolge ihres Persistenzverhaltens bei antizyklonalen Druckfeldern und der dadurch reduzierten Austauschverhältnisse eine starke Neigung zur Schadstoffanreicherung zeigt. Im weiteren hat MACK (zit. in LOW 1975: 24) festgestellt, dass die zumeist trockenen und aerosolreicheren Strahlungsnebel engere Tropfenspektren aufweisen als die Advektionsnebel.

Mit dem jahreszeitlichen Auftreten der beiden Strahlungsnebeltypen sowie mit den die Nebelbildung zusätzlich beeinflussenden Faktoren werden wir uns am Ende von Kapitel 9 noch eingehender zu beschäftigen haben.

Zum Schluss sei bloss noch auf die Untersuchungen von EVANS, AANANSEN und WILLIAMS (1958) hingewiesen, welche deutlich zeigen konnten, dass die Sichtweite bei der Bildung von Strahlungsnebel nur selten mittlere Werte aufweist (stündliche Beobachtungen). Diese Phänomene kann auch in unserem Untersuchungsgebiet regelmässig beobachtet werden, und in der Regel fällt diese Sichtweite in der Bildungsphase relativ rasch von 800 - 1'000 m auf 0 - 200 m hinunter. Dieser Übergang vom langsamen zum exzessiven Wachstum der Nebeltropfen wurde bereits in Kapitel 6.2.3. näher beschrieben.

7.4.2. Orographischer Nebel

Im Gegensatz zum Strahlungsnebel tritt diese Nebelart vor allem bei zyklonalem Wettergeschehen in Gebirgsregionen auf:

Die orographischen Nebel bilden sich bei tiefliegendem Kondensationsniveau und relativ stabiler Schichtung. Sie können daher das ganze Jahr hindurch beobachtet werden. Wärmere und sehr feuchte Luftmassen werden durch die Luftströmungen an den Gebirgshängen zum Aufsteigen gezwungen. Sie kühlen sich adiabatisch ab und kondensieren bereits unterhalb der Gipfelregion, wodurch sich vor allem in der Luvregion der Gebirge dichte Nebelschichten bilden. Bei stark labilisierten Verhältnissen setzt normalerweise eine starke Konvektion ein, und wir können lediglich von Wolkenbildung sprechen.

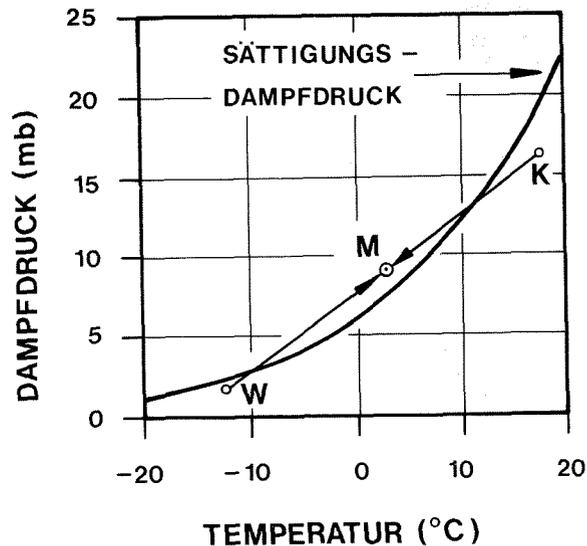
7.4.3. Advektionsnebel: Warmluftnebel

Wir sprechen dann von Warmluftnebel, wenn warme und feuchte Luftmassen über eine kältere Unterlage strömen und durch turbulenten Austausch vom Boden her derart abgekühlt werden, dass Kondensation und somit Nebelbildung eintreten kann. PETERSSSEN (1956, Vol II: 113) weist darauf hin, dass Warmluft- und Strahlungsnebel nur selten klar auseinandergehalten werden können. Wir werden uns mit diesem Problem später noch zu befassen haben. Hier bleibe lediglich betont, dass die Warmluftnebel im Untersuchungsgebiet vor allem im Winterhalbjahr auftreten, wenn bei westlicher bis südwestlicher Strömung warme und feuchte Luft aus niedrigeren Breiten in unser Gebiet einströmt.

7.4.4. Mischungsnebel

Der Mischungsnebel kann vor allem bei Frontalerscheinungen beobachtet werden. Normalerweise zeichnet er sich dadurch aus, dass sowohl die Abkühlung als auch die Wasserdampfzufuhr zur Bildung dieses Nebeltyps beitragen. Figur 6 zeigt uns die Verläufe von Temperatur und Dampfdruck bei der Entstehung von Mischungsnebel:

Fig. 6
Temperatur- und Dampfdruckverlauf bei der Entstehung von Mischungsnebel (K = Kaltluft, W = Warmluft, M = Mischluft)



Warme und feuchte Luft (W) vermischt sich durch Turbulenz und Austausch mit kalter, feuchter Luft (K). Das resultierende Dampfdruckgefälle erzeugt einen Wasserdampfstrom gegen die kältere Luftmasse. Gleichzeitig kühlt sich das entstehende Luftgemisch ab, und schliesslich wird Sättigung erreicht (M). Mit Recht wird der Mischungsnebel häufig als Frontnebel bezeichnet (MÖLLER 1973, I: 161, LILJEQUIST 1974: 135), tritt doch dieses Phänomen vor allem im Bereiche von Warmfronten auf: Warme Regentropfen fallen in feuchtkalte Luftschichten, wo sie infolge des entstehenden Dampfdruckgefälles verdunsten und so der Kaltluft Wasserdampf zuführen. Wenn dieser nun erwärmte feuchte Luftkörper weiter abgekühlt wird, tritt Kondensation ein, und wir können unter der Frontalfläche einen Stratusschleier beobachten (PETERSSSEN 1956: 110). Erreicht dieser Stratusschleier den Boden, so sprechen wir in der Regel von Frontnebel.

7.4.5. Fluss- und Seenebel

Fluss- und Seenebel weisen eine starke Verwandtschaft zum oben erwähnten Mischungsnebel auf: Sie entstehen dort, wo kalte Luft über eine warme Wasserfläche streicht. Dabei können ohne weiteres Temperaturdifferenzen von 10°C oder mehr entstehen (MÖLLER 1973, I: 160, KUHN 1972: 200). Es bildet sich deshalb ein Dampfdruckgefälle gegen die kältere Luft, die sich in ihrer tiefsten, wassernahen Schicht mit Wasserdampf sättigt. Die beschriebene, labile Schichtung erzeugt in den ersten Metern über Boden eine schwache Turbulenz. Diese wiederum führt zu einer Abkühlung der warmfeuchten, tiefsten Luftschicht, in welcher dann Kondensation eintreten kann. Die Veränderungen von Dampfdruck und Temperatur verlaufen somit in ähnlicher Weise wie bei der oben gezeigten Figur des Mischungsnebels (Fig. 6). Nicht selten erreicht die Konvektion über warmen Seeflächen im Frühherbst derart grosse Ausmasse, dass darüber eine Bildung von dünnen, cumulusförmigen Wolken beobachtet werden kann. Wir dürfen jedoch generell feststellen, dass die Auswirkungen dieser Nebelart in der Regel gering bleiben. Das Problem wurde allerdings aktualisiert durch die Frage nach der Nebelvermehrung infolge Zuführung von warmem Kühlwasser durch die Atomkraftwerke. KUHN (1972: 201) und SCULTETUS (1972: 66) kommen jedoch in zwei Studien (Gebiete des Rheins oberhalb Basel und der Unterweser) zum gemeinsamen Schluss, dass die Flussnebel auch bei der erwartenden Erwärmung der Wassertemperaturen kaum eine grossflächige Zunahme der Nebelhäufigkeit erzeugen können. GENSLER (1969) zeigt immerhin an einem instruktiven Beispiel aus dem Oberengadin, dass auch räumlich eng begrenzte Flussnebel bei ungünstiger Routenwahl der Verkehr einer Talstrasse massgeblich beeinflussen können. Bei Messfahrten im Bereiche der drei Seeländer Seen konnten wir feststellen, dass im Gebiet der warmen Wasserflächen und deren näherer Umgebung in kalten, bewölkungsarmen Nächten des Frühherbstes viel eher eine Tendenz zur Nebelauflösung besteht (Herabsetzung der relativen Feuchtigkeit).

Zum Schluss sei kurz darauf hingewiesen, dass mit dem Flussnebel vergleichbare Bildungseffekte auch über dem Land beobachtet werden können, wenn plötzlich Kaltfrontschauer auf dem noch warmen Erdboden verdunsten. Genetisch haben wir diese Erscheinung als Dampfnebel bezeichnet (vgl. Kap. 7.2.1.).

7.4.6. Smog

Der Gedanke an die starke Besiedlung und Industrialisierung des schweizerischen Mittellandes wirft unweigerlich die Frage auf, wie weit bei den in dieser Region im Winter oft tagelang andauernden Hochnebelperioden auch gewisse Smog-Effekte mitspielen mögen. Wer häufig über derartige Nebeldecken hinwegfliegt, bekommt jedenfalls den optischen Eindruck, dass die Nebelmeerobergrenze gegen den Jurasüdfuss zeitweise eine dunkle, gelbbraune Verfärbung aufweist. Es scheint deshalb angebracht, kurz einige Probleme der Smog-Bildung aufzuwerfen:

Smog entsteht dann, wenn wasserdampfreiche Luft durch eine extrem grosse Zahl von künstlichen Aerosolen aus dem Bereich industrieller und privater Verbrennungsprozesse (Kehrichtverbrennungsanlagen, Hausbrand, Motorabgase) angereichert wird. Diese künstlichen Aerosole wirken als aktive Kondensationskerne und beschleunigen den Kondensationsprozess. Bei antizyklonalem Wetter werden dadurch die ohnehin hartnäckigen Strahlungsnebel mit Höheninversion zusätzlich stabilisiert, und im Nebelkörper reichern sich die Schadstoffe über mehrere Tage an. Das wohl bestuntersuchte europäische Beispiel einer Smog-Katastrophe wurde 1952 in London registriert und sehr detailliert beschrieben (MEETHAM, zit. in PETERSSEN 1956, Vol II: 103 - 104).

THOMAS (1964: 258 - 266) weist im gleichen Zusammenhang darauf hin, dass sich der Ausdruck Smog für den stark mit Schwefeldioxyd und Stickoxyden angereicherten Londoner Stadtnebel sehr wohl verwenden lässt. Er stellt jedoch mit Nachdruck fest, dass der Los Angeles-Smog eine total andere Entstehungsgeschichte aufweist, welche den Namen "Smog" kaum rechtfertigt. Der Los Angeles-Stadtnebel entsteht vor allem durch komplizierte, photochemische Reaktionen zwischen Stickoxyden und organischen Dünsten.

Man darf sich auf Grund neuer Beobachtungen und Untersuchungen zu Recht die Frage stellen, ob ähnliche Situationen mit starker Schadstoffanreicherung in der Grundsicht auch im Raum des schweizerischen Mittellandes (BUSER 1976: 33, AESCHBACHER und MELI 1977: 40) oder im Gebiet Südtessin - Poebene (SCHÜEPP 1974: 510) auftreten können.

7.4.7. Spezielle Probleme der Nebelbildung

Wir möchten zum Schluss der Beschreibung einzelner Nebelarten noch zwei Phänomene betrachten, die auch im Untersuchungsgebiet regelmässig beobachtet werden können.

7.4.7.1. Die Nebelverstärkung nach Sonnenaufgang

Wer sich etwas eingehender mit Feldbeobachtungen und -messungen beschäftigt, mag festgestellt haben, dass sich der Nebel in der Regel bei Sonnenaufgang stark verdichtet und anschliessend während Minuten oder sogar Stunden persistiert. An der früher oft vertretenen Meinung, wonach dieser Prozess auf aktivere Kondensationsvorgänge infolge einer Zunahme der ultravioletten Strahlung und der Erhöhung der Zahl der Kondensationskerne durch Ionisation zurückgeführt werden kann, wird heute kaum mehr festgehalten.

Man vertritt zur Zeit vermehrt die von PRÜGEL (1943: 421) geäusserte Ansicht, wonach die einsetzende starke Erwärmung der Bodenoberfläche zu einer zunehmenden Verdunstung des in der Nacht kondensierten Wassers führt. Die dabei verbrauchte Wärme bewirkt, dass die Temperatur in Bodennähe vorerst nicht exzessiv anwächst. Die beginnende Turbulenz führt jedoch zu einem Transport bodennaher Feuchtigkeit auch in höhere Luftschichten. Die in die Höhe steigenden, warmfeuchten Luftpakete kühlen sich dabei adiabatisch ab und bewirken so auch eine Nebelverdichtung in höheren Schichten. PILIE et al. (1975: 362) vertreten ebenfalls die Ansicht, dass dieser Tauverdunstung die Hauptverantwortung für die Nebelbildung nach Sonnenaufgang zukommt. Sie erwähnen weiter, dass die Nebelauflösung dann eintritt, wenn die Verdunstung nicht mehr mit der infolge Temperaturzunahme stark steigenden Sättigungsrate Schritt halten kann. Die Auflösungsstendenz mag sich mit zunehmender Zeitdauer durch die turbulente Durchmischung feuchter, aufsteigender mit trockenen, absinkenden Luftmassen noch zusätzlich verstärken (PRÜGEL 1943: 421).

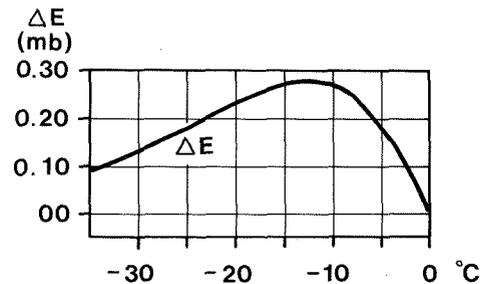
7.4.7.2. Bemerkungen zur Nebelarmut in austauscharmen, kalten Winternächten und über schneebedeckten Oberflächen

Im Hochwinter mag es uns immer wieder überraschen, dass sich in absolut klaren, windstillen Nächten kaum Nebel bilden können. Dieser Effekt wird meistens noch verstärkt, wenn der Untergrund von Schnee bedeckt ist. RODHE (1962) und TSCHIRHART (1974: 21) betonen, dass die Turbulenz bei der Nebelbildung eine äusserst wichtige Rolle spielt. Bei starker nächtlicher Ausstrahlung

bleiben jedoch konvektive Vorgänge grösstenteils unterbunden. Befinden wir uns im Kern eines Hochdruckgebietes, so wird auch die Advektion stark eingeschränkt, und in der Grundschicht fehlt praktisch jegliche Turbulenz. In der bodennächsten Schicht tritt in diesem Fall trotzdem Kondensation ein. Aber der Grössteil des kondensierten oder sublimierten Wasserdampfes schlägt sich aber am Boden als Tau oder Reif nieder, und da dieser Wasserdampfüberschuss infolge fehlender Durchmischung kaum in höhere Schichten übertragen werden kann, bleibt die Nebelbildung in der Regel auf die untersten 1 - 2 m beschränkt. Mit der fortlaufenden Tau- oder Reifablagerung im Verlaufe der Nacht verliert nun die bodennahe Luftschicht zunehmend Feuchtigkeit, welche wiederum wegen der fehlenden Durchmischung kaum von oben her ersetzt wird. Wir können deshalb wiederholt die Feststellung machen, dass nach klaren, windstillen Nächten bloss eine starke Reifablagerung beobachtet werden kann. Temperaturmessungen zeigen, dass diese bei extrem tiefen Temperaturen noch verstärkt wird. Dies mag damit zusammenhängen, dass die Wahrscheinlichkeit der Nebelbildung im Temperaturintervall zwischen -5 und -25°C ohnehin relativ gering bleibt (PETTERSSSEN 1956, II: 124). Dieses Phänomen kann darauf zurückgeführt werden, dass der Sättigungsdampfdruck über Eis tiefere Werte annimmt als über Wasser. Wie wir in Figur 7 erkennen können, erreicht diese Differenz im genannten Temperaturintervall ihr Maximum.

Fig. 7
Differenz der Sättigungsdampfdrucke über Wasser und Eis in Abhängigkeit von der Temperatur.

- Ordinate: Sättigungsdampfdruckdifferenz ΔE in mb
- Abszisse: Temperatur in $^{\circ}\text{C}$



Da sich in diesem Temperaturintervall auch tatsächlich erste Eiskristalle bilden können, beginnen diese Eiskristalle auf Kosten der unterkühlten Wassertröpfchen zu wachsen und sinken bei Erreichen einer bestimmten Grösse gravitativ ab (OLIVER V. J. und OLIVER M. B. 1949).

Recht komplex werden die Verhältnisse, wenn eine kompakte Schneedecke vorliegt. Wir können auch dann feststellen, dass die Nebelhäufigkeit extrem zurückgeht. PETTERSSSEN (1956, II: 122 - 125) hat diesem Problem eine grosse Beachtung geschenkt: Bei Temperaturen unter 0°C macht er ebenfalls die genannte Differenz zwischen den Sättigungsdampfdruckbeträgen von Wasser und Eis für den starken Nebelrückgang verantwortlich. Bei höheren Temperaturen setzen nach seiner Ansicht über dem Schnee, dessen Temperatur maximal 0°C betragen kann, aktive Kondensationsprozesse ein, die wiederum zu einer starken Verminderung der Wasserdampfmenge führen.

Wir werden auf die in diesem Abschnitt beschriebenen Vorgänge im Zusammenhang mit der Nebelarmut der Alpentäler noch einmal zu sprechen kommen und möchten nun versuchen, einen ersten Ueberblick über die Nebelhäufigkeit der einzelnen Untersuchungsregionen zu gewinnen.

8. STATISTIK DER NEBELVERBREITUNG IM QUERSCHNITT DURCH DIE SCHWEIZ

Bevor wir die Nebelbildungsprozesse und die daraus resultierenden Verteilungsmuster des Nebels in ihrer Beziehung zu meteorologischen Parametern untersuchen wollen, möchten wir einen Blick auf die mittlere Nebelverteilung in den verschiedenen Regionen des Untersuchungsgebietes werfen.

8.1. LANGJAEHRIGE NEBELREGISTRIERUNGEN QUER DURCH DIE SCHWEIZ

Wir gehen dabei von der Idee eines Querprofils durch das Untersuchungsgebiet vom Jura bis zu den Alpen aus. Dadurch erhalten wir vorgängig einer synoptischen Analyse die Möglichkeit, einen generellen Ueberblick über das Nebelregime typischer Regionen zu gewinnen. Tabelle 9 zeigt uns die verwendeten Stationen, die ausgewählten Zeitperioden und die zugehörigen Typregionen (Datenmaterial aus SCHÜEPP 1963: 63 - 68).

Tab. 9

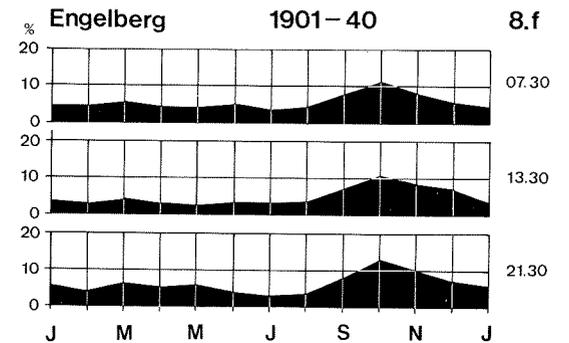
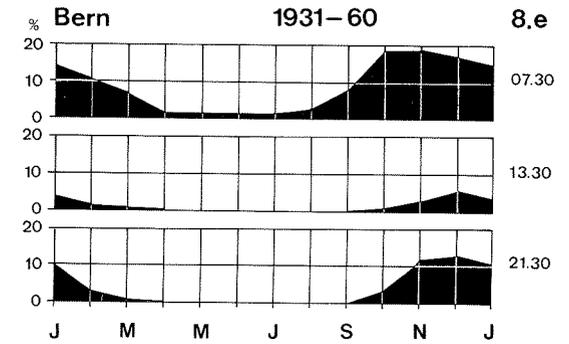
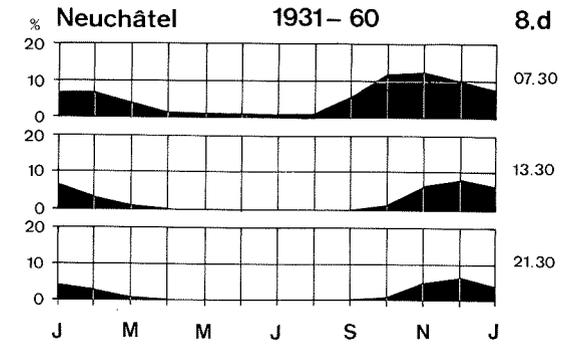
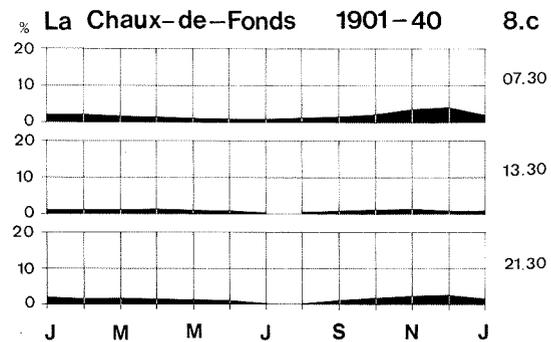
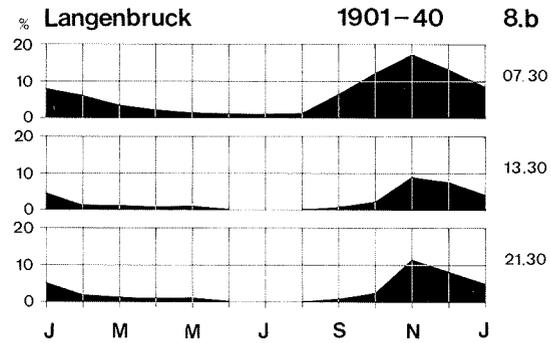
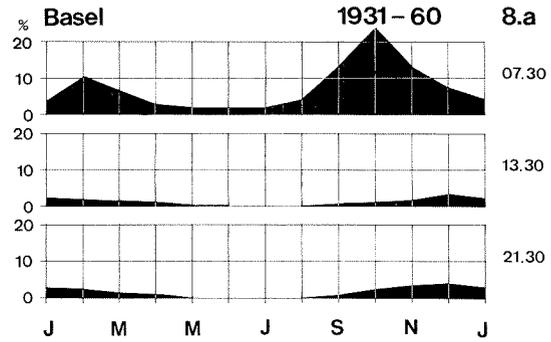
Liste der ausgewählten Stationen für die Darstellung der Nebelverhältnisse im Querschnitt durch die Schweiz (nach SCHÜEPP 1963: 63 - 68)

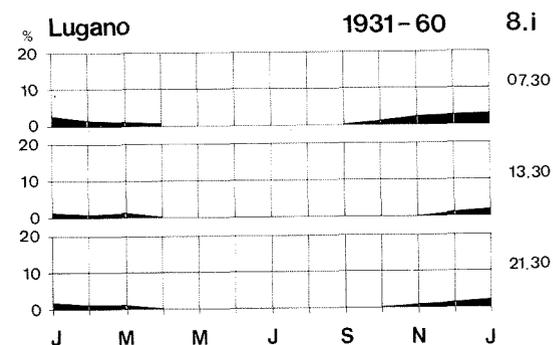
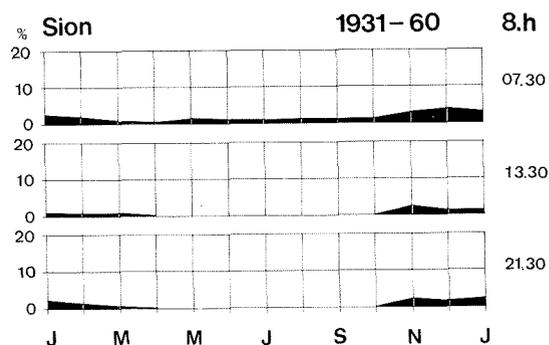
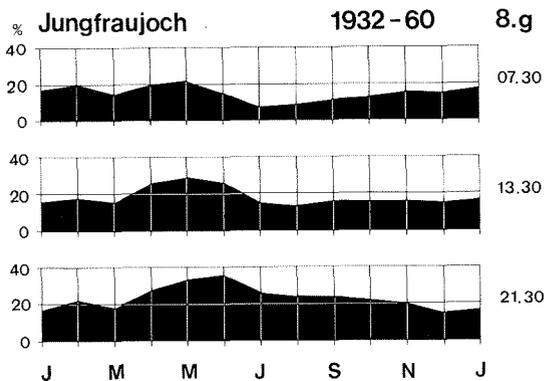
Station	Höhe ü.M.	Untersuchungszeitraum	Typregion
1) Basel	317 m	1931 - 60	Raum Basel
2) La Chaux-de-Fonds	990 m	1901 - 40	Juratal, Muldenlage
3) Langenbruck	740 m	1901 - 40	Juratal, Passlage
4) Neuchâtel	487 m	1931 - 60	Jurasüdfuss, Seeinfluss
5) Bern	572 m	1931 - 60	Tieferes Mittelland, Talöffnung Richtung Alpen
6) Engelberg	1018 m	1901 - 40	Voralpen, Tallage
7) Jungfraujoch	3576 m	1932 - 60	Alpen, Gipfelstation
8) Sion	549 m	1931 - 60	Wallis, Tallage
9) Lugano	276 m	1931 - 60	Tessin, Tieflage, Seeinfluss

Zu Beginn unserer Aeusserungen muss betont werden, dass leider der Nachteil ungleicher Untersuchungsperioden in Kauf genommen werden muss.

Die Figuren 8 a - i zeigt uns die prozentuale Nebelhäufigkeit der 12 Stationen an den drei klimatologischen Beobachtungsterminen.

Fig. 8 a - i
 Tages- und jahreszeitlicher Gang der Nebelhäufigkeit an 12 aus-
 gewählten Stationen im Querschnitt durch die Schweiz





Wenn wir diesen Rundgang durch die Schweiz im Norden beginnen wollen, so lässt sich folgendes sagen:

8.1.1. Basel (Fig. 8 a)

BIDER und WINTER (1964:106-108) haben die Nebelverhältnisse bei Basel näher untersucht. Sie stellten ein typisches, tageszeitliches Maximum in den frühen Vormittagsstunden fest. Als nebelhäufigster Monat zeichnete sich der Oktober aus, und bei Berücksichtigung aller Winde mit Geschwindigkeiten über 0,5 m/sec zeigten sich in einer Nebelwindrose die Windrichtungen E/ESE und NW als eindeutig dominant.

Wenn wir Figur 8 a betrachten, so stellen wir für Basel einen charakteristischen Jahresablauf der Nebelhäufigkeit fest (vgl. auch Fig. 11): Bei einem starken Ueberwiegen der Morgennebel erkennen wir das oben genannte frühherbstliche Nebelmaximum im Monat Oktober, dem nach einem Abfall bis zum Monat Januar ein erneuter Anstieg im Februar folgt. Das klare Oktobermaximum lässt sich auch bei den langjährigen Mittelwerten der Stationen Rheinfelden und Liestal erkennen (SCHÜEPP 1963: 57). Wir müssen ergänzend eine Tatsache erwähnen, die speziell für alle Stationen in tieferen Lagen gilt: Häufig tritt die Situation auf, bei der am Stationsstandort trotz einer ganztätig andauernden Hochnebelsituation kein Nebeltag registriert wird, da die Sichtweite die geforderten 1'000 m überschreitet. Diese Situationen konnten begreiflicherweise auch im Falle Basels nicht mitberücksichtigt werden, und gerade in Stadtgebieten häufen sich heutzutage die Fälle, bei denen trotz einer stagnierenden, grossräumig sogar dem Boden aufliegenden Stratusdecke die Sichtweiten kaum unter 1'000 m absinken (vgl. auch MATHYS und WANNER 1975: 86 - 87). Dieser Effekt kann möglicherweise auf die starke Erwärmung und das reduzierte Wasserdampfangebot infolge starker Ueberbauung zurückgeführt werden. Generell darf bemerkt werden, dass der Raum Basel vor allem bei frühherbstlichen Hochdrucklagen ein deutliches Nebelmaximum aufweisen mag.

8.1.2. La Chaux-de-Fonds (Fig. 8 b)

Die Situation von La Chaux-de-Fonds kann als mehr oder weniger charakteristisch für eine hochliegende Tal- oder Muldenlage des Juras angesprochen werden. Diese Täler liegen sehr bisenexpontiert und weisen infolge ihrer Abgeschlossenheit im Winter oft "sibirische" Temperaturen auf (z.B. La Brévine, vgl. BOUËT 1972: 24 - 25). Dabei erstaunt uns aber, dass die Nebelhäufigkeiten im Jura kaum einmal die Werte des Mittellandes erreichen können. Neben der fehlenden Turbulenz dürfte der in Kapitel 7.4.7.2. beschriebene Effekt des unterschiedlichen Sättigungsdampfdrucks

über Wasser und Eis eine Rolle spielen. Der gleiche Effekt kann verstärkt auch in Alpentälern beobachtet werden (vgl. Kap. 13.3.4.4.).

Meistens bildet sich lediglich ein ganz flacher, wenig mächtiger und klarer Kaltluftsee. HOFMAENNER (1931) hat die Verhältnisse in La Chaux-de-Fonds näher beschrieben. SPINNER (1926), AUBERT (1932) und BOUËT (1957) schildern ähnliche Vorgänge im Vallée de Joux und im Tal von La Brévine.

8.1.3. Langenbruck (Fig. 8 c)

Langenbruck repräsentiert eher eine Passlage am Südrand des Juras. Satellitenbilder zeigen, dass Hochnebelschichten des Mittellandes oft die südlichste Jurakette überfließen und in die ersten Juratäler hineinragen (WANNER 1971: 14, WINIGER 1974: 28 - 29, WANNER 1976: 56 - 57, siehe auch Abb. 1). Das in den November verschobene Nebelmaximum und die auch tagsüber häufiger auftretenden Nebelereignisse (ganztätig anhaltende Hochnebelsituationen bei tieferem Sonnenstand) scheinen darauf hinzuweisen. Auf Grund der grossen Differenzen im Jahresgang dürfen wir kaum annehmen, dass ein Teil der Nebelereignisse durch Nebel bei zyklonalen Wetterlagen verursacht wurde.

8.1.4. Neuchâtel (Fig. 8 d)

Neuchâtel zeigt den Typus der Jurasüdfussstation. Das Nebelgeschehen weicht allerdings infolge des Seeinflusses sowie der erhöhten Lage der Beobachtungsstation teilweise vom typischen Nebelregime einer Mittellandstation ab. Beide Tatsachen führen möglicherweise dazu, dass das frühherbstliche Bodennebelmaximum weniger deutlich zum Ausdruck kommt. Die Beobachtungstermine 13.30 und 21.30 Uhr weisen ein Dezembermaximum auf. Damit ist bei Berücksichtigung der erhöhten Stationslage angezeigt, dass der Jurasüdfuss bei hochwinterlichen, stagnierenden Inversionslagen oft tagelang unter einer geschlossenen Nebeldecke liegt (WANNER 1971, BOUËT 1972: 31).

8.1.5. Bern (Fig. 8 e)

Die Nebelverhältnisse der Region Bern wurden von MATHYS und WANNER (1975) detailliert beschrieben. Die drei Terminbeobachtungen zeigen ein deutliches Maximum im Spätherbst (Oktober/November). Bern hebt sich dennoch von den typischen Mittellandstationen wie zum Beispiel Biel, Solothurn und Olten leicht ab, da seine Anfälligkeit

für die gering mächtigen, tiefliegenden Bodennebel (Strahlungsbenebel mit Bodeninversion) geringer ist als jene dieser tiefliegenden Stationen (MATHYS und WANNER 1975: 75).

8.1.6. Engelberg (Fig. 8 f)

SCHÜEPP (1955) hat den Nebelverhältnissen im Voralpengebiet spezielle Beachtung geschenkt. Er stellt fest, dass Regionen über etwa 1'200 m nur selten in die Hochnebelzone zu liegen kommen. Für Engelberg (1'018 m ü.M.) bedeutet dies, dass die Station bei Hochnebel teilweise noch in die hochliegende Stratusschicht zu liegen kommt. Das deutliche Oktobermaximum des 21.30 Uhr-Termins dürfte jedoch zusätzlich auf lokale Effekte hindeuten.

8.1.7. Jungfrauoch (Fig. 8 g)

Bereits STREUN (1901: 10), der nach unseren Informationen als erster eine übersichtliche Darstellung der Nebelverhältnisse in der Schweiz gegeben hat, weist auf den Umstand hin, dass in Gipfellagen kein deutliches Wintermaximum des Nebels registriert wird. Diese Tendenz lässt sich beim Jungfrauoch klar bestätigen, wo wohl orographische Effekte und demnach Hangnebel bei zyklonalen Druckfeldern den überwiegenden Anteil ausmachen dürften (vgl. auch WANNER 1976: 50 - 51). Neben den gewaltigen Häufigkeiten (siehe die gegenüber den anderen Stationen veränderte Skala) registrieren wir verständlicherweise ein Maximum, das bei dieser Höhenstation auf den 21.30 Uhr-Termin des Monats Juni fällt.

8.1.8. Sion (Fig. 8 h)

BOUËT (1952 b: 9) weist auf die Nebelarmut des Wallis hin, und beschreibt ebenfalls die Nebelverhältnisse der höheren Walliser Stationen (BOUËT 1952 a). Er erwähnt dabei speziell, dass im zentralen Wallis höchst selten geschlossene Stratusdecken registriert werden können. URFER (1953: 25 - 36) schildert, dass die typischen Talnebel des Wallis vornehmlich auf Situationen mit Advektion feuchter Luft aus Richtung Genfersee und anschließender Strahlungsabkühlung zurückzuführen sind. Sion zeigt deutlich die genannten Eigenschaften. Klare Nebelsituationen lassen sich praktisch nur zur Zeit der stärksten Abkühlung des Bodens im Spätherbst und Winter feststellen.

8.1.9. Lugano (Fig. 8 i)

Eine Uebersicht über die Nebelhäufigkeiten Locarnos verdanken wir THAMS (1949). Er erwähnt die nebelauflösende Wirkung der Winde aus Richtung des Alpenraumes und weist im Vergleich mit Zürich, Mailand und Davos auf die Gunstlage Locarnos hin. Diese Aussage mag auch für Lugano Gültigkeit besitzen, das in den Monaten November bis Januar eine geringe Neigung zu Morgennebelbildung zeigt. Wohl zu Recht müssen wir uns fragen, ob im Frühherbst die warme Seefläche eine nebelauflösende Wirkung ausüben kann?

8.2. EIN SYSTEM ZUR KLASSIERUNG DER NEBELVERTEILUNG IM QUERSCHNITT DURCH DIE SCHWEIZ

Obschon viele Nebelereignisse einen grossen Teil der Niederungen unseres Landes erfassen, liefern uns die einzelnen Stationsbeobachtungen meist nur unzureichende Informationen über die effektive Struktur der Nebelverteilung. Dies mag verschiedene Gründe haben:

- Erstens treten in der vertikalen Nebelstruktur Sprungschichten auf, innerhalb derer sich die Verhältnisse vollständig ändern können (z.B. Nebelmeerobergrenze).
- Zweitens führen meteorologische Erscheinungen wie Luftmassenwechsel, Föhneffekte oder orographische Winde auch in der horizontalen Ausdehnung des Nebels zu markanten Differenzen.
- Drittens müssen wir uns damit abfinden, dass die Nebelstruktur auch lokal grossen Schwankungen unterworfen ist. Man denke nur an das unterschiedliche Feuchteangebot, über welches eine tiefliegende, unbebaute Ebene (z.B. Grosses Moos) gegenüber einem dichtbebauten Stadtraum (z.B. Bern) verfügen kann.

Beim Studium der grossräumigen Nebelverteilung und der sie hervorruhenden meteorologischen Prozesse müssen wir uns trotz der genannten Schwierigkeiten zu einer klaren Modellvorstellung über die raumzeitliche Verteilung des Nebels durchringen.

Aus diesem Grunde haben wir den Versuch unternommen, das räumliche Erscheinungsbild des Morgennebels für sieben typische Regionen quer durch die Schweiz zu klassieren.

8.2.1. Der ausgewählte Untersuchungszeitraum

Um den Aufwand nicht übermässig zu steigern, haben wir uns entschlossen, diese Klassierung für den Zeitpunkt der mutmasslich grössten Ausdehnung der Nebeldecke innerhalb der Tageszeit vorzunehmen. Wir entschieden uns deshalb für den Termin von 07.00 Uhr MEZ. Im weiteren beschränkten wir uns auf jene Monate, welche in den dicht besiedelten Tiefenregionen regelmässig Nebelereignisse aufweisen. So wurde schliesslich für die 2'759 Tage der 13 Winterhalbjahre 1961/62 bis 1973/74 (September bis März) eine Klassierung der Morgennebelverhältnisse vorgenommen, deren Resultate in der Folge diskutiert werden sollen. Dabei möchten wir nicht unerwähnt lassen, dass mit der getroffenen Terminauswahl gewichtige Nachteile in Kauf genommen werden müssen: Sicher können wir mit dem gewählten Zeitpunkt in erster Linie ein Bild über die maximale Ausdehnung winterlicher Nebel bei antizyklonalem Wetter gewinnen. Angaben über den Tagesgang der Nebelhäufigkeit fehlen jedoch ganz. Damit entgeht uns vor allem die Möglichkeit, ein Bild über die Auflösungszeiten oder den Tagesgang orographischer Nebel zu gewinnen! Dieser Forderung soll in Kapitel 13 über die regionale Darstellung der Nebelstruktur teilweise nachgekommen werden.

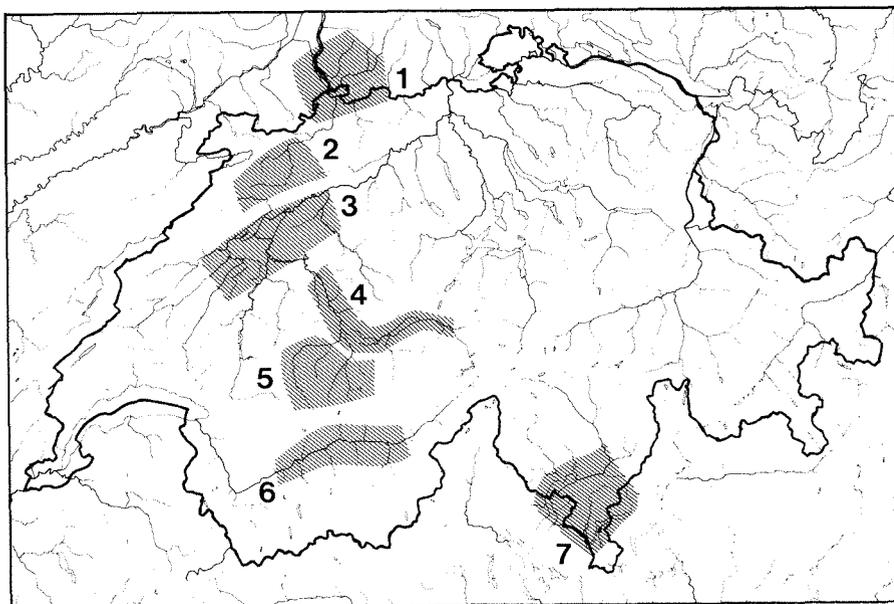
8.2.2. Die sieben Typregionen

Um die auftretenden Differenzen meteorologisch klarer deuten zu können, wurde ein Querprofil durch die Schweiz untersucht, welches total sieben typische Regionen enthält. Figur 9 zeigt uns die geographische Abgrenzung und Bezeichnung der Regionen. Die Auswahl musste sich notgedrungen auf die vorhandenen Beobachtungsstationen abstützen. Die sichersten Angaben stammen deshalb aus dem Gebiet des Mittellandes. Die drei Regionen Basel, Wallis und Tessin sind dagegen mit einem grösseren Unsicherheitsfaktor behaftet.

Fig. 9

Abgrenzung der sieben Regionen für die Klassierung der Nebelverteilung im Querschnitt durch die Schweiz:

- | | |
|---|--------------------|
| 1) Basel (BS) | 5) Alpentäler (AT) |
| 2) Jura (JU) | 6) Wallis (VS) |
| 3) Berner Mittelland (BM) | 7) Tessin (TI) |
| 4) Aaretal zwischen Bern und Meiringen (AM) | |



8.2.3. Das verwendete Klassierungssystem

In jeder Region wurden möglichst zahlreiche Beobachtungs- oder Messergebnisse in die Untersuchung einbezogen. Grundsätzlich wurden folgende Hilfsmittel benützt:

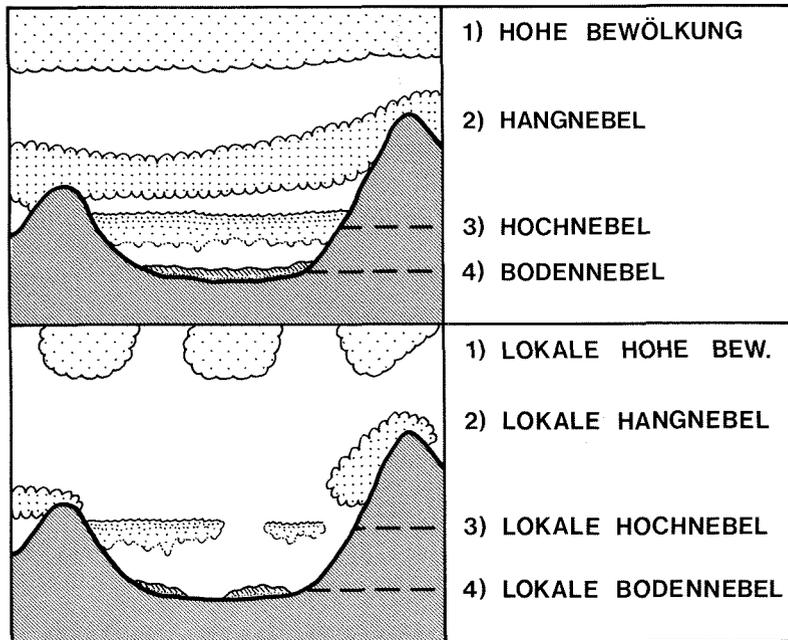
- Beobachtungsergebnisse der klimatologischen Stationen der MZA
- Ausgewählte Wetterregistrierungen der Regenmessstationen der MZA
- Angaben der dreistündlich erstellten Alpenwetterkarte der Schweizerischen Meteorologischen Zentralanstalt (ab Mikrofilm)
- Beobachtungsergebnisse der Stationen der Berner und Solothurner Netze (tabelliert, nur teilweise)
- Sondierergebnisse der Sonde in Payerne (ab Mikrofilm, teilweise)
- Satellitenphotos (teilweise)
- Ergebnisse von Messfahrten (teilweise)

Am Anfang stellte sich die Frage nach einem einfachen Schlüssel, welcher in allen Regionen angewendet werden kann. Um möglichst objektiv zu bleiben, haben wir darauf verzichtet, vor der Beurteilung der Nebelverteilung die herrschende meteorologische Situation zu studieren. Aus diesem Grunde bot sich die räumliche Nebelklassifikation (vgl. Tab. 7 in Kap. 7.2.4.) als Hilfsmittel an:

- In einem ersten Schritt wurde für jede der sieben Typregionen entschieden, ob Boden- oder Hochnebel beobachtet werden kann. Grundsätzlich wurden ohne Beobachtung der Nebelobergrenze alle jene Ereignisse als Bodennebel bezeichnet, bei welchen alle tiefliegenden Stationen (z.B. Ebenen des Mittellandes, Talsohlen der Jura- und Alpentäler) eine Sichtweite unter 1'000 m aufwiesen. Dabei muss gesagt werden, dass sich die beiden Begriffe Boden- und Hochnebel pro Ereignis gegenseitig ausschließen, was natürlich eine Vergrößerung bedeutet. Mit Hilfe der Höhenstationen lässt sich jedoch recht eindeutig entscheiden, ob tatsächlich eine tieferliegende Nebelschicht existiert oder nicht! Der so gewonnene Begriff des Bodennebels mag deshalb auch Situationen enthalten, bei denen der Nebelkörper von der Genese her eindeutig als mächtige, dem Boden aufliegende Strahlungsnebeldecke mit Höheninversion bezeichnet werden müsste.
- In einem zweiten Schritt wurde der Entscheid gefällt, ob das Nebelereignis die ganze Region überdeckt oder ob es nur lokal beobachtet werden kann. Figur 10 zeigt uns in bildlicher Darstellung die möglichen Verteilungsmuster, wie sie aus dem vorliegenden Beobachtungsmaterial abgeleitet wurden.

Fig. 10

Verwendetes Klassifikationsschema für die regionale Nebelbeurteilung im Querschnitt durch die Schweiz



- In einem dritten Schritt wurde anhand der höher gelegenen Stationen Ausschau nach Hangnebel oder hochliegender Bewölkung gehalten. Dabei muss betont werden, dass sich auch diese beiden Begriffe gegenseitig ausschliessen, dass aber gleichzeitig sowohl Boden- oder Hochnebel als auch Hangnebel oder hohe Bewölkung auftreten können. Die Hangnebel lassen sich dann erkennen, wenn hochgelegene Hang- und Gipfelstationen (z.B. Rigi, Jungfraujoch, Rinderberg bei Zweisimmen usw.) eine Sichtweite unter 1'000 m aufweisen. Das Auftreten hoher Bewölkung lässt sich anhand der Höhenstationen eindeutig feststellen. Um grosse Unsicherheiten auszuschliessen, wurde die Klassierung des Hangnebels nur für den Alpenraum,

jene der hohen Bewölkung bloss für das Gebiet zwischen Jura und Alpen festgelegt. Grundsätzlich wurde ebenfalls zwischen raumdeckenden und lokalen Ereignissen entschieden.

- In einem vierten Schritt wurde schliesslich eine Schätzung der Boden- oder Hochnebelobergrenze im bernischen Mittelland vorgenommen (nur bei geschlossener Nebeldecke).

Tab. 10

Ueberblick über die möglichen Resultate bei der Nebelklassierung quer durch die Schweiz

Region	Abk.	BO	LBO	HO	LHO	HA	LHA	HB	LHB	OG
Basel	BS	X	X	X	X					
Jura	JU	X	X	X	X					
Berner Mittelland	BM	X	X	X	X			X	X	X
Aaretal zwischen Bern und Meiringen	AM	X	X	X	X					
Alpentäler	AT	X	X	X	X	X	X			
Wallis	VS	X	X	X	X					
Tessin	TI	X	X	X	X					

BO Bodennebel
 LBO Lokaler Bodennebel
 HO Hochnebel
 LHO Lokaler Hochnebel
 HA Hangnebel
 LHA Lokaler Hangnebel
 HB Hohe Bewölkung
 LHB Lokale hohe Bewölkung
 OG Obergrenze der Nebeldecke

Tabelle 10 gibt uns einen abschliessenden Ueberblick über den für jeden Tag erstellten Datensatz. Der Zeitaufwand für die Klassierung der 13 Winterhalbjahre belief auf rund 40 Arbeitstage.

8.2.4. Bemerkungen zur Genauigkeit des angewendeten Verfahrens

Wir glauben, dass mit dem verwendeten Klassifikationsverfahren ein recht hoher Grad an Anschaulichkeit erreicht werden konnte. Dabei muss deutlich betont werden, dass dabei eine Einbusse an Genauigkeit in Kauf genommen werden musste. Der Grad dieser Genauigkeit konnte mit Hilfe von seinerzeit durchgeführten Messfahrten und Satellitenbildern an Einzelfällen überprüft werden. Die Resultate des Berner Mittellandes und des Aaretals zwischen Bern und Meiringen können als recht genau bezeichnet werden

(Fehlklassierungen in der Grössenordnung von $\pm 5\%$). Dagegen müssen die Hochnebelstatistiken der Randgebiete Tessin und Wallis mit Vorbehalt aufgenommen werden, da günstige Höhenstationen ganz einfach fehlten. Die Fehlklassierungen dürften auf Grund durchgeführter Kontrollen in der Grössenordnung von $\pm 10\%$ liegen.

8.3. DARSTELLUNG DES JAHRESGANGES DER VERSCHIEDENEN NEBELARTEN

Nachdem die Resultate der Nebelklassierung abgelocht, kontrolliert und auf Magnetband abgespeichert waren, liess sich eine Auswertung mit dem Computer relativ leicht bewerkstelligen. Wir möchten zuerst eine kurze Uebersicht über den Jahresgang der einzelnen Nebelarten geben. Dabei haben wir uns darauf beschränkt, die prozentuale Häufigkeit des Auftretens nach Pentaden zu berechnen und darzustellen. Mit Hilfe der Pentade wird eine zeitliche Auflösung erreicht, die uns kurzzeitige (z.T. zufällige) Schwankungen sehr deutlich zeigt.

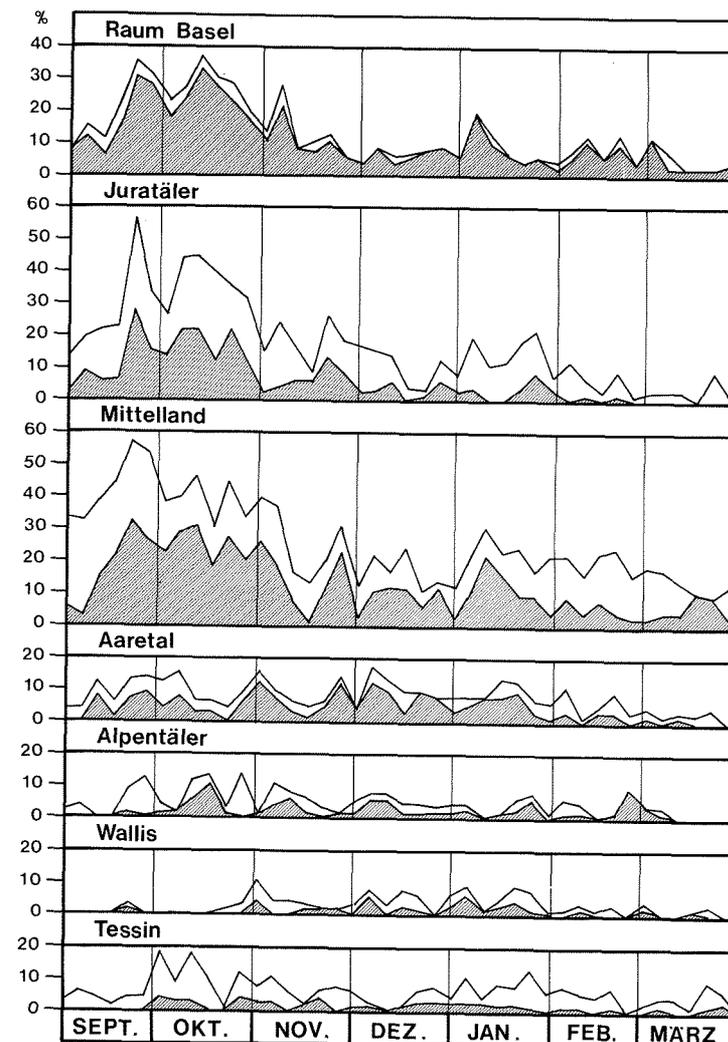
8.3.1. Häufigkeit von Bodennebel im Querschnitt durch die Schweiz

Figur 11 zeigt uns die Pentadenwerte der prozentualen Bodennebelhäufigkeit in den Typregionen (Morgentermin). Um die Anschaulichkeit der Darstellung nicht zu beeinträchtigen, haben wir darauf verzichtet, für jede Dekade zusätzlich ein Streuungsmass darzustellen. Diesem Anspruch wird in der in Kapitel 8.5. gezeigten Figur über die Häufigkeit geschlossener Nebeldecken entsprochen. Im weiteren muss bemerkt werden, dass eine hochliegende, geschlossene Nebeldecke über dem Mittelland, welche auch in die Alpentäler hineinreicht, nicht überall als die gleiche Nebelart registriert wird: wir treffen häufig den Fall, wo im Mittelland Hochnebel, in den Alpentälern dagegen Bodennebel beobachtet wird. Zu den in Figur 11 gezeigten Pentadenwerten der Häufigkeit von Bodennebel sei folgendes bemerkt:

- Die Regionen Basel, Juratäler und Mittelland heben sich mit grossen Häufigkeiten klar ab. Die Maximalwerte werden in allen drei Regionen im Frühherbst erreicht (typische frühherbstliche Bodennebelsituationen nach klaren Nächten mit starker Ausstrahlung). Im November fällt die Kurve deutlich ab und pendelt in der Folge bis auf einen leichten Anstieg zu Beginn des Januars um relativ tiefe Werte.
- Gegen den Alpenraum geht die Bodennebelfrequenz klar zurück. Das Aaretal zwischen Bern und Meiringen weist zum Teil doppelt so hohe Werte auf wie die Alpentäler.

Fig. 11
Pentadenwerte der prozentualen Häufigkeit des Bodennebels im Querschnitt durch die Schweiz (1961/62 - 1973/74, Sept. - März, 07.00 MEZ)

- schraffierte Fläche: Häufigkeit geschlossener Bodennebeldecken
- obere Kurve: Summe geschlossener und lokal begrenzter Bodennebeldecken



- Das Wallis bleibt zum grossen Teil von Bodennebeln verschont. Geringe Frequenzen notieren wir in den Monaten November bis Januar.
- Das Tessin scheint wiederum etwas höhere Werte aufzuweisen (ev. Zusammenhang mit der kleinen Zahl benützter Stationen). Maximalwerte werden im Oktober erreicht.

8.3.2. Häufigkeit von Hochnebel im Querschnitt durch die Schweiz

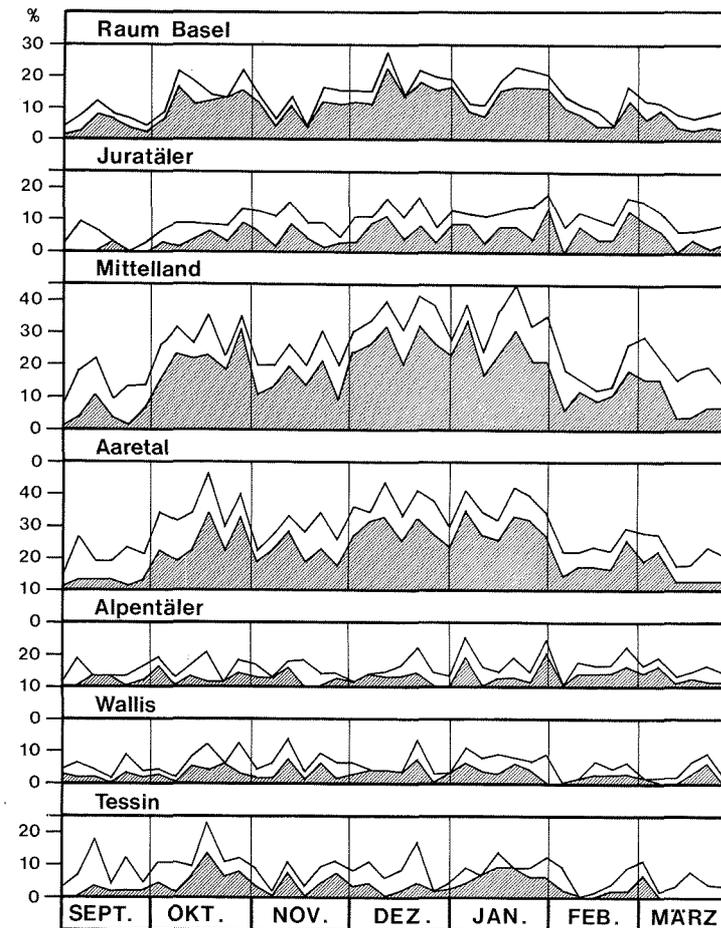
Figur 12 vermittelt uns die Werte der Hochnebelhäufigkeit. Wir möchten die folgenden, uns wichtig scheinenden Gesichtspunkte herausgreifen:

- Im Gegensatz zum Bodennebel bilden sich die Hochnebel vor allem in den Wintermonaten. Ein deutliches Nebenmaximum wird jedoch bereits im Monat Oktober erreicht.
- Die regionale Verteilung lässt gegenüber dem Bodennebel einen deutlichen Häufigkeitsanstieg im Aaretal erkennen, dem eher geringere Frequenzen in den Regionen Basel und Juratäler gegenüberstehen. Dieses Phänomen überrascht uns bei Beachtung der meteorologischen Verhältnisse kaum, kann doch die Mehrzahl der Hochnebelereignisse auf Druckfelder mit eindeutigen Bisengradienten zurückgeführt werden. Dabei scheint sich zu bewahren, dass vor allem die Juratäler bei leichter bis mässiger Bise und einer relativ tief liegenden Stratusdecke nur selten Nebel aufweisen.
- Die Alpentäler und das Wallis werden bei Hochnebelsituationen mit hochliegender Nebelobergrenze kaum verschont. Diese Tatsache kann sehr schön auf Satellitenbildern verfolgt werden (WINIGER 1974: 29, WANNER 1976: 56 - 57, siehe auch Abb. 2).
- Im Tessin traten in der 13jährigen Untersuchungsperiode Pentadenwerte auf, welche die Zahl von 15 % überschreiten (ungefähr in der Mitte der Monate September, Oktober und Dezember). Diese Ereignisse dürften sehr häufig auf eine grosse, zusammenhängende Nebeldecke über der gesamten Poebene zurückzuführen sein, welche im nördlichen Sektor durch den Alpenbogen begrenzt wird (SCHACHER 1974: 56 - 57).

Fig. 12

Pentadenwerte der prozentualen Häufigkeit des Hochnebels im Querschnitt durch die Schweiz (1961/62 - 1973/74, Sept. - März, 07.00 MEZ)

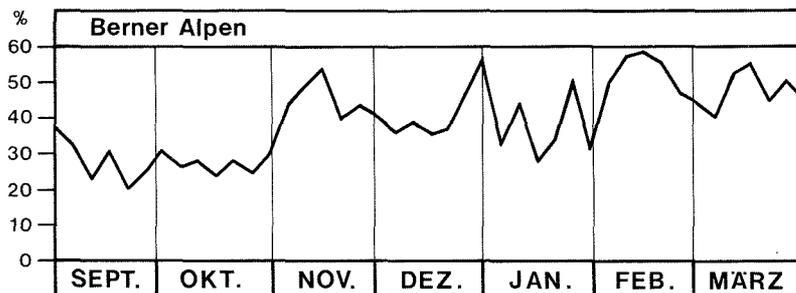
- schraffierte Fläche: Häufigkeit geschlossener Hochnebeldecken
- obere Kurve: Summe geschlossener und lokal begrenzter Hochnebeldecken



8.3.3. Die Hangnebelhäufigkeit im Gebiet der Berner Alpen

Auf Grund der orographischen Struktur und der damit verbundenen Verfügbarkeit von hochgelegenen Stationen haben wir darauf verzichtet, die Hangnebelhäufigkeit für verschiedene Regionen zu berechnen. Zum ersten treten die Hangnebel (gemäss unserer Definition auf die Gipfelregionen herunterhängende Schlechtwetterwolken) sehr oft gleichzeitig an vielen Stationen praktisch aller Höhenregionen oberhalb des Kondensationsniveaus auf. Zum zweiten schien es aus den erwähnten Gründen sinnvoll, eine derartige Klassifikation nur für den Alpenraum vorzunehmen. Damit ist auch gleich gesagt, dass sich der Begriff Hangnebel eigentlich nicht ganz rechtfertigen lässt, da es sich genetisch gesehen nur selten um rein orographische Nebel handelt. Der Ausdruck hat sich jedoch als Sammelbegriff für die räumliche Nebelklassifikation eingebürgert und sollte aus diesem Grunde beibehalten werden. Figur 13 zeigt uns den Jahresgang der prozentualen Hangnebelhäufigkeit um 07.00 Uhr (MEZ):

Fig. 13
Pentadenwerte der prozentualen Häufigkeit des Hangnebels im Gebiet der Berner Alpen (1961/62 - 1973/74, Sept. - März, 07.00 MEZ)



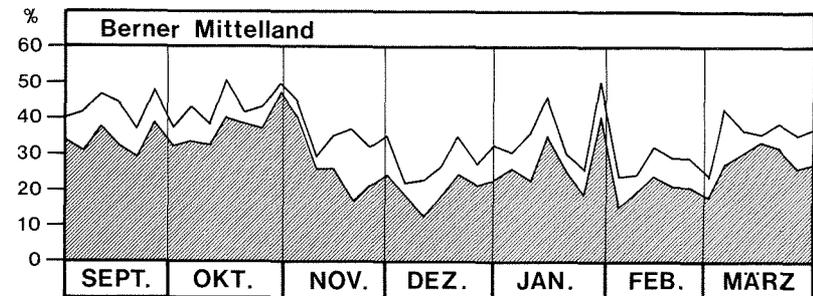
Die Kurve weist eine positive Korrelation mit der Zyklonalität des Wettergeschehens und eine negative mit jener des Boden- und Hochnebels auf, was zu erwarten war: Die frühherbstlichen Schönwetterperioden der Monate September und Oktober treten deutlich hervor (Altweibersommer, Oktober - Hochdruckphase), und wir registrieren in diesen Perioden tiefe Prozentwerte. Nach einem ersten Häufigkeitsmaximum im November (Novemberstürme) sinkt die Kurve wieder ab, um dann Ende Dezember wieder anzusteigen (Weihnachtstauwetter). Nach einem Rückgang im Januar (Hochwinter) erreicht die Kurve noch einmal höhere Werte.

8.3.4. Die Häufigkeit hoher Bewölkung

Da in der Höhe grundsätzlich zwischen wolkenfrei, Hangnebel und hoher Bewölkung unterschieden wurde, sei zum Schluss in Figur 14 noch der Gang der hohen Bewölkung gezeigt.

Fig. 14
Pentadenwerte der prozentualen Häufigkeit der hohen Bewölkung über dem Berner Mittelland (1961/62 - 1973/74, Sept. - März, 07.00 MEZ)

- schraffierte Fläche: Häufigkeit der geschlossenen hohen Bewölkung
- obere Kurve: Summe der geschlossenen und der aufgerissenen hohen Bewölkung

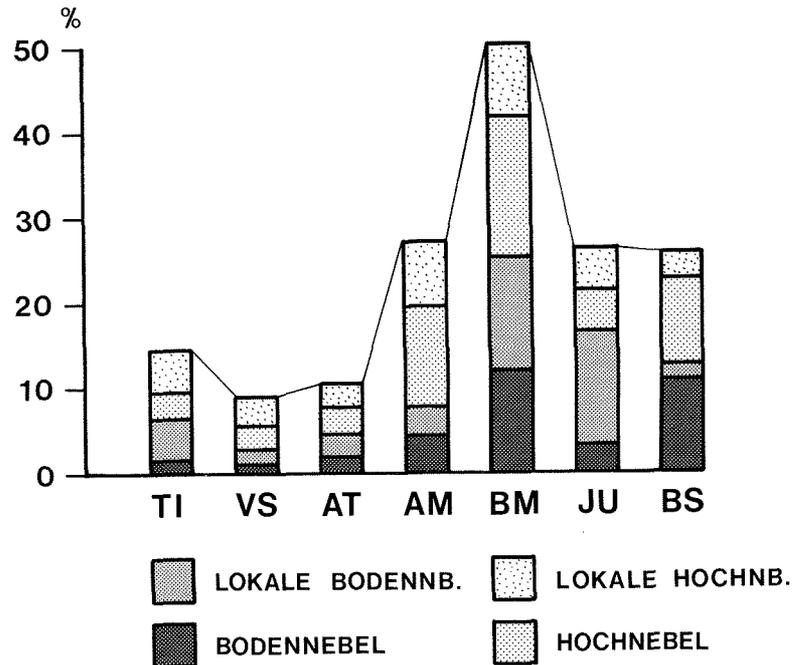


Da im Begriff der "hohen Bewölkung" alle Ereignisse von 2/8 bis 8/8 miteinbezogen wurden, fallen auch hier die Prozentzahlen relativ hoch aus. Die Kurve verhält sich zum Teil gegenläufig zur Hangnebelkurve, da sich die beiden Ereignisse gegenseitig ausschliessen. Bei Betrachtung von Hangnebel und hoher Bewölkung lassen sich jedoch klar jene Perioden erkennen, welche bei schönem Wetter in der Höhe eine Tendenz zu Boden- oder Hochnebelbildung aufweisen (vgl. auch Kap. 11.3.): Ende September, Mitte Oktober, erste Hälfte Dezember, Mitte bis Ende Januar, Ende Februar/anfangs März.

8.4. REGIONALE MITTELWERTE DES AUFTRETENS VON BODEN- UND HOCHNEBEL IM WINTERHALBJAHR

Bei der Darstellung der einzelnen Nebelarten sind wir von der Idee eines Querschnittes durch die Schweiz ausgegangen. Wir möchten zum Schluss in Figur 15 eine Darstellung der regionalen Mittelwerte über die ganze Untersuchungsperiode zeigen. Dabei haben wir uns auf jene zwei Nebelarten beschränkt, welche vor allem bei antizyklonalen Druckfeldern auftreten. Die Darstellung weist den Nachteil auf, dass sie nur als Momentaufnahme für den frühen Morgen angesehen werden darf. Wie bereits erwähnt, werden wir im letzten Abschnitt über die mesoklimatische Bearbeitung der Nebelverhältnisse kurz auf die Frage nach den Auflösungszeiten eingehen (Kap. 13.5.1.).

Fig. 15
Regionale Mittelwerte der prozentualen Häufigkeit von Boden- und Hochnebel (1961/62 - 1973/74, Sept. - März, 07.00 MEZ)



Figur 15 zeigt klare Differenzen in der räumlichen Abfolge der Nebelhäufigkeiten. Die Region des bernisch-solothurnischen Mittellandes sticht mit einer relativen Häufigkeit von 50 % klar heraus, was uns kaum überraschen mag. Die drei Regionen Basel, Jura und Aaretal zwischen Bern und Meiringen weisen bei stark schwankenden Anteilen der einzelnen Nebelarten ungefähr gleich hohe Gesamtwerte von rund 25 - 27 % auf. Die starke Schwankung der einzelnen Nebelarten muss teilweise auf die unterschiedliche Zahl von Teststationen zurückgeführt werden (z.B. hoher Anteil von geschlossenen Nebeldecken im Raum Basel infolge der geringen Zahl von Teststationen).

An fünfter Stelle folgt das Tessin mit 15 %. Schliesslich weisen die beiden Regionen Alpentäler und Wallis eindeutig die geringsten Werte von rund 10 % auf. Im Falle des Wallis bestätigt sich die von BOUËT (1952 b: 9) gemachte Feststellung, wonach das Wallis weniger Nebel aufweist als die gesamte Alpennordseite. Damit ist allerdings nicht die Garantie gegeben, dass dieses enge inneralpine Grosstal in lufthygienischer Hinsicht wesentliche Vorteile bieten kann, müsste doch zuerst seine Anfälligkeit für Temperaturinversionen näher untersucht werden.

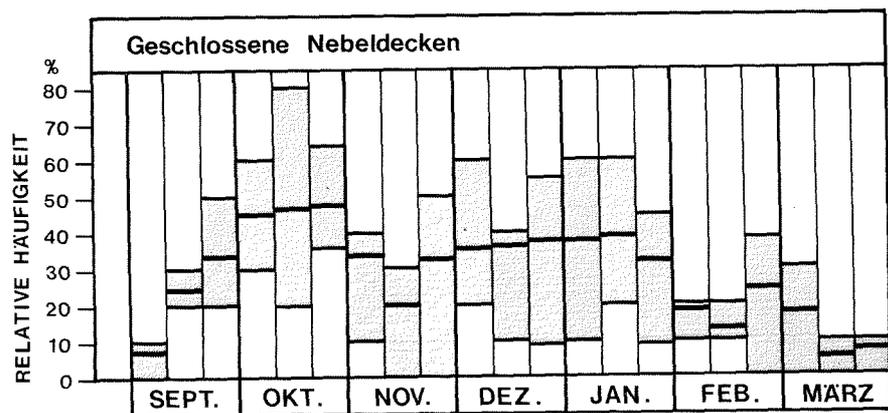
8.5. ZUR HAEUFIGKEIT GESCHLOSSENER NEBELDECKEN IM BERNISCHEN MITTELLAND

Es lag auf der Hand, mit dem Computer auszuzählen, ob sich die genannten Tatsachen auch aus der Häufigkeit der geschlossenen Nebeldecken in der Region Mittelland erkennen lassen. Dies ist in der Tat so, und Figur 16 zeigt uns die Dekadenwerte der prozentualen Häufigkeit geschlossener Boden- oder Hochnebeldecken.

Wir haben versucht, durch die Darstellung der beiden mittleren Quantile neben dem Mittelwert auch einen Eindruck über die Streuung über die einzelnen Dekadenwerte zu vermitteln (dunkle Flächen). Generell lässt sich der im letzten Kapitel geschilderte Jahresgang verfolgen. Der höchste Mittelwert wird in der letzten Oktoberdekade erreicht, in welcher auch der Bereich der beiden mittleren Quantile relative klein ausfällt. Die Figur zeigt uns im weiteren sehr klar die Hauptnebelperiode des Winterhalbjahres (zweite Septemberdekade - erste Märzdekade). Wir müssen wiederum darauf hinweisen, dass mit der gezeigten Momentaufnahme keine Aussage über die lang andauernden Nebelperioden ohne Auflösung der Nebeldecke gemacht werden kann. Diese dürften in die Zeit von Ende November bis Ende Januar fallen (vgl. Kap. 13.5.1.).

Fig. 16

Histogramm mit den Dekadenwerten der prozentualen Häufigkeit geschlossener Boden- oder Hochnebeldecken im bernischen Mittelland (1961/62 - 1973/74, Monate Sept. - März, 07.00 MEZ). Neben dem Mittelwert wurden als Streuungsmasse die 25 %- und 75 %-Quantile eingetragen (die punktierten Flächen grenzen somit den Bereich der beiden mittleren Quartile ab).



8.6. HÄUFIGKEIT UND JAHRESZEITLICHES AUFTRETEN BESTIMMTER TYP- VERTEILUNGEN VON BODEN- UND HOCHNEBEL

Beim Studium der Einzelfälle, das wir mit Hilfe der oben genannten Datenquellen vorgenommen hatten, zeigte sich klar, dass sich bestimmte Muster der Nebelverteilung regelmässig wiederholten. Wir haben diese Muster im Verlaufe der Klassierung notiert und in Tabelle 11 dargestellt.

Tab. 11

Typische Verteilungsmuster von Boden- oder Hochnebel im Querschnitt durch die Schweiz (1961/62 - 1973/74, Sept. - März, 07.00 MEZ)

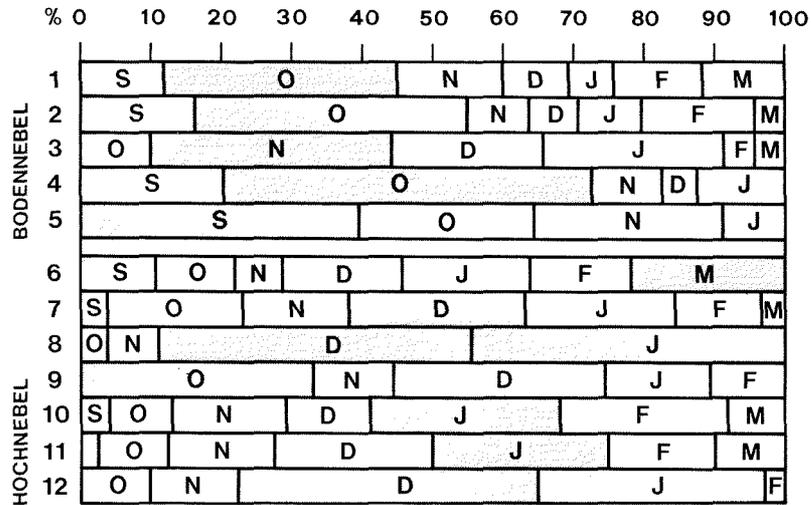
O = Kein Nebel
 A = Alle Klassen
 BO = Bodennebel
 LBO = Lokale Bodennebel
 Ho = Hochnebel
 LHo = Lokale Hochnebel

	Nr.	Verteilungsmuster							Anzahl Fälle	Prozent aller Tage
		TI	VS	AT	AM	BM	JU	BS		
Bodennebel	1	O	O	O	O	Bo	O	O	33	1.2
	2	O	O	O	O	Bo	O	Bo	24	0.9
	3	A	A	O	Bo	Bo	O	O	27	1.0
	4	O	O	O	O	Bo	Bo/LB	Bo/LB	40	1.4
	5	O	O	O	Bo/LB	Bo	Bo/LB	Bo	28	1.0
Hochnebel	6	O	O	O	LH/O	LH	LH/O	LH/O	114	4.1
	7	A	A	A	Ho	Ho	LH/Bo	Ho	52	1.9
	8	O	O	O	Ho	Ho	O	O	25	0.9
	9	A	A	Bo/LB	Ho	Ho	Ho/LH	Ho	27	1.0
	10	A	A	Ho/LH	Ho	Ho	Ho	Ho/Bo	57	2.1
	11	O	O	O/LH	Ho/LH	Ho	Ho/LH	Ho/Bo	40	1.4
	12	A	A	O/LH	Ho/LH	Ho	O	O	40	1.4
Total									18.3	

Dabei haben wir uns wiederum auf jene zwei Nebelarten beschränkt, welche vor allem bei schönem Wetter als negative Erscheinung auftreten können (Boden- und Hochnebel). Die 12 erwähnten Kombinationen lassen sich grundsätzlich in die zwei Gruppen "mehrheitlich Bodennebel" (Nr. 1 - 5) und "mehrheitlich Hochnebel" (Nr. 6 - 12) unterteilen. Die ausgewählten Fälle bilden einen Anteil von rund 18.3 % aller Untersuchungstage. Von besonderem Interesse mag es nun sein, wie sich die Fälle auf die sieben Wintermonate verteilen. In Figur 17 wurde deshalb das prozentuale Auftreten pro Monat für jeden der 12 Typen dargestellt.

Fig. 17

Prozentuales monatliches Auftreten der 12 Typen mit einer bestimmten Nebelverteilung gemäss Tabelle 10. Die Monate mit der höchsten Prozentzahl wurden speziell gekennzeichnet (graue Flächen)



Folgende Merkmale lassen sich aus der Figur herauslesen:

- Die Fälle mit überwiegender Bodennebel treten vor allem in den Herbstmonaten September bis Oktober auf, jene mit Hochnebel in den Wintermonaten Dezember bis Februar.
- Eine Ausnahme bilden die Fälle Nr. 3, 6 und 9: Fall 3 zeigt eindeutig jene Situationen, bei welchen trotz höherliegender Nebelobergrenze (meist 700 - 800 m) an den Tiefenstationen Nebel registriert wird (mächtige Nebelschichten). Fall 6 tritt sehr häufig auf. Er repräsentiert jene Verhältnisse, wo sich die Nebeldecke infolge Uebergang zu zyklonalem Wetter oder verstärkter Konvektion (man beachte das Maximum im März) bereits in der Auflösungsphase befindet. Fall 9 zeigt, dass auch im Herbst klare Hochnebelsituationen auftreten können. Auf diese Tatsache wurde bereits in Kapitel 8.3.2. hingewiesen.

- Ein sehr deutliches Ueberwiegen bestimmter Zeiträume des Auftretens lässt sich anhand der Fälle Nummer 2, 4, 8 und 12 feststellen.

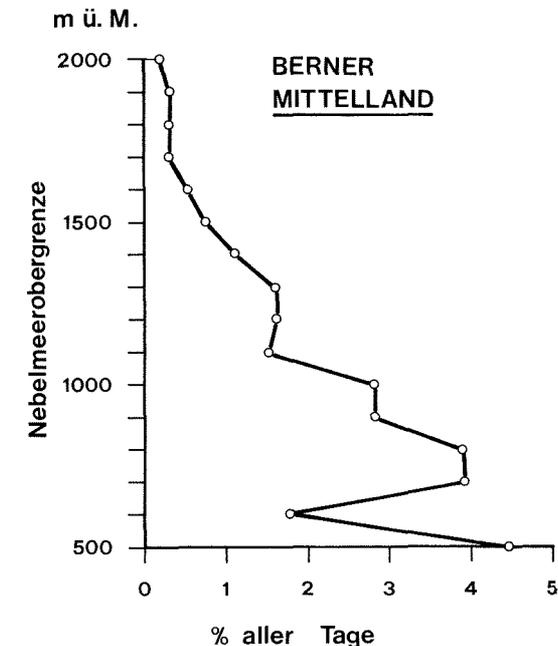
Zum Abschluss sei festgestellt, dass sich Figur 17 sehr schön mit der in Kapitel 9.8. beschriebenen Synoptik der wichtigsten Nebelwetterlagen vergleichen lässt.

8.7. DIE HAEUFIGKEIT BESTIMMTER NEBELMEEROBERGRENZEN

Wie oben erwähnt, wurde mit Hilfe einer Reihe von Referenzdaten (v. a. Stationsbeobachtungen und Sondagenwerte) der Versuch unternommen, die Nebelobergrenze im bernischen Mittelland zu bestimmen. In diese Untersuchung wurden nur geschlossene Nebeldecken einbezogen. Figur 18 zeigt uns die prozentuale Häufigkeit, mit der bestimmte Nebelmeerobergrenzen registriert werden.

Fig. 18

Höhenverteilung der prozentualen Häufigkeit bestimmter Nebelobergrenzen bei geschlossener Nebeldecke im bernischen Mittelland (1961/62 - 1973/74, Sept. - März, 07.00 MEZ).



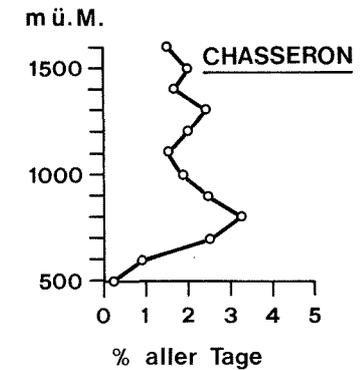
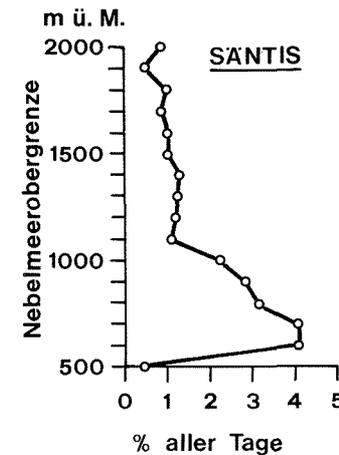
Die Höhenverteilung zeigt uns deutlich zwei Maxima: Das erste Kollektiv schliesst jene Fälle ein, wo eine geschlossene Boden-
 nebeldecke bloss die tiefsten Regionen des Mittellandes bedeckt (Obergrenze ungefähr 500 m). Ein zweites Maximum registrieren wir im Bereich zwischen 700 und 1'000 m. Auf diesem Höhengniveau liegt sehr oft die Obergrenze der ausgedehnten Nebelmeere. Auf Grund der gezeigten Verteilung ergeben sich ebenfalls zwei Minimumzonen: Zwischen der häufigen Boden-
 nebelobergrenze und dem Bereich zahlreicher Hochnebelobergrenzen liegt bei 600 m eine erste Minimumzone. Die zweite, bedeutendere Minimumzone liegt oberhalb etwa 1'000 m, von wo an die Zahl der Hochnebelobergrenzen stark absinkt. Die darüber liegenden Gebiete weisen deshalb bei antizyklonalen Wetterlagen nur selten Nebel auf, wodurch ihnen eine hohe wintertouristische Attraktivität zukommt. Wir werden uns in Kapitel 13 noch näher mit derartigen Fragen befassen und möchten die gezeigte Auszählung der Nebelmeerobergrenzen mit den zwei Höhenprofilen vergleichen, deren Auszählung in früheren Jahren an der MZA in Zürich erfolgte. Sie wurden erstellt anhand der Beobachtungen vom Chasseron (Westschweiz) und Säntis (Ostschweiz) aus und stellen somit ein schönes Vergleichsmaterial zur bereits diskutierten Kurve des bernischen Mittellandes dar. Der Vergleich muss allerdings aus drei Gründen mit Vorbehalt aufgenommen werden: Zum ersten stimmen die ausgewählten Jahresintervalle nicht miteinander überein. Zum zweiten wurden bei den Beobachtungen vom Säntis und Chasseron aus ganzjährige Beobachtungen ausgezählt, und zum dritten wurden in den zwei genannten Fällen auch die aufgelockerten Nebelmeere in die Untersuchung einbezogen. Figur 19 zeigt uns die Resultate, wie sie für die Beobachtungen vom Säntis und Chasseron aus ermittelt wurden.

Grundsätzlich lässt sich in beiden Fällen eine Verwandtschaft mit der Kurve des bernischen Mittellandes erkennen. Der markanteste Unterschied besteht vor allem darin, dass die relativ kleinflächigen und im Früherbst häufig auftretenden Boden-
 nebel-schichten von den Höhenstationen aus nicht als Nebelmeer registriert werden, wodurch sich bei den Kurven von Säntis und Chasseron in den tiefsten Zonen ein minimaler Wert ergibt. Generell lässt sich in allen drei gezeigten Höhenprofilen die klare Abnahme oberhalb von 1'000 m verfolgen, welche allerdings bei 1'300 m nochmals von einem kaum sichtbaren Nebenmaximum unterbrochen wird. Diese Tendenz wird vor allem beim Chasseron sichtbar, und wir können uns mit Berechtigung fragen, ob dieser Effekt auf jene Fälle zurückgeführt werden kann, wo die Nebelobergrenze bei Hochnebel und Bise gegen Westen infolge der abnehmenden Distanz zwischen Jura und Alpen aus dynamischen Gründen angehoben wird? Es sei schliesslich noch erwähnt, dass die gezeigte Verteilung eine enge Korrelation zu den von ACKERMANN (o. J.: Tab. 15) ausgezählten Obergrenzen der Bodeninversionen (1949 - 51, 07.00 MEZ) aufweist (vgl. Fig. 23). Nach seinen Erhebungen

Fig. 19

Höhenverteilung der prozentualen Häufigkeit bestimmter Nebelmeerobergrenzen (geschlossene und aufgelockerte Nebelmeere) vom Säntis und vom Chasseron aus beobachtet (07.30 Uhr)

- Säntis: 1941 - 1962 (Auszählung: H.W. Courvoisier)
- Chasseron: 1950 - 1962 (Auszählung: G.A. Gensler)



bleiben rund 75 % der bodennahen Grundsichtinversionen auf die Bereiche von 600 bis 1'100 m über Meer beschränkt, und die Inversionshäufigkeit sinkt oberhalb dieses Niveaus stark ab.

Nach dieser Darstellung der mittleren Nebelverteilung im Querschnitt durch die Schweiz möchten wir uns im nächsten Kapitel fragen, welche Verteilungsmuster sich dann ergeben, wenn wir die soeben gezeigten Datenkollektive nach dem Ordnungsprinzip der Wetterlagen zerlegen.

9. DIE NEBELVERBREITUNG IN IHRER ABHAENIGKEIT VON DEN WETTERLAGEN

9.1. ZIELE UND MOEGlichkeiten DER WITTERUNGSKLIMATOLOGISCHEN METHODE

Die klassische Definition von HANN (1882), welche das Klima "als mittleren Zustand der Atmosphäre" bezeichnet, wurde im Verlaufe unseres Jahrhunderts mehr und mehr modifiziert. Aus der Erkenntnis, dass mit dem Mittelwert allein die typischen Wetterabläufe nicht erklärt werden können, bezeichnete FLOHN (1954: 17) das Klima als "die Aufeinanderfolge, Häufigkeit und örtliche Ausbildung der kennzeichnenden Witterungen". Er forderte deshalb bei einer modernen Betrachtung des Klimas "eine klare Unterscheidung und Beschreibung solcher typischer Witterungen" (FLOHN 1954: 18). Bereits vorher hat KNOCH (zit. in WILMERS 1968 : 145) eine "Auflösung des Mittelwertes" in charakteristische Wetterlagen verlangt, und FLIRI (1967 : 220) sprach in diesem Zusammenhang von einer "synoptisch sinnvollen Zerlegung eines Gesamtkollektivs in Teilkollektive grösserer Signifikanz".

Wie wir bereits der Beschreibung der einzelnen Nebelarten (Kap. 8) entnehmen konnten, sind auch diese an ganz bestimmte Wetterabläufe gebunden. Gelingt es uns also, für jede Wetterlage die ihr entsprechende mittlere Nebelverteilung zu bestimmen, so können wir bei Kenntnis des mittleren Wetterablaufes während eines Jahres die zu erwartende Nebelhäufigkeit abschätzen. Die wichtigste Zielsetzung der witterungsklimatologischen Bearbeitung besteht jedoch unseres Erachtens auch bei einer Nebelauswertung darin, dass mit Hilfe der Betrachtung des Wetterablaufes und der innerhalb der Wetterlagen auftretenden Differenzen viel leichter eine Interpretation dynamischer Abläufe vorgenommen werden kann. Wir möchten deshalb nach der im vordehnen Kapitel durchgeführten Beschreibung der mehrjährigen und jahreszeitlich dargestellten Nebelstatistiken versuchen, Zusammenhänge zwischen dem grossräumigen Druck- und Stömungsfeld einerseits und der typischen räumlichen Nebelverteilung andererseits aufzudecken. Wir denken dabei nicht zuletzt an die Möglichkeit, dass derartige Wetterlagen-Typverteilungen als Prognosehilfsmittel verwendet werden können.

9.2. DIE WICHTIGSTEN WETTERLAGENSSYSTEME DES ALPENRAUMES

Bei jeder Wetterlagenanalyse sind wir auf die Existenz eines Grundlagenmaterials in Form eines Kalenders angewiesen, der uns für jeden Tag die herrschende Wetterlage bezeichnet. In unserem Raum wurden die ersten Anstrengungen in dieser Richtung von BAUR (1948) unternommen. Sein System wurde von HESS und BREZOWSKY (1952) weiter ausgebaut, und dieser "Katalog der europäischen Grosswetterlagen" hat in der Folge ein breites Anwendungsfeld gefunden (u.a. FLOHN 1954, FLIRI 1974). Da sich die vorliegenden Untersuchungen bloss auf den Querschnitt Alpen - Jura erstrecken, mussten wir nach einem Kalender Umschau halten, der das Druckfeld dieses Raumes möglichst genau beschreibt. Dabei boten sich vor allem die Systeme von LAUSCHER (1954) und SCHÜEPP (1968) an. FLIRI (1965) konnte in einer aufschlussreichen Studie nachweisen, dass sich die Wetterlagenklassifikation von SCHÜEPP (1968) vortrefflich für synoptische Auswertungen im Alpenraum eignet. Diese Tatsache hat sich bei verschiedenen Arbeiten aus dem Raum des bernischen Mittellandes bestätigt (EGLI 1974, FELBER 1975, WANNER und KUNZ 1977). Wir haben uns deshalb entschlossen, uns auch in dieser Arbeit auf das System von SCHÜEPP (1968) abstützen.

9.3. BESCHREIBUNG DES VERWENDETEN KLASSIFIKATIONSSCHEMAS

9.3.1. Zur Auswahl der Wetterlagenparameter

Wie wir bereits erwähnt haben, stand uns in der Form der schweizerischen Alpenwetterstatistik (SCHÜEPP 1968) ein geeignetes Grundlagenmaterial zur Verfügung. Ein Vorteil des SCHÜEPP'schen Systems besteht vor allem auch darin, dass eine grosse Zahl objektiver Wetterlagenparameter angeboten wird. Es bleibt dann dem Benützer überlassen, die für seine Problemstellung geeigneten Parameter auszuwählen und geschickt miteinander zu kombinieren.

Wir möchten an dieser Stelle auf eine detaillierte Beschreibung des Kalenders verzichten und verweisen auf die Arbeiten von SCHÜEPP (1965 a und 1968). An dieser Stelle seien nur jene Punkte festgehalten, die zum Verständnis dieses Kapitels benötigt werden:

SCHÜEPP (1968 : 3) versteht unter Wetterlage den Wetterzustand in Bezug auf die wichtigsten meteorologischen Elemente über einem begrenzten Gebiet während eines kurzen, höchstens eintägigen Zeitintervalls." Der auf dieser Definition basierende Kalender wird täglich für 12.00 Uhr Weltzeit (13.00 MEZ) erstellt und steht zur Zeit für die Jahre ab 1951 auf Magnetband zur Verfügung. Für die Abgrenzung des Gültigkeitsbereichs des Kalenders diente ein

Kreis mit dem Radius von 2 Breitengraden (222 km), dessen Zentrum im Rheinwaldgebiet liegt (Fig. 20) :

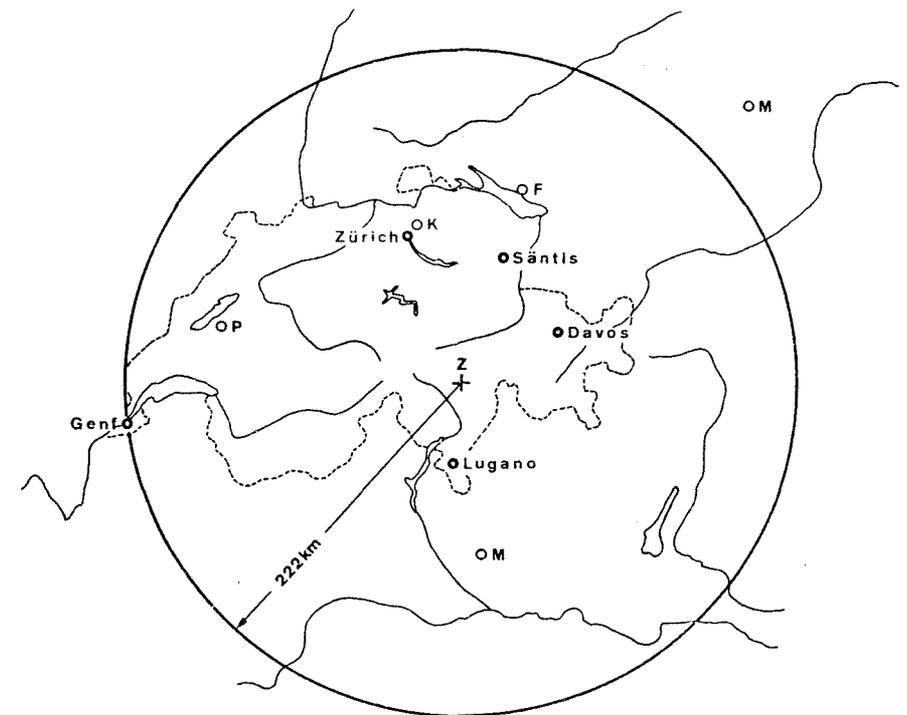
Fig. 20

Gültigkeitsbereich der Alpenwetterstatistik von SCHÜEPP (1968).
Koordinaten des Gebietsmittelpunktes Z : 46.5 N / 9.0 E.

Beobachtungsnetz für die Alpenwetterstatistik :

F = Friedrichshaben
K = Kloten-Flughafen
M = München (Alpen nordseite)
Mailand (Alpen südseite)
P = Payerne

(aus KIRCHHOFER 1971 : 15)



Unser Untersuchungsgebiet liegt zum grössten Teil im nordwestlichen Quadranten dieses Kreises. Wir müssen uns deshalb bewusst sein, dass Gebiete wie das bernische Mittelland oder der Jura recht peripher liegen. Diese Tatsache muss bei bestimmten Wetterlagen (z.B. bei starker Scherung der Isobaren entlang

der Alpennordseite) zu einer gewissen Vergrößerung des Systems führen, die jedoch in Kauf genommen werden muss.

Aus der grossen Zahl der für den gezeigten Raum ermittelten Parameter wurden für diese Arbeit die folgenden herausgegriffen (vgl. Tab. 12) :

1. Bodenströmung (D): Ihre Richtung wird aus dem auf Meeresniveau reduzierten Luftdruck ermittelt, wobei Isobarenabstand und Isobarenrichtung den verlangten Windvektor liefern. Dabei begnügt man sich mit einer Näherung, indem die geostrophische Windrichtung eingesetzt wird. Die Bodenströmung wurde in dieser Arbeit als Mittel zur Abgrenzung der konvektiven von den advektiven Lagen verwendet.

2. Höhenströmung (d): Die Richtung der Höhenströmung wird aus den Windmessungen des 500 mb-Niveaus der Sondagen in Payerne, München und Mailand (Fig. 20) bestimmt. Sie stellt die eigentliche Basis des Klassifikationsverfahrens dar, wurde sie doch sowohl bei den konvektiven als auch bei den advektiven Lagen für die Unterteilung in die fünf wichtigsten, für die Luftmassenherkunft entscheidenden Höhenströmungsklassen verwendet: flach / NE - E - SE / S - SW / W / NW - N-Wirbel.

3. Windgeschwindigkeit im 500 mb-Niveau (f): COURVOISIER (1975: 2) weist auf die wichtige Tatsache hin, dass die Windgeschwindigkeit für Gebirgsräume im Zusammenhang mit Niederschlagsuntersuchungen eine fundamentale Rolle spielt. Dies gilt namentlich auch für Nebelanalysen, da die häufigste bei uns auftretende Nebelart, der Strahlungsnebel, speziell an windschwache und austauscharme Verhältnisse gebunden ist. Der Parameter f diene in dieser Arbeit zur Abgrenzung der niederschlags- und bewölkungsreichen Jet-Lagen, die uns typische Hangnebelsituationen zeigen (Jet-Lagen = Lagen mit einer Windgeschwindigkeit im 500 mb-Niveau von über 49 Knoten).

4. Absolute Topographie der 500 mb-Fläche über dem Zentralpunkt (hh): Dieser Parameter wurde für die Abgrenzung in antizyklonale und zyklonale Lagen verwendet. Dabei muss leider der Nachteil in Kauf genommen werden, dass diese Trennung auf Grund eines punktuellen Wertes vorgenommen wird. Damit wird folglich nichts über die eigentliche Krümmung der Isobaren im Gültigkeitsbereich des Kalenders ausgesagt. Die in Kapitel 8.2.3. beschriebene Klassierung der Nebelverteilung erstreckt sich über einen Zeitraum von sieben Monaten (Sept. bis März). Die Werte der absoluten Topographie unterliegen jedoch einem Jahresgang, der vor der Auswertung unserer 7-monatigen Untersuchungsperiode unbedingt ausgeschaltet werden

musste. An Stelle der absoluten hh-Werte wurde deshalb die Abweichung vom langjährigen hh-Pentadenmittel (Daten aus KIRCHHOFER 1971: 25 - 26) in die Auswertung einbezogen (Δ hh).

5. Unterschiede zwischen Boden- und Höhenströmung (b): Das bei den advektiven Lagen nach Ausschaltung der Jet-Stream-Lagen verbleibende Kollektiv zeigte bereits in einer andern Untersuchung (WANNER und KUNZ 1977), dass die verschiedenen Klimaelemente dieser Lagen auch nach der Trennung in aktizyklonale und zyklonale Gruppen noch beträchtliche Streuungen aufwiesen. Da sich diese Tatsache auch bei der Nebelklassierung bestätigte, erwies sich eine Unterteilung in eine barotrope und eine barokline Atmosphäre als zweckmässig. Diese konnte mit Hilfe des Parameters b ohne Schwierigkeiten vorgenommen werden.

Wie wir erkennen können, so lassen sich alle fünf Parameter auf objektiver Basis bestimmen, das heisst, das ganze Verfahren kann ohne Schwierigkeiten nachvollzogen werden. Ein weiterer, bereits weiter oben erwähnter Vorteil besteht nicht zuletzt darin, dass sich die fünf Parameter ebenfalls der deutschen oder amerikanischen Druckfeldprognose entnehmen lassen. Damit sei angetönt, dass sich die nun folgenden Resultate auch als Prognosehilfe verwenden lassen.

9.3.2. Abgrenzung von 8 Wettertypen zu je 5 Wetterlagen (Schema mit 40 Wetterlagen, Tab. 12)

Bei Benützung der fünf Wetterlagenparameter lässt sich ein gut differenziertes Wetterlagensystem definieren. Dabei gehen wir von der Voraussetzung aus, dass auch für die Wetterlagenanalyse die Resultate der im letzten Kapitel beschriebenen, regionalen Nebelklassifikation benützt werden sollen. Somit stehen uns 13 Winterhalbjahre (1961/62 - 1973/74, Monate September bis März) mit 2759 Wetterlagentagen zur Verfügung, für die bereits eine Klassifikation der Nebelverteilung quer durch die Schweiz vorliegt. Wenn wir nun in Tabelle 12 die Anzahl der möglichen Werte für alle fünf Wetterlagenparameter miteinander multiplizieren (bei Annahme von 100 möglichen Varianten bei Δ hh), so ergeben sich theoretisch 1'000'000 Wetterlagen! Fordern wir pro Wetterlage ein genügend grosses Datenkollektiv von rund 50 Ereignissen, so müssen wir bei 2759 zur Verfügung stehenden Wetterlagentagen ein System von rund 50 Wetterlagen definieren, das heisst, wir müssen die oben erwähnte Million von Kombinationsmöglichkeiten mit einem Faktor 20'000 reduzieren. Diese Reduktion erfolgte auf Grund verschiedener Tests und Vergleiche, bei denen neben der Nebelverteilung noch andere Klimaelemente beigezogen wurden (Temperatur, Sonnenscheindauer, Niederschlag). Ein Grossteil der Ideen stammte dabei von Professor SCHÜEPP von der Schweizerischen Meteorologischen Zentralanstalt, und eine ähnliche Gliederung in 43 Wetterlagen wurde bereits in einer früheren Arbeit verwendet

(WANNER und KUNZ 1977). Man einigte sich schliesslich auf ein System von 40 Wetterlagen (8 Wettertypen zu 5 Wetterlagen), dessen Aufbau in Tabelle 12 dargestellt ist.

Wir möchten das darin dargestellte Schema der 40 Wetterlagen wie folgt beschreiben:

Mit Hilfe der Bodenströmung D wurde eine erste klare Grobunterteilung in konvektive (D = 0) und advektive (D = 1 - 8) Lagen vorgenommen. Als dritte Gruppe wurden Mischformen ausgedacht, welche neben den Wirbellagen je zwei Boden- und Höhenstromlagen enthalten:

1. Konvektive Lagen: Die konvektiven Lagen wurden in die drei klassischen Typen antizyklonal, indifferent (flach) und zyklonal unterteilt. Als Abgrenzungskriterium diente die oben erwähnte Abweichung der Tageswerte der absoluten Topographie im 500 mb-Niveau vom langjährigen Pentadenmittel. Die Werte dieser Abweichung wurden in die vier Quartile eingeteilt, welche zur folgenden Abgrenzung benutzt werden konnten:

- 1. Quartil = zyklonale Wetterlagen
- 2. und 3. Quartil = indifferente Wetterlagen
- 4. Quartil = antizyklonale Wetterlagen

Jede der drei Gruppen wurde in die fünf bereits erwähnten Höhenströmungslagen aufgeteilt (1 = flach / 2 = W / 3 = NW, N und Wirbel / 4 = NE, E und SE / 5 = SW und S).

2. Advektive Lagen: Da der Charakter der advektiven Lagen durch die herrschende Strömungsrichtung ganz massgeblich geprägt wird, schien es sinnvoll, diese Lagen in die vier Hauptströmungsrichtungen zu unterteilen. Jeder Höhenströmungstyp wurde hernach in fünf Wetterlagen zerlegt: Zuerst konnte mit Hilfe der Höhenwindgeschwindigkeit ($f > 49$ Knoten) eine Jet-Lage abgegrenzt werden. Das restliche Kollektiv wurde mit Hilfe des Medians von Δhh (Δhh : Abweichung des hh vom langjährigen Pentadenmittel) in die beiden Teile zyklonal (Höhentief) und antizyklonal (Höhenhoch) aufgeteilt. Beide Teile wurden schliesslich nochmals in eine barotrope ($b = 1$) und barokline ($b = 0,2 - 9$) Hälfte zerlegt.

Tab. 12
Verwendetes Klassifikationsschema mit 40 Wetterlagen

Nr.	Klasse	Wettertyp und genaue Bezeichnung der Wetterlagen	Abk.	Wetterlagen-Parameter					
				D	d	f	Δhh	b	
Konvektive Lagen	Hochdrucklagen (A)	windschwach	H	o	o	o-4	W V 9	alle	
		Höhenstrom W	+ H ^o	o	6	o-4	W V 9	alle	
		Höhenstrom N	+ H ^W	o	7-9	o-4	W V 9	alle	
		Höhenstrom E	+ H ^N	o	1-3	o-4	W V 9	alle	
		Höhenstrom S	+ H ^E	o	4,5	o-4	W V 9	alle	
	Flachdrucklagen (B)	windschwach	F	o	o	o-4	-7 bis 8	alle	
		Höhenstrom W	. F ^o	o	6	o-4	-7 bis 8	alle	
		Höhenstrom N	. F ^W	o	7-9	o-4	-7 bis 8	alle	
		Höhenstrom E	. F ^N	o	1-3	o-4	-7 bis 8	alle	
		Höhenstrom S	. F ^E	o	4,5	o-4	-7 bis 8	alle	
	Tiefdrucklagen (C)	windschwach	L	o	o	o-4	W V 9	-8	alle
		Höhenstrom W	- L ^o	o	6	o-4	W V 9	-8	alle
		Höhenstrom N	- L ^W	o	7-9	o-4	W V 9	-8	alle
		Höhenstrom E	- L ^N	o	1-3	o-4	W V 9	-8	alle
		Höhenstrom S	- L ^E	o	4-5	o-4	W V 9	-8	alle
Advektive Lagen	Westlagen (D)	mit Jet	W	1-8	6	W 5	alle	alle	
		Gleichstrom (Höhenhoch)	+ W ^J	1-8	6	o-4	W 1	1	
		Gleichstrom (Höhentief)	- W ^P	1-8	6	o-4	W 1	1	
		Winddrehung (Höhenhoch)	+ W ^P	1-8	6	o-4	W 1	o,2-9	
		Winddrehung (Höhentief)	- W ^X	1-8	6	o-4	W 1	o,2-9	
	Nordlagen (E)	mit Jet	N	1-8	7-9	W 5	alle	alle	
		Gleichstrom (Höhenhoch)	+ N ^J	1-8	7-9	o-4	W 1	1	
		Gleichstrom (Höhentief)	- N ^P	1-8	7-9	o-4	W 1	1	
		Winddrehung (Höhenhoch)	+ N ^P	1-8	7-9	o-4	W 1	o,2-9	
		Winddrehung (Höhentief)	- N ^X	1-8	7-9	o-4	W 1	o,2-9	
	Ostlagen (F)	mit Jet	E	1-8	1-3	W 5	alle	alle	
		Gleichstrom (Höhenhoch)	+ E ^J	1-8	1-3	o-4	W 1	1	
		Gleichstrom (Höhentief)	- E ^P	1-8	1-3	o-4	W 1	1	
		Winddrehung (Höhenhoch)	+ E ^P	1-8	1-3	o-4	W 1	o,2-9	
		Winddrehung (Höhentief)	- E ^X	1-8	1-3	o-4	W 1	o,2-9	
	Südlagen (G)	mit Jet	S	1-8	4,5	W 5	alle	alle	
		Gleichstrom (Höhenhoch)	+ S ^J	1-8	4,5	o-4	W 1	1	
		Gleichstrom (Höhentief)	- S ^P	1-8	4,5	o-4	W 1	1	
		Winddrehung (Höhenhoch)	+ S ^P	1-8	4,5	o-4	W 1	o,2-9	
		Winddrehung (Höhentief)	- S ^X	1-8	4,5	o-4	W 1	o,2-9	
Mischformen	Wirbel- und Scherungslagen (H)	Wirbellagen	X	9	o-9	o-4	alle	alle	
		Höhenstrom-Jetlagen (Höhenhoch)	+ X ^J	o,9	o-9	W 5	W 1	alle	
		Höhenstrom-Jetlagen (Höhentief)	- X ^J	o,9	o-9	W 5	W 1	alle	
		Bodenstromlagen (Höhenhoch)	+ X ^O	1-8	o	alle	W 1	alle	
		Bodenstromlagen (Höhentief)	- X ^O	1-8	o	alle	W 1	alle	

3. Mischformen: Den Mischformen wurden die verbleibenden fünf Wetterlagen zugewiesen, die sich in drei Gruppen einteilen lassen:

- Wirbellagen mit unbestimmter Windrichtung im Bodenniveau.
- Höhenstrom-Jetlagen mit schwacher Strömung im Bodenniveau.
- Bodenstromlagen mit schwacher Strömung im 500 mb-Niveau.

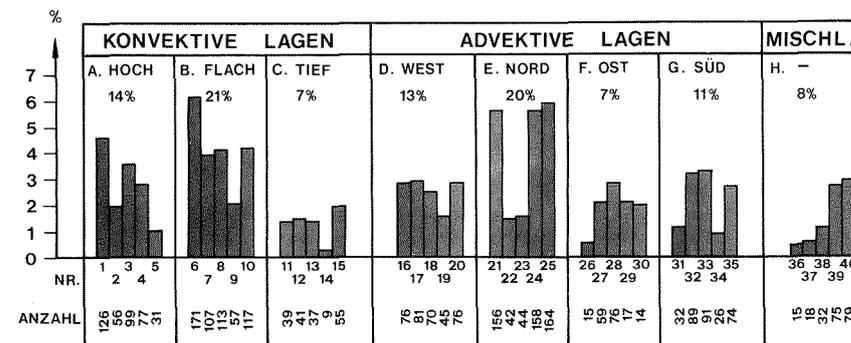
Die beiden letztgenannten Gruppen können wir als Scherungslagen bezeichnen.

9.4. DIE HÄUFIGKEIT DER EINZELNEN WETTERLAGEN

In Kapitel 8 haben wir mittlere Nebelverbreitungen für ausgewählte Zeitabschnitte ermittelt; als ordnendes Element diente uns demzufolge die Zeitachse. Wenn wir nun in Kapitel 9 nach dem Ordnungsprinzip der Wetterlagen Typverteilungen berechnen, so muss es uns interessieren, ob diese Verteilungen als signifikant betrachtet werden können. Die Ergebnisse der Nebelbeobachtungen fallen grundsätzlich als Binärdaten an. Eine Berechnung von charakterisierenden Lageparametern und Streuungsmassen (BAHRENBURG und GIESE 1975 : 22 - 59) kann deshalb nicht vorgenommen werden. Immerhin bietet sich bei binärem Zahlenmaterial die Möglichkeit, die relative Häufigkeit eines Ereignisses (in unserem Fall die Bildung einer bestimmten Nebelart) zu berechnen. Unter der Annahme, dass im Untersuchungszeitraum kaum Klimaschwankungen und grossräumige Klimaveränderungen in Erscheinung getreten sind, lassen sich die in der Folge dargestellten Ereignisse mit einiger Sicherheit in die Zukunft projizieren. Wir dürfen also im Sinne der Wahrscheinlichkeitsrechnung annehmen, dass die in der Folge für jede Wetterlage berechneten relativen Häufigkeiten des Eintretens einer bestimmten Nebelart ungefähr den Wahrscheinlichkeiten entsprechen, mit der dieses Ereignis auch in Zukunft eintreten kann. Dadurch wird das gewonnene Zahlenmaterial nicht nur einer synoptischen, sondern auch einer prognostischen Verwendung zugeführt werden können. Da sich bekanntlich die relativen Häufigkeiten bei einer grossen Zahl von Versuchen stabilisieren, müssen wir in einem ersten Schritt feststellen, mit welcher Zahl die einzelnen Wetterlagen im Untersuchungszeitraum von 13 Winterhalbjahren (Monate September bis März) aufgetreten sind. Figur 12 zeigt uns die relativen und absoluten Häufigkeiten des Auftretens der 40 Wetterlagen. Wie bei den andern für die Gebiete des Alpenraumes anwendbaren Wetterlagensystemen (HESS und BREZOWSKY 1952, LAUSCHER 1972 : 187) treten auch bei unserer Klassifikation innerhalb der Häufigkeiten bedeutende Schwankungen auf. Die weiter oben gestellte Forderung nach mindestens 50 Fällen pro Lage wird von 24 Lagen (60 %) erfüllt. Nur sieben der insgesamt 40 Lagen weisen Kollektive mit weniger als 30 Fällen auf; die berechneten Verteilungsmuster dieser Lagen müssen deshalb mit grossen Vorbehalten betrachtet werden.

Fig. 21

Prozentuale Häufigkeit der acht Wettertypen (Buchstaben A - H) sowie absolute und prozentuale Häufigkeit der 40 Wetterlagen während der Untersuchungsperiode (1961/62 - 1973/74, Sept.- März; Abgrenzung und Bezeichnung der Wetterlagen gemäss Tab. 12)



Betrachten wir zuerst die relativen Häufigkeiten der acht Wettertypen, so stellen wir folgendes fest (Fig. 21):

- Flach- und Nordlagen weisen eindeutig die höchsten Prozentwerte auf. Dabei mag uns vorerst der Prozentwert der Nordlagen überraschen. Bei näherer Betrachtung der Wetterlagenparameter stellen wir allerdings fest, dass in dieser Gruppe sowohl nordwestliche und nördliche Höhenströmungen als auch Höhenwirbellagen zusammengefasst werden.
- Ost- und Tief lagen bilden die am schwächsten vertretenen Wettertypen. Dazu muss erwähnt werden, dass der konvektiv-zyklonale Wettertyp nur im Winter schwach vertreten ist (vgl. WANNER und KUNZ 1977 : 30).

Die relativen Häufigkeiten der einzelnen Wetterlagen seien nur ganz kurz kommentiert:

- Wir treffen als häufigste Lagen die Nummern 6 (windschwache Flachdrucklage) und 25 (Nordlage ohne Jet mit Winddrehung und Höhentief).

- Der Grossteil der Lagen weist Kollektive mit 30 bis 90 Fällen auf.
- Nur sehr selten traten im Untersuchungszeitraum die Wetterlagen 14 (Tiefdrucklage mit Höhenstrom E), 26 (Ostlage mit Jet), 36 (Wirbellagen) und 37 (Höhenstrom-Jetlagen mit Höhenhoch) auf.

9.5. BERECHNUNG UND DARSTELLUNG DER REGIONALEN NEBELVERTEILUNG IM QUERSCHNITT DURCH DIE SCHWEIZ

In einem ersten Versuch wurden zuerst die Daten ausgewählter Stationen nach dem gezeigten Wetterlagensystem klassiert. Dieser Versuch musste jedoch abgebrochen werden, weil das gezeigte Wetterlagensystem nur bedingt lokale Effekte beschreiben kann. Da der Nebel ohnehin zu den Wettererscheinungen gehört, welche auf kleine Lokaleinflüsse bereits sehr sensibel reagieren, haben wir uns entschlossen, das für grössere Teilräume des Untersuchungsgebietes repräsentative Datenmaterial der im letzten Kapitel beschriebenen 13jährigen Morgennebelklassifikation zu benutzen. Damit müssen wir jene dort beschriebenen Nachteile (nur ein Tagetermin, Ungenauigkeit in den Randgebieten) bewusst in Kauf nehmen. Ein weiteres Problem stellte sich in der Frage, ob die für einen bestimmten Tag um 13.00 MEZ definierte Wetterlage tatsächlich eine engere Korrelation mit der gleichentags ermittelten Nebelverteilung aufweist als etwa jene des Vortages um 13.00. Dies scheint nach den gemachten Tests auch tatsächlich zuzutreffen, da die für die Boden- und Hochnebelbildung wichtigen, in der Nacht auftretenden Aufhellungserscheinungen durch die Wetterlage des Folgetages besser beschrieben werden.

Die Untersuchung wurde in folgende Arbeitsschritte gegliedert:

- In einem ersten Schritt wurde jedem Untersuchungstag die entsprechende Wetterlage gemäss Tabelle 12 zugewiesen.
- In einem zweiten Schritt berechneten wir für die acht Wettertypen sowie für alle 40 Wetterlagen die zugehörigen relativen Häufigkeiten (in der Folge als Wahrscheinlichkeiten bezeichnet) des regionalen Auftretens einer bestimmten Nebelart. Wir erhielten somit pro Wetterlage genau jene Angaben, welche wir in Kapitel 8.3. für ausgewählte Zeiträume berechnet und in Tabelle 10 zusammengestellt haben.

Aus Platzgründen mussten wir darauf verzichten, die aus insgesamt 48 Datenkollektiven berechneten Verteilungsmuster auch graphisch darzustellen. Wir haben uns deshalb entschlossen, die Resultate im Anhang dieser Arbeit in Tabellenform anzufügen. Eine graphische Darstellung wurde lediglich für die 12 wichtigsten Wetterlagen sowie für den wichtigsten Wettertyp (Hochdrucklagen) erstellt.

Die 48 Tabellen im Anhang zeigen den folgenden Aufbau:

- Ueber der Tabelle finden wir die genaue Bezeichnung der Wettertypen (Buchstaben) und Wetterlagen (Zahlen) gemäss Tabelle 12.
- In der linken Tabellenhälfte erkennen wir die prozentuale Wahrscheinlichkeit des Auftretens einer bestimmten Nebelart, welche spaltenweise für jede der sieben Regionen dargestellt wird (Hangnebel und Bewölkung wiederum nur für die Alpentäler, bzw. das bernische Mittelland). Dabei schliessen sich sowohl die Ereignisse Hochnebel, lokaler Hochnebel, Bodennebel und lokaler Bodennebel als auch jene vier des Hangnebels, des lokalen Hangnebels, der hohen Bewölkung und der lokalen hohen Bewölkung aus Definitionsgründen gegenseitig aus. Die Ergänzung von der Summe je dieser vier Ereignisse auf 100 % ergibt die Wahrscheinlichkeit, mit der keines der vier Ereignisse eintreten kann.
- In der rechten Tabellenhälfte wird die zu erwartende prozentuale Höhenverteilung der Nebelmeerobergrenzen bei geschlossenen Hoch- oder Bodennebeldecken im bernischen Mittelland dargestellt. Die Ergänzung von der Summe der fünf Prozentwerte auf 100% liefert uns die Wahrscheinlichkeit, mit der keine geschlossene Nebeldecke erwartet werden kann.

Wir möchten im nächsten Abschnitt dazu übergehen, die Verteilungsmuster aller acht Wettertypen sowie die wichtigsten Wetterlagen kurz zu beschreiben.

9.6. KURZE BESCHREIBUNG DER NEBELVERTEILUNG NACH WETTERTYPEN UND WETTERLAGEN

Wir gehen so vor, dass immer zuerst der Wettertyp und anschliessend eine Auswahl der wichtigsten, dazu gehörenden Wetterlagen beschrieben werden. Dabei wählen wir jene Lagen aus, welche im Untersuchungszeitraum mehr als 30 Mal aufgetreten sind.

9.6.1. Hochdrucklagen (Anhang : Tab. A, Fig. 22 a)

HAVLIK (1970) hat im südlichen Oberrheingebiet festgestellt, dass die häufigsten und kräftigsten Inversionen im Winterhalbjahr bei abgeschlossenen Hochdruckgebieten auftreten. Diese Tatsache kann auch in unserem Untersuchungsgebiet bestätigt werden (WANNER und KUNZ 1977). Wie wir in Kapitel 11 genauer sehen werden, handelt es sich bei den Boden- und Hochnebelereignissen vor allem um Strahlungsnebel, welche sehr eng mit starken Inversionsbildungen verknüpft sind. Es mag uns deshalb kaum überraschen, dass die konvektiven Hochdrucklagen eine grosse Hoch- und Bodennebelhäufigkeit aufweisen. Figur 22 a zeigt, dass vor allem die Region

Fig. 22 a - m

Graphische Darstellung der Nebelverteilung von 1 Wettertyp und von 12 Wetterlagen. Im linken Teil der Tabelle wurde die prozentuale Wahrscheinlichkeit des Auftretens von Bodennebel, Hochnebel, Hangnebel im Alpenraum sowie hoher Bewölkung im bernischen Mittelland dargestellt (dunkle Flächen: geschlossene Bewölkungs- und Nebeldecken, helle Flächen: Anteil mit lokalen Bewölkungs- und Nebelereignissen).

In der Graphik rechts aussen finden wir die Angabe der prozentualen Wahrscheinlichkeit des Auftretens einer geschlossenen Nebeldecke mit einer bestimmten Obergrenze im bernischen Mittelland (Nebelmeer).

Die Figuren 22 a - m vermitteln uns somit ein graphisches Bild des Datenmaterial aus 13 Tabellen des Anhangs.

Fig. 22 a
Hochdrucklagen

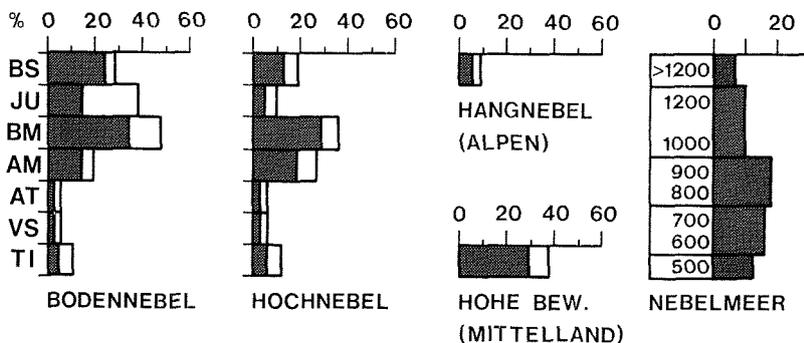
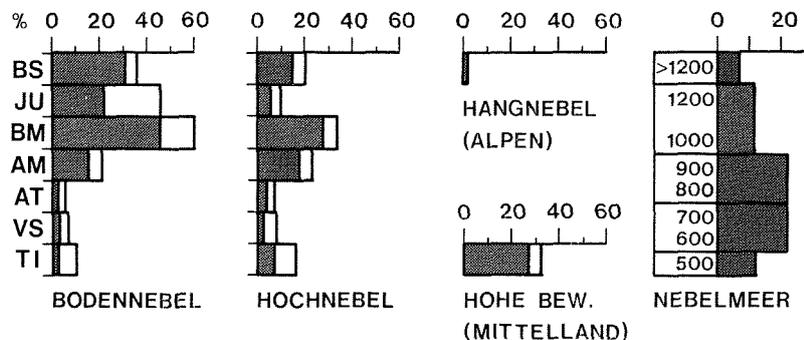


Fig. 22 b
Windschwache Hochdrucklagen



Mittelland stark betroffen wird, finden wir doch in 84 % aller Fälle zumindest lokale Boden- oder Hochnebel vor. Als eindeutige Gunstlage treten die Alpentäler und das Wallis hervor. Die Verteilung der Nebelmeerobergrenzen zeigt eher ein Ueberwiegen tiefliegender Nebeldecken mit Obergrenzen um 500 bis 900 m über Meer. Die grosse Bedeutung dieses Wettertyps, der im Winterhalbjahr hauptsächlich für die grossen Besonnungsdifferenzen zwischen Höhen- und Tiefenregionen verantwortliche gemacht werden kann, rechtfertigt eine etwas detailliertere Beschreibung aller fünf zugehörigen Wetterlagen.

9.6.1.1. Windschwache Hochdrucklagen (Anhang: Tab. 1, Fig. 22b)

Diese Wetterlage repräsentiert die Verhältnisse mit schwachen Winden und starker nächtlicher Ausstrahlung. Erwartungsgemäss bilden sich vor allem Bodennebel oder tiefliegende Hochnebel-schichten. Im Mittelland registrieren wir in 92 % aller Fälle mindestens lokale Boden- oder Hochnebel; in 72 % aller Tage blieb die Nebeldecke geschlossen. Recht hoch fallen die Werte auch in den Regionen Juratäler und Basel aus. Mit dem Auftreten von Hangnebel muss kaum gerechnet werden.

9.6.1.2. Hochdrucklagen-Höhenstrom W (Anhang: Tab. 2, Fig. 22c)

Die Hochdrucklagen mit westlicher Höhenströmung weisen bei einer Zunahme der Hangnebel im Vergleich zur windschwachen Hochdrucklage eine leichte Abnahme der Boden- und Hochnebel auf. Im allgemeinen überwiegen Fälle mit tiefliegender Nebelobergrenze. Diese Aussage wird auch von COURVOISIER (1976 : 5) bestätigt, der bei winterlichen Inversionslagen für positive Druckgradienten Payerne-Strasbourg (QNH) im Durchschnitt sehr tiefliegende Nebelmeerobergrenzen ermittelt hat. Dieses Phänomen muss eindeutig auf orographisch-strömungsdynamische Effekte zurückgeführt werden, und wir möchten uns in den Kapiteln 10 und 11 näher mit den Gründen dieser Erscheinung auseinandersetzen.

9.6.1.3. Hochdrucklagen - Höhenstrom N (Anhang: Tab. 3, Fig. 22d)

In dieser Gruppe werden gemäss Definition alle Fälle mit Nordwest- oder Nordströmung sowie Wirbelbildung im Höhendruckfeld zusammengefasst. Die Nebelhäufigkeiten weichen gering von jenen der vorher besprochenen Lage ab. Die Boden- und Hochnebelbeträge des Juras gehen leicht zurück, jene der Alpentäler steigen an. Auch diese Tatsache dürfte auf strömungsdynamische Effekte zurückzuführen sein.

Fig. 22 c

Hochdrucklagen - Höhenstrom W

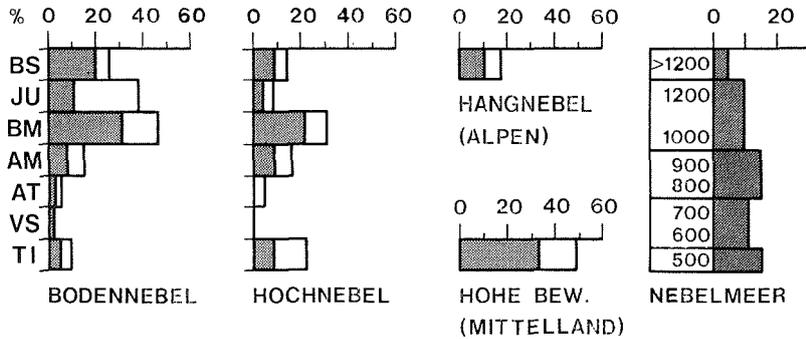


Fig. 22 d

Hochdrucklagen - Höhenstrom N

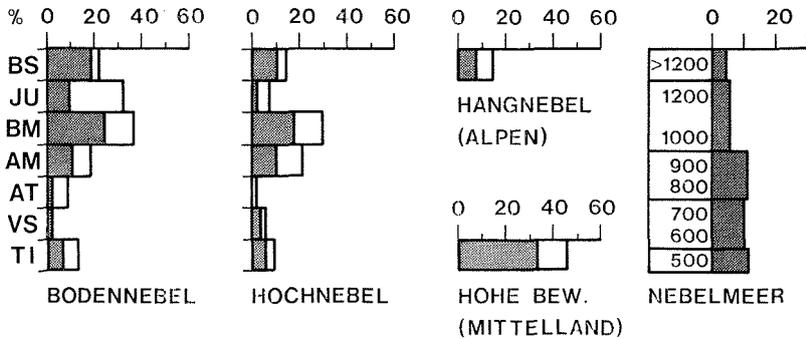
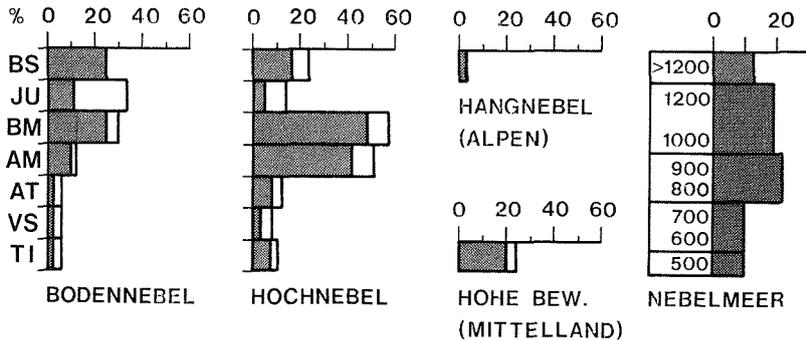


Fig. 22 e

Hochdrucklagen - Höhenstrom E



9.6.1.4. Hochdrucklagen - Höhenstrom E (Anhang: Tab. 4, Fig. 22e)

Die antizyklonalen, konvektiven Ostlagen dürfen im Gegensatz zu den Westlagen als eindeutige Hochnebellagen bezeichnet werden (vgl. COURVOISIER 1973 : 3, WANNER 1976 : 54 - 57). Dabei stellen wir fest, dass über dem Mittelland in rund 50 % aller Fälle eine geschlossene Hochnebeldecke liegt. Fast ebenso häufig weist auch die Region Aaretal - Meiringen geschlossene Hochnebeldecken auf. Damit zeigt sich auch hier, dass die Orographie und die damit verbundene Dynamik in der Grundsicht einen ganz wesentlichen Einfluss auf die Nebelverteilung ausüben (WINIGER 1974: 25), indem aus nordöstlicher bis östlicher Richtung einflussende Schübe von kalter, kontinentaler Luft relativ weit in die Alpentäler vordringen. Die verstärkte Turbulenz, verbunden mit einer grossen nächtlichen Ausstrahlung, ermöglicht bei dieser Wetterlage die Bildung abgehobener Nebelschichten. Diese Tatsache wird gestützt durch die Zahl der geschlossenen Nebelmeere im Mittelland, welche in 52 % aller Lagentage im Höhenbereich zwischen 800 und 1'200 m über Meer beobachtet werden können (Tab. 22 e, Darstellung rechts aussen).

9.6.1.5. Hochdrucklagen - Höhenstrom S (Anhang: Tab. 5, Fig. 22f)

Die konvektiven Hochdrucklagen mit südlicher Höhenströmung repräsentieren am deutlichsten den Bodennebeltyp: Leichter Föhn führt auf der Alpennordseite zu Aufhellungen, welche in der Nacht die Bildung tiefliegender Strahlungsnebel begünstigen. Im Mittelland registrieren wir in 94 % aller Fälle lokale bis geschlossene Boden- oder Hochnebeldecken. An 71 % aller Tage beobachten wir eine geschlossene Nebeldecke mit einer Obergrenze von 500 bis 900 m über Meer.

9.6.2. Flachdrucklagen (Anhang: Tab. B)

Auf Grund ihrer grossen Häufigkeit und des relativ beträchtlichen Nebelreichtums zeichnen die Flachdrucklagen für einen erheblichen Teil der Nebelereignisse verantwortlich. Dabei treten Boden- und Hochnebel in ungefähr gleicher Häufigkeit auf, und die geschlossenen Hangnebeldecken umfassen rund ein Viertel aller Fälle. Die Häufigkeiten bestimmter Nebelmeergrenzen verteilen sich gleichmässig auf die angegebenen Bereiche.

9.6.2.1. Windschwache Flachdrucklagen (Anhang: Tab. 6, Fig. 22g)

Die Verhältnisse sowohl innerhalb der Regionen als auch zwischen Boden- und Hochnebelhäufigkeit gleichen sich jenen der windschwachen Hochdrucklage. Die absoluten Boden- und Hochnebelhäufigkeiten treten jedoch zugunsten des Hangnebels zurück. Die Region Mittelland weist immerhin in 81 % der Fälle mindestens teilweise Boden- oder Hochnebel auf.

9.6.2.2. Flachdrucklagen - Höhenstrom W (Anhang: Tab. 7)

Im Vergleich zum gleichen Höhenströmungstyp der Hochdrucklagen weisen die Flachdrucklagen mit Höhenstrom W verhältnismässig viele Hochnebelereignisse auf. Diese Tatsache könnte auf die verstärkte Turbulenz in der Grundsicht zurückzuführen sein.

9.6.2.3. Flachdrucklagen - Höhenstrom N (Anhang: Tab. 8)

Die Hochnebelfälle überwiegen wiederum jene des Bodennebels. Hangnebelsituationen treten relativ selten auf. Wie bei den andern Flachdrucklagen weist die Region Basel auch bei nördlicher Höhenströmung einen relativ grossen Bodennebelanteil auf.

9.6.2.4. Flachdrucklagen - Höhenstrom E (Anhang: Tab. 9)

Wir erkennen wie bei der entsprechenden Hochdrucklage ein starkes Ueberwiegen der Hochnebelfälle, wobei vor allem die Regionen Mittelland und Aaretal hervortreten. Erstmals registrieren wir auch in den Alpentälern und im Wallis grössere Nebelhäufigkeiten. Handelt es sich im Wallis nur um Hochnebelereignisse, so tritt in den Alpentälern vermehrt Bodennebel auf, was uns zeigen mag, dass die über dem Mittelland abgehobene Nebeldecke (fast ein Drittel aller Lagentage weisen eine geschlossene Hochnebeldecke mit einer Obergrenze von über 1'200 m ü. M. auf) in den höher gelegenen Alpentälern direkt dem Talboden aufliegt.

Fig. 22 f
Hochdrucklagen - Höhenstrom S

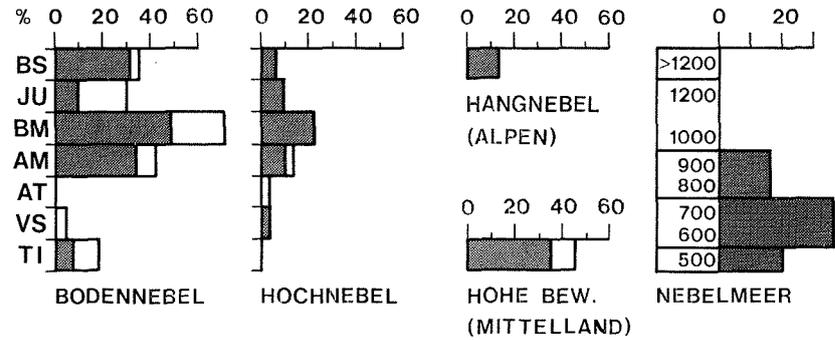


Fig. 22 g
Windschwache Flachdrucklagen

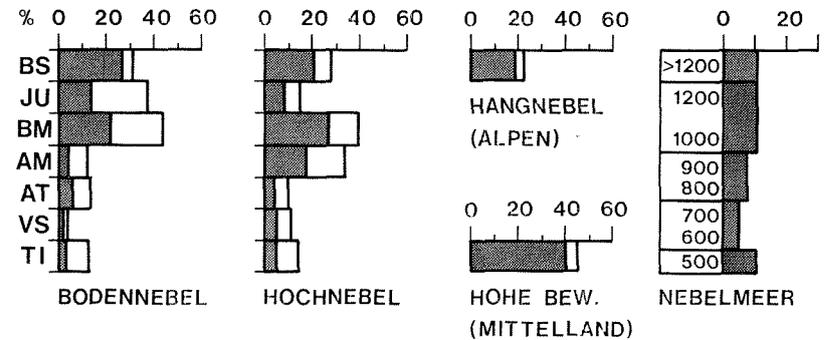
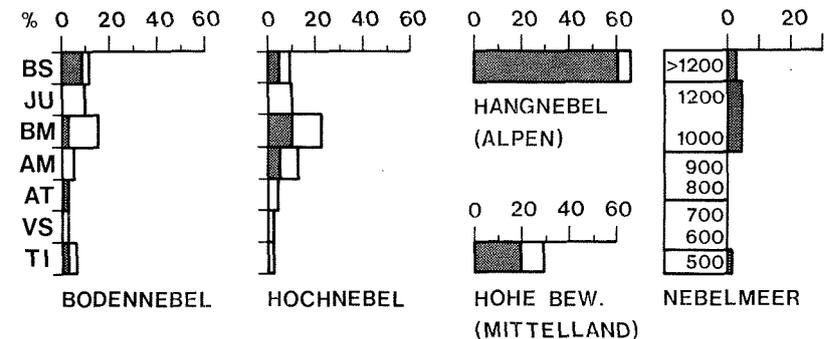


Fig. 22 h
Tiefdrucklagen - Höhenstrom S



9.6.2.5. Flachdrucklagen - Höhenstrom S (Anhang: Tab. 10)

Bei südlicher Höhenströmung dominieren auch bei Flachdruck die Bodennebel über die Hochnebel. Als eindeutig häufigste Nebelart treten jedoch die Hangnebel auf, welche in rund 50 % aller Lagentage beobachtet werden können.

9.6.3. Tiefdrucklagen (Anhang: Tab. C)

Bei den Tiefdrucklagen schieben sich die Hangnebelsituationen nun deutlich in den Vordergrund. Im Mittelland weisen nur noch 18 % der Fälle eine geschlossene Boden- oder Hochnebeldecke auf. Immerhin darf ohne weiteres damit gerechnet werden, dass auch bei dieser Wetterlage eine nächtliche Aufhellung zur Boden- oder Hochnebelbildung führen kann. Dieser Vorgang mag nicht zuletzt durch das erhöhte Feuchteangebot beschleunigt werden.

9.6.3.1. Windschwache Tiefdrucklagen (Anhang: Tab. 11)

Bei windschwachen Tiefdrucklagen können wir erstaunlich viele Fälle mit Hochnebelbildung beobachten. Bodennebelereignisse treten praktisch nur im Mittelland auf.

9.6.3.2. Tiefdrucklagen - Höhenstrom W (Anhang: Tab. 12)

Bei diesen Wetterlagen dürfen wir in den Regionen Basel, Juratäler, Mittelland und Aaretal ab und zu Hochnebel erwarten. In über 50 % der Fälle beobachten wir jedoch in den Höhenregionen der Alpen lokale oder grossräumige Hangnebelbildung.

9.6.3.3. Tiefdrucklagen - Höhenstrom N (Anhang: Tab. 13)

Bei den konvektiven Tiefdrucklagen mit nordwestlicher bis nördlicher Höhenströmung oder Wirbel in der Höhe (vgl. Tab. 12) weist das Mittelland gelegentlich Hochnebel und die Juratäler Bodennebel auf. Hangnebel registrieren wir im Alpenraum in rund einem Drittel aller Fälle.

9.6.3.4. Tiefdrucklagen - Höhenstrom S (Anhang: Tab. 15, Fig. 22h)

Zwei Phänomene treten bei dieser Wetterlage klar hervor: Erstens finden wir im Mittelland beträchtliche Hochnebelhäufigkeiten (nächtliche Aufhellungen!). Zweitens registrieren wir bei der konvektiv-zyklonalen Südlage im Alpenraum eine erstaunliche Zahl von Hangnebelereignissen (zwei Drittel aller Fälle).

9.6.4. Westlagen (Anhang: Tab. D)

Der Wettertyp der Westlagen leitet die Beschreibung der advektiven Wettertypen und Wetterlagen ein. Dieser Hinweis ist gleichbedeutend mit der Aussage, dass wir in der Folge mit einer Verstärkung der Winde rechnen müssen. Damit ist automatisch angezeigt, dass die Strahlungsnebelfälle, welche den Hauptanteil der Boden- und Hochnebelereignisse ausmachen, klar in den Hintergrund treten. Die Westlagen weisen daher grosse Anteile an Hangnebel oder hoher Bewölkung auf.

9.6.4.1. Westlagen mit Jet (Anhang: Tab. 16)

Diese Wetterlage vereinigt Fälle mit sehr schlechtem Wetter und stürmischen Westwinden (Jet-Stream über den Alpen). Boden- und Hochnebelereignisse fallen fast vollständig weg. Die Hangnebelziffer klettert hingegen auf 75 % (lokaler Hangnebel inbegriffen).

9.6.4.2. Westlagen - Gleichstrom / Höhenhoch (Anhang: Tab. 17, Fig. 22i)

Bei höherem Druck in der Höhe und häufig klarem Himmel registrieren wir einen recht grossen Anteil mit Bodennebelbildung, wobei sich diese Nebel in der Regel auf das Mittelland beschränken. Hangnebelereignisse werden relativ selten beobachtet, hingegen kann sehr oft eine hohe Bewölkung existieren.

9.6.4.3. Westlagen - Gleichstrom / Höhentief (Anhang: Tab. 18)

Bei dieser Wetterlage treten die Boden- und Hochnebel zu Gunsten der Hangnebel massiv zurück. Nur im Mittelland dürften ab und zu lokale Bodennebel auftreten.

9.6.4.4. Westlagen - Winddrehung / Höhenhoch (Anhang: Tab. 19)

Auch bei dieser Westlage mag sich die Druckerhöhung in der Höhe deutlich auf die Boden- und Hochnebelziffern des Mittellandes auswirken. Sehr gross fällt der Anteil hoher Bewölkung aus.

Fig. 22 i

Westlagen - Gleichstrom / Höhenhoch

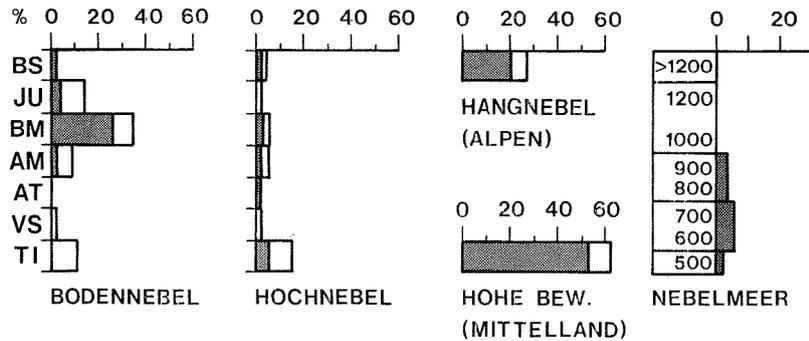


Fig. 22 j

Nordlagen - Winddrehung / Höhentief

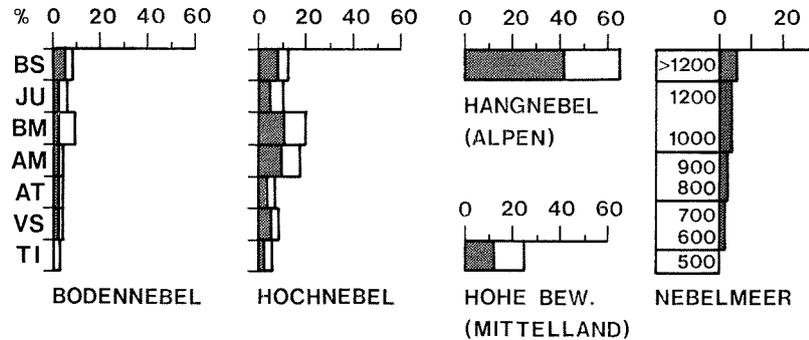
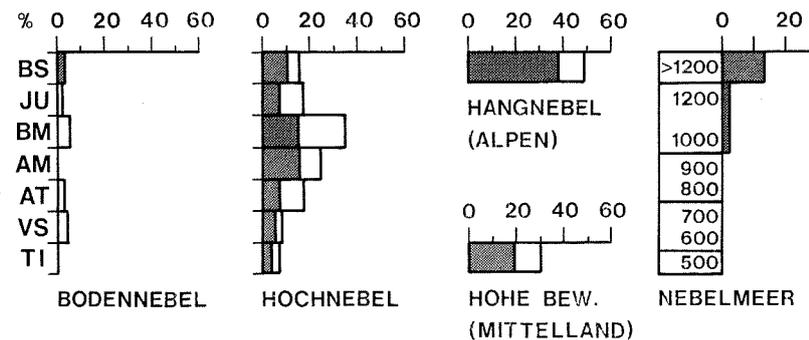


Fig. 22 k

Ostlagen - Gleichstrom / Höhentief



9.6.4.5. Westlagen - Winddrehung / Höhentief (Anhang: Tab. 20)

Die Zunahme der Hangnebelhäufigkeit überrascht uns kaum. Erstaunlich bleibt bloss die Tatsache, dass im Mittelland an rund einem Drittel aller Lagentage Boden- oder Hochnebel auftritt. Dabei handelt es sich praktisch durchwegs um jene Fälle, wo bei westlicher Höhenströmung im Bodendruckfeld ein Bisengradient beobachtet werden kann.

9.6.5. Nordlagen (Anhang: Tab. E)

Die Nordlagen begünstigen in der Regel den Vorstoss feuchtkalter Luftmassen nach Mitteleuropa. Die Voraussetzung zu vermehrter Nebelbildung sollte damit gegeben sein. Dabei müssen wir beachten, dass bei advektiven Vorgängen vor allem Hoch- und Hangnebelhäufigkeit auftreten werden. Diese Aussage wird durch die Zahlen bestätigt. An über 50 % der Lagentage müssen wir im bernischen Alpenraum mit zumindest lokaler Hangnebelbildung rechnen.

9.6.5.1. Nordlagen mit Jet (Anhang: Tab. 21)

Die erhöhte Turbulenz hemmt eindeutig die Bildung der Boden- und Hochnebel. Dafür treten in der Mehrzahl der Fälle Hangnebel auf.

9.6.5.2. Nordlagen - Gleichstrom / Höhenhoch (Anhang: Tab. 22)

Wir erkennen ähnliche Erscheinungen wie bei der entsprechenden Westlage: Die Hangnebel treten zu Gunsten der Boden- und Hochnebel zurück. Die Tatsache, dass wir im Mittelland trotz häufigen Bodennebels zumeist höher liegende Nebelmeerobergrenzen notieren können, weist auf sehr grosse Mächtigkeiten oder Doppelschichtigkeiten innerhalb der Nebeldecke hin.

9.6.5.3. Nordlagen - Gleichstrom / Höhentief (Anhang: Tab. 23)

Diese Wetterlage dürfen wir eindeutig als Hangnebellage bezeichnen. Boden- und Hochnebel treten kaum auf, und die spärlichen Hochnebelereignisse sind mit hohen Nebelobergrenzen verknüpft.

9.6.5.4. Nordlagen - Windrehung / Höhenhoch (Anhang: Tab. 24)

Diese Wetterlage weist im Gegensatz zur soeben besprochenen eine erstaunliche Zahl an Boden- und Hochnebelfällen auf. Die Bodennebel treten in der Regel dann auf, wenn wir im Bodendruckfeld eine südliche bis südwestliche Strömungskomponente feststellen können. Im Gegensatz dazu stellen wir bei Hochnebel praktisch immer Bisengradienten fest.

9.6.5.5. Nordlagen - Winddrehung / Höhentief (Anhang: Tab. 25, Fig. 22j)

Diese Wetterlage weist in ihrer Mehrzahl Hangnebelfälle auf. Allerdings kann auch hier beobachtet werden, dass Bisengradienten im Bodendruckfeld eine verstärkte Neigung zu Hochnebelbildung hervorrufen.

9.6.6. Ostlagen (Anhang: Tab. F)

Die Bisenlagen repräsentieren den eigentlichen Hochnebeltypus. Diese Aussage wird jedoch abgeschwächt durch die Tatsache, dass bei den advektiven Ostlagen oft Windgeschwindigkeiten auftreten können, welche eine Nebelbildung in den tieferen Luftschichten unterbinden. Wenn wir in den höheren Regionen des Alpenraumes die Nebelereignisse nach rein räumlichen Kriterien klassieren wollen, geraten wir bei den Ostlagen gelegentlich in definitorische Schwierigkeiten, weil eine sehr hoch liegende, mächtige Hochnebelschicht kaum von einem tiefliegenden Hangnebelgebilde unterschieden werden kann. Generell dürfen wir jedoch behaupten, dass die advektiven Ostlagen mit antizyklonalen Druckfeldern sehr grosse Hochnebelhäufigkeiten erzeugen (WINIGER 1974: 29, WANNER 1976: 56-57).

9.6.6.1. Ostlagen - Gleichstrom / Höhenhoch (Anhang: Tab. 27)

Diese Wetterlage repräsentiert die klassische Hochnebellage mit Bise. Die grössten Hochnebelhäufigkeiten registrieren wir im Mittelland und im Aaretal. Die Regionen Basel und Jura sind stehen nur wenig zurück, und in den Alpentälern bringt diese Wetterlage einen respektable Teil aller vorkommenden Boden- und Hochnebelereignisse (51 % aller Lagentage mit mindestens lokalem Boden- oder Hochnebel!).

9.6.6.2. Ostlagen - Gleichstrom / Höhentief (Anhang: Tab. 28, Fig. 22 k)

Auch die Höhentief-Lagen weisen recht beträchtliche Hochnebelziffern auf. Hingegen können wir kaum mit Bodennebel rechnen, und die Zahl der Hangnebelfälle steigt beträchtlich an.

9.6.7. Südlagen (Anhang: Tab. G)

Die Südlagen mit zyklonalen Druckfeldern zeigen eine überaus starke Neigung zur Hangnebelbildung, jene mit antizyklonalen Druckfeldern weisen in der Regel grosse Bodennebelhäufigkeiten auf. Es liegt auf der Hand, die grosse Zahl an Hangnebelereignissen vor allem auf Dimmerföhneffekte zurückzuführen. Die Erfahrung lehrt uns jedoch, dass dies kaum zutreffen kann. Häufig muss es sich um Frontalnebel oder orographische Nebel handeln, deren Bildung vor allem bei südwestlichen Strömungsrichtungen beobachtet werden kann.

9.6.7.1. Südlagen mit Jet (Anhang: Tab. 31)

Diese Wetterlage erzeugt vor allem Hangnebelereignisse. Im Mittelland treten vereinzelt Bodennebel mit geringer Mächtigkeit auf (Effekt nächtlicher Föhnaufhellungen).

9.6.7.2. Südlagen - Gleichstrom / Höhenhoch (Anhang: Tab. 32)

Die Bodennebelhäufigkeit steigt auf Kosten der Hangnebel deutlich an. Auch das Tessin weist erstaunliche Boden- und Hochnebelanteile auf.

9.6.7.3. Südlagen - Gleichstrom / Höhentief (Anhang: Tab. 33, Fig. 22 l)

Rund zwei Drittel aller Lagentage weisen Hangnebel auf. In den nördlichen Regionen Basel, Alpentäler und Jura können wir recht häufig Bodennebel beobachten. Diese Ereignisse treten praktisch immer dann auf, wenn Hangnebel oder hohe Bewölkung fehlen (Ausstrahlungseffekt).

Fig. 22 l
Südlagen - Gleichstrom / Höhentief

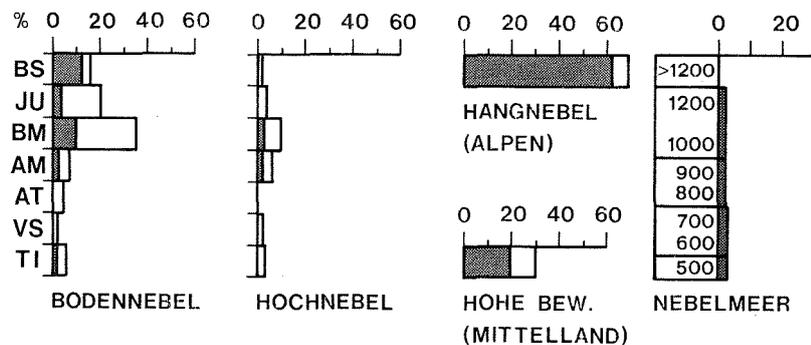
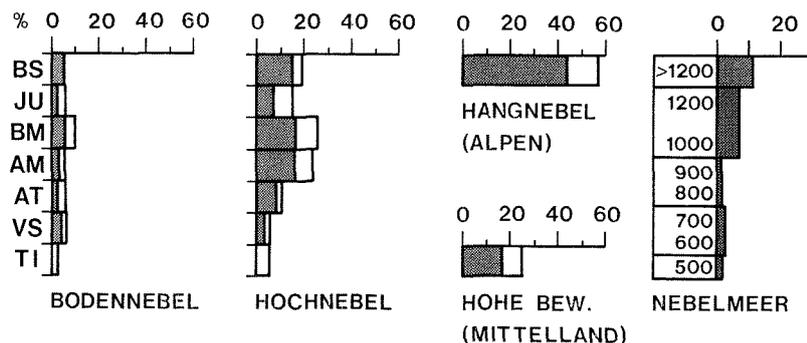


Fig. 22 m
Bodenstromlagen - Höhentief



9.6.7.4. Südlagen - Winddrehung / Höhentief (Anhang: Tab. 35)

Im Vergleich zur soeben beschriebenen, antizyklonalen und barotropen Südlage gehen die Bodennebelfälle im baroklinen Fall leicht zurück. Dagegen steigen die Anteile von Hoch- und Hangnebel leicht an.

9.6.8. Wirbel- und Scherungslagen (Anhang: Tab. H)

Dieser Wettertyp vereinigt genetisch sehr unterschiedliche Wetterlagen. Die drei Nebeltypen treten deshalb mit einer mittleren Häufigkeit auf, und eine nähere Beschreibung scheint kaum von grossem Wert.

9.6.8.1. Höhenstrom - Jetlagen / Höhentief (Anhang: Tab. 38)

Die zyklonale Höhenstrom-Jetlage vereinigt erwartungsgemäss fast ausschliesslich typische Hangnebelfälle. An Tagen ohne Hangnebel dürfen wir praktisch mit Sicherheit hohe Bewölkung erwarten.

9.6.8.2. Bodenstromlagen - Höhenhoch (Anhang: Tab. 39)

Die antizyklonalen Bodenstromlagen dürfen jenen Lagen zugeordnet werden, welche bei wolkenfreier Atmosphäre in den Niederungen häufig Boden- oder Hochnebel erzeugen. Währenddem bei den Bodennebelfällen südliche bis westliche Strömungsrichtungen dominieren, verzeichnen wir bei Hochnebel sowohl E-W als auch W-E gerichtete Druckgradienten.

9.6.8.3. Bodenstromlagen - Höhentief (Anhang: Tab. 40, Fig. 22 m)

Bei dieser Wetterlage kann wiederum eine Verminderung der Ereignisse mit "Schönwetternebel" (Boden-, Hochnebel) beobachtet werden. Einzig den Hochnebelanteilen der Regionen Basel, Mittelland und Aaretal muss Beachtung geschenkt werden. Die Beträge der lokalen und geschlossenen Hangnebeldecken belaufen sich immerhin auf 57%.

Damit sind wir am Schluss der Wetterlagenbeschreibung angelangt. In einem nächsten Abschnitt möchten wir einige kurze Bemerkungen zur prognostischen Verwendung des besprochenen Datenmaterials anbringen.

9.7. ZUR PROGNOTISCHEN VERWENDUNG DER ERZIELTEN RESULTATE

Wir werden in Kapitel 12 speziell auf die Möglichkeiten der regionalen Nebelprognose zu sprechen kommen. Dennoch können wir uns fragen, ob bereits das hier beschriebene Datenmaterial einer prognostischen Verwendung zugeführt werden könnte. Wir sind der Ansicht, dass diese Frage mit den folgenden Einschränkungen beantwortet werden kann:

- Erstens liegen die Angaben nur für einen räumlich groben Raster vor.
- Zweitens liefert das gezeigte Wetterlagenschema kaum eine ausreichende Beschreibung des Wetterzustandes wie es für den Nebelbildungsprozess wünschenswert wäre.
- Drittens stützen sich die Resultate der Räume Tessin und Basel auf eine zu geringe Zahl von Beobachtungsdaten ab.

Dennoch möchten wir darauf hinweisen, dass uns das Tabellenmaterial geeignete, prognostische Hinweise geben kann, und wir schlagen folgendes Vorgehen vor:

1. Konsultation der 24 Std. - Druckfeldprognose (deutsches oder amerikanisches Modell) und Ermittlung der fünf Wetterlagenparameter gemäss Tabelle 12.
2. Bestimmung der Wetterlage nach Tabelle 12.
3. Nachschlagen des dieser Wetterlage entsprechenden Verteilungsmusters der drei Nebelarten im Anhang und Studium der möglichen Verteilung der drei Nebelarten Boden-, Hoch- und Hangnebel.

Leider müssen wir aus Platzgründen darauf verzichten, die räumlichen Nebelverteilungen aller ausgewerteten Einzelfälle abzudrucken. Das Studium der Einzelfälle einer bestimmten Wetterlage lässt im Vergleich zum aktuellen Fall in der Regel noch klarere Rückschlüsse auf die zu erwartende Nebelverteilung zu.

9.8. DIE WETTERLAGEN BESTIMMTER NEBEL - TYPVERTEILUNGEN

Nach der Darstellung der pro Wetterlage berechneten mittleren Nebelverteilungen möchten wir im Sinne einer Kontrolle und einer Zusammenfassung der gezeigten Resultate in diesem Kapitel das umgekehrte Vorgehen wählen und uns fragen, welche Wetterlage bei einer gegebenen Nebelverteilung am häufigsten registriert werden

kann. Tabelle 13 gibt uns eine Uebersicht über die Ergebnisse der Auszählung mit dem Computer:

Tab. 13

Die häufigsten Wetterlagen (Nr. und Bezeichnung gemäss Tab. 12) bei typischen Nebelverteilungen im Querschnitt durch die Schweiz (1961/62 - 1973/74, Sept. - März, Nebelraten von 07.00 Uhr MEZ)

- O = Kein Nebel 1 = Hochnebel 3 = Bodennebel
 A = Alle Nebelarten 2 = Lokale Hochnebel 4 = Lokale Bodennebel

Nr.	Verteilungsmuster							Häufigste Obergrenze (Mittelland)	Häufigste Wetterlage (gem. Tab. 12)	Zweithäufigste Wetterlage (Nr. gem. Tab. 12)
	TI	VS	AT	AM	BM	JU	BS			
1	O	O	O	O	3	O	O/3	500	1	2
2	A	A	O	3	3	O	O	700	1	4
3	O	O	O	2/0	2	2/0	2/0	-	2	24
4	O	O	O	1	1	O	O	800	1	4+39
5	A	A	3/4	1	1	1/2	1	1300	4	6

- Bei Beispiel Nr. 1 finden wir eindeutig flache Bodennebelschichten vor. Als häufigste Lagen treffen wir die Nummern 1 (flache Hochdrucklage) und 2 (Hochdrucklage mit Höhenstrom W).
- Bei Beispiel Nr. 2 handelt es sich noch immer um Bodennebel, welche jedoch bei einer erhöhten Nebelobergrenze im bernischen Mittelland eine grössere Nebelmächtigkeit und somit eine weitere Ausdehnung aufweisen. Lage Nr. 1 dominiert erneut;

an 2. Stelle steht nun Lage Nr. 4 (Hochdrucklage mit Höhenstrom E). Wir erkennen damit analog zum Kapitel 9.6. den Einfluss der Bisenlagen, welche bei erhöhter Turbulenz das Anwachsen der Nebeldecke eindeutig begünstigen.

- Das 3. Beispiel zeigt Lagen mit aufgerissenen Hochnebeldecken zwischen den Regionen Alpentäler und Basel. Dabei überwiegen klar die Lagen Nr. 2 (Hochdrucklage mit Höhenstrom W) und 24 (Nordlage mit Winddrehung und Höhenhoch).
- Beim 4. Beispiel zeigen sich Wetterlagen mit eindeutig abgehobenen Nebelschichten bei allerdings tiefliegender Obergrenze im Mittelland. Als häufigste Wetterlagen erkennen wir wiederum die Nummern 1 und 4. Dazu tritt ebenfalls die Nr. 39 (Bodenstromlage mit Höhenhoch). Damit scheint der Hinweis auf eine erhöhte Dynamik innerhalb des Nebelkörpers ebenfalls gegeben zu sein.
- Das 5. und letzte Beispiel steht schliesslich stellvertretend für die typischen Hochnebellagen mit höheren Nebelmeerergrenzen. Wir sind kaum erstaunt, in diesem Fall die Nummern 4 (Hochdrucklagen mit Höhenstrom E) und 6 (windschwache Flachdrucklagen) als häufigste Lagen vorzufinden. Damit bestätigt sich die im Kapitel 9.6. gemachte Feststellung, wonach ausgedehnte Hochnebelsituationen im Mittelland vor allem mit Wettersituationen verknüpft sind, bei denen wir uns im südöstlichen Bereich von Hochdruckzentren oder -rücken befinden. Generell dürften damit jene Lagen erfasst sein, bei welchen eine Bisenströmung sehr wesentlich zur Bildung einer abgehobenen Nebeldecke beiträgt.

Damit glauben wir, einige der wichtigsten Wetterlagen herausgegriffen zu haben, welche im Winterhalbjahr die Bildung von Nebeldecken bei schönem Wetter begünstigen. Zum bioklimatisch weniger bedeutungsvollen Erscheinungsbild und zur Häufigkeit der Hangnebel haben wir uns im Kapitel über die Nebelhäufigkeit bei verschiedenen Wetterlagen (Kap. 9.6.) näher geäussert.

Wir kommen damit zum Schluss des Kapitels über die Nebelverbreitung bei verschiedenen Wetterlagen. Generell dürfen wir feststellen, dass die in Kapitel 9.1. genannten Ziele grösstenteils erreicht worden sind. Wie bereits erwähnt wurde, reichen die Angaben des benützten Wetterlagensystems kaum aus, um das Erscheinen oder Ausbleiben, beziehungsweise sogar die genaue Ausdehnung eines Nebels hinreichend zu erklären. Wir möchten deshalb im nächsten Kapitel den Blick auf einige regionale bis lokale Wetterparameter werfen, welche uns im Untersuchungsgebiet weitere Aufschlüsse über die Bildungsmechanismen der bedeutungsvollen, winterlichen "Schönwetternebel" liefern sollen. Eine Charakterisierung der wichtigsten Nebelsituationen und der damit verbundenen dynamischen Prozesse wird anschliessend in Kapitel 11 gegeben.

10. DIE NEBELVERBREITUNG IN IHRER ABHAENIGKEIT VON REGIONALEN WETTERPARAMETERN

Wir haben im letzten Kapitel mehrmals festgestellt, dass regional oder sogar lokal begrenzte Nebelereignisse nur mit Hilfe einer Verfeinerung des dort verwendeten Wetterlagensystems von SCHÜEPP (1968) erklärt werden können. Denken wir an das Beispiel einer windschwachen Hochdrucklage: die Ausdehnung der Strahlungsnebeldecken unterliegt trotz gleich strukturierter grossräumiger Druckfelder starken Schwankungen. In derartigen Fällen müssen lokale Einflüsse (Feuchteangebot, Temperaturschichtung, Windfeld usw.) für die Nebelverteilung verantwortlich gemacht werden. Wir möchten deshalb in diesem Kapitel die regionalen Nebelstrukturen mit einigen wichtigen Wetterparametern in Beziehung bringen. Der Blick soll dabei weniger auf die prognostische Verwendung als auf das genetisch-räumliche Verständnis für das Erscheinungsbild der wichtigsten Nebelarten gerichtet werden.

Dabei verzichten wir auch in diesem Kapitel generell darauf, punktuelle Beobachtungen mit den benützten Parametern zu korrelieren. Die Resultate des in Kapitel 8.2. beschriebenen Nebel-Klassifikationssystems erwiesen sich auch hier als eine geeignete Auswertungsgrundlage.

10.1. DIE NEBELHAEUFIGKEIT IN IHRER ABHAENIGKEIT VOM VERTIKALEN TEMPERATURGRADIENTEN; DIE KORRELATION ZWISCHEN INVERSIONSNIVEAU UND NEBELOBERGRENZE

Wir haben festgestellt, dass die Strahlungsnebel in den tiefliegenden und dicht besiedelten Regionen des gesamten Untersuchungsgebietes eindeutig überwiegen. Da diese Nebelart bekanntlich stark an Temperaturinversionen gebunden ist, liegt es auf der Hand, das Auftreten von Nebel in Abhängigkeit des vertikalen Temperaturgradienten zu untersuchen. Leider verfügen wir im Untersuchungsgebiet nicht über zeitlich ausgedehnte Feinsondagen innerhalb der Grundsicht. Wir mussten uns deshalb auf die Resultate der Sonde von Payerne abstützen (01.00 MEZ). Tabelle 14 zeigt uns, mit welcher prozentualen Häufigkeit bestimmte Nebeltypen (07.00 MEZ) bei verschiedenen Temperaturgradienten auftreten können. Der Gradient wurde aus den Messwerten des Bodens und des 850 mb-Niveaus ermittelt. Damit erhalten wir leider nur eine sehr grobe Information über den vertikalen Temperaturverlauf, und markante Sprungschichten, die tiefer oder höher liegen, können nur ungenügend oder gar nicht berücksichtigt werden.

Berechnet wurden die Häufigkeiten von Boden- und Hochnebel im bernischen Mittelland sowie Hangnebel im Gebiet der Berner Alpen.

Tab. 14

Die relative Nebelhäufigkeit in ihrer Abhängigkeit vom vertikalen Temperaturgradienten (1971/72 - 1973/74, Nov. - Feb., 07.00 MEZ). Der Temperaturgradient G wurde aus den Sondagenwerten von Payerne (01.00 MEZ) ermittelt

$$G \text{ (}^{\circ}\text{C/100 m)} = \frac{T_{850 \text{ mb}} - T_{\text{Boden}}}{\Delta H \text{ (Dekameter)}}$$

G in $^{\circ}\text{C/100 m}$	$G \leq -0.7$	$-0.6 \leq G \leq -0.5$	$-0.4 \leq G \leq -0.2$	$-0.1 \leq G \leq 0.1$	$0.2 \leq G \leq 0.4$	$0.5 \leq G \leq 0.8$	$G \geq 0.9$
Bernisches Mittelland	(%)	(%)	(%)	(%)	(%)	(%)	(%)
Bodennebel	0	2	3	18	25	35	40
lokale Bodennebel	3	5	16	20	15	10	25
Hochnebel	14	21	27	26	28	35	25
lokale Hochnebel	19	5	1	8	6	2	0
kein Boden-/Hochnebel	<u>64</u>	<u>66</u>	<u>53</u>	<u>28</u>	<u>26</u>	<u>18</u>	<u>10</u>
Berner Alpen							
Hangnebel	44	54	55	31	25	14	15
lokale Hangnebel	17	8	3	2	0	0	5
kein Hangnebel	<u>39</u>	<u>38</u>	<u>43</u>	<u>67</u>	<u>75</u>	<u>86</u>	<u>80</u>

Wir möchten die Ergebnisse wie folgt charakterisieren:

- Die Bodennebelhäufigkeiten steigen von den negativen zu den positiven Temperaturgradienten stark an. Bei trocken- bis feuchtadiabatische Gradienten treten kaum Bodennebel auf. Einen massiven Anstieg beobachten wir beim Uebergang von negativen Gradienten zur Isothermie.
- Der gleiche Effekt kann in abgeschwächter Form beim Hochnebel beobachtet werden. Hier muss jedoch betont werden, dass bei höherliegenden Stratusdecken im darunterliegenden Bereich zwischen Boden und 850mb ohne weiteres auch feucht- bis trockenadiabatische Temperaturgradienten auftreten können (PEPPLER 1934: 49-50, URFER 1956: 9-13).
- Die Hangnebel zeigen eindeutig ihre Verknüpfung mit Schlechtwetersituationen. Ihr häufigstes Auftreten erfolgt erwartungsgemäss bei praktisch feuchtadiabatischen Gradienten. Im Gegensatz zum Bodennebel nimmt die Hangnebelhäufigkeit beim Uebergang zu positiven Temperaturgradienten stark ab.

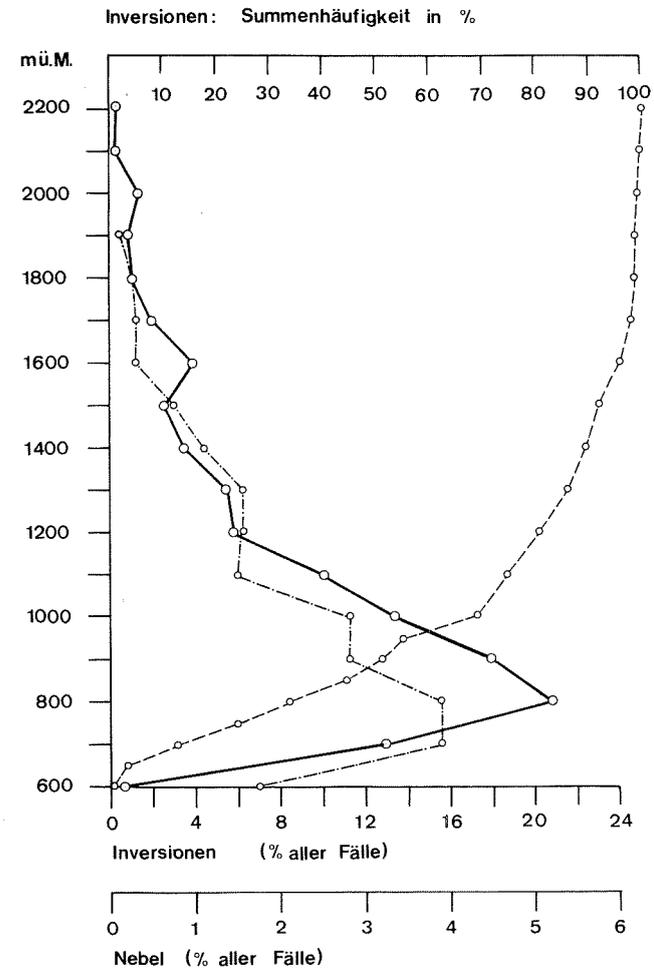
Die bisherigen Ergebnisse lassen bereits vermuten, dass die Häufigkeit bestimmter Inversionsobergrenzen recht gut mit der Häufigkeit der Nebelmeerobergrenzen übereinstimmt.

Fig. 23

Höhenverteilung der prozentualen Häufigkeiten bestimmter Obergrenzen der bodennahen Inversionen in der Grundschicht über Payerne (1949-51, 07.00 MEZ).

- Verteilung der Inversionsobergrenzen
- - - - - Verteilung der Nebelobergrenzen gemäss Figur 18
- - - - - Summenhäufigkeitskurve der Inversionsobergrenzen

(nach ACKERMANN o.J.: Tab. 15)



Leider fehlen uns entsprechende Parallelmessungen über eine längere Zeitperiode. ACKERMANN (o.J.) hat für einen Zeitraum von drei Jahren (1949-51) eine Statistik der Inversionsobergrenzen aufgestellt. Figur 23 zeigt uns die prozentuale Häufigkeit bestimmter Obergrenzen innerhalb der untersten 2'200 m über Meer, gemessen über Payerne. Neben der dazugehörigen Summenhäufigkeitskurve haben wir zusätzlich die weiter vorne bereits gezeigte prozentuale Häufigkeit bestimmter Nebelmeerobergrenzen von 13 Winterhalbjahren eingezeichnet (siehe veränderte Skala!).

Obschon die Auszählung der Inversionsobergrenzen für das ganze Jahr vorgenommen wurde, stellen wir eine erstaunliche Uebereinstimmung fest. Wir dürfen somit vermuten, dass sich in den nebelarmen Sommermonaten am frühen Morgen ähnliche Inversionsobergrenzen ausbilden wie im Winterhalbjahr. Für zahlreiche Planungsentscheide mag dabei die Tatsache von grösster Bedeutung sein, dass auch die Inversionshäufigkeit oberhalb von 800 m stark abnimmt. Der Summenhäufigkeitskurve können wir entnehmen, dass wir uns oberhalb von 1'500 m über Meer bereits einer Zahl von über 90 % der ausgezählten Inversionen bis zu einer Höhe von 2'200 m entziehen können.

10.2. NEBELVERBREITUNG UND NEBELMEERHOEHE IM BERNISCHEN MITTELLAND IN IHRER ABHÄNGIGKEIT VOM DRUCKGRADIENTEN PAYERNE - STRASBOURG (QNH)

Zahlreiche Arbeiten, die sich mit der Nebelprognose befassen, decken eine enge Korrelation zwischen dem Erscheinungsbild der Strahlungsnebel und dem kleinräumigen Druck- und Strömungsfeld auf (u.a. TANDBERG 1958, WITTMANN 1962, PATTERSON und CRABTREE 1970 sowie CHAMBETTAZ et al. 1971). Es lag deshalb nahe, für das schweizerische Mittelland ähnliche Auswertungen durchzuführen. Korrelationsversuche mit verschiedenen W-E- und N-S-Gradienten zeigen uns, dass die Korrelation von N-S-Gradienten (quer oder schräg zum Mittellandtrog) mit der gleichzeitig beobachteten Nebelmeerobergrenze die höchsten Korrelationskoeffizienten ergibt. Als speziell geeignet erwies sich der QNH-Druckgradient Payerne-Strasbourg. COURVOISIER (1976) hat kürzlich gezeigt, dass sich dieser Druckgradient recht gut eignet, um die Sonnenscheindauer gewisser Mittellandstationen bei winterlichen Inversionslagen zu prognostizieren. Wir haben uns deshalb entschlossen, die Nebelereignisse im bernischen Mittelland in eine Beziehung zu diesem Druckgradienten zu setzen. Tabelle 15 zeigt uns die Resultate dieser Analyse.

Der QNH-Druckgradient des Vorabends (19.00 MEZ) wurde dabei mit der Nebelverteilung des folgenden Morgens (07.00 MEZ) verglichen. Betrachten wir vorerst die linke Hälfte der Tabelle, welche die Häufigkeit geschlossener oder aufgerissener Nebeldecken zeigt: Generell lässt sich feststellen, dass Nebelsituationen bei

Tab. 15
Nebelverteilung und Nebelmeerobergrenze im bernischen Mittelland (16.10.75 - 15.2.76, 07.00 MEZ) in ihrer Abhängigkeit vom QNH - Druckgradienten Payerne - Strasbourg (Vorabend 19.00 MEZ)

Δp (QNH) Payerne - Strasbourg (19.00 MEZ)	Nebel im bernischen Mittel- land (nur Boden- + Hochnebel)			Obergrenze, falls Nebel vorhanden			Anzahl Fälle
	geschlos- sene Decke (%)	aufgeris- sene Decke (%)	kein Nebel (%)	Mittel	1. Quar- til	3. Quar- til	
-3.5 / -5.4 mb	43	14	43	1700 m	--	--	7
-1.5 / -3.4	38	23	39	1300 m	800 m	1600 m	13
0.5 / -1.4	51	26	23	1000 m	800 m	1200 m	47
2.5 / 0.6	28	14	58	650 m	600 m	800 m	36
4.5 / 2.6	17	17	66	650 m	--	--	12
> 4.5	0	11	89	--	--	--	9

negativen Gradienten (höherer Druck in Strasbourg und Tendenz zu Bise im Mittelland) zahlreicher auftreten als bei positiven (Hochdruckgebiete südlich des Schweizer Mittellandes). Die eindeutig stärkste Neigung zur Nebelbildung registrieren wir bei leichten Bisengradienten (0,5 bis -1,4mb). Im Falle der Nebelmeerobergrenze lässt sich die von COURVOISIER (1976 : 5) gemachte Feststellung bestätigen, wonach die Nebelmeerobergrenze mit der Abnahme der Druckgradienten ansteigt. So dürfen wir trotz der kleinen Stichprobe annehmen, dass bei Druckgradienten über 4.5mb kaum mehr Boden- oder Hochnebel auftreten können.

10.3. DIE NEBELHÄUFIGKEIT IM BERNISCHEN MITTELLAND IN IHRER ABHÄNGIGKEIT VOM HOEHENWIND (PAYERNE, 850mb-NIVEAU)

Regionale Druckunterschiede äussern sich generell in entsprechenden Windströmungen. Wir haben deshalb den Versuch unternommen, die Nebelhäufigkeiten des Mittellandes mit der herrschenden Windströmung zu vergleichen. Weil die dem regionalen Klassifikationssystem entnommenen Nebelraten lediglich einen groben Ueberblick über Struktur und Verteilung des Nebels im bernischen Mittelland gewährleisten, musste nach Windmessungen gesucht werden, welche für die ganze Region als einigermaßen repräsentativ gelten dürften. Die Wahl fiel deshalb auf die nächtlichen

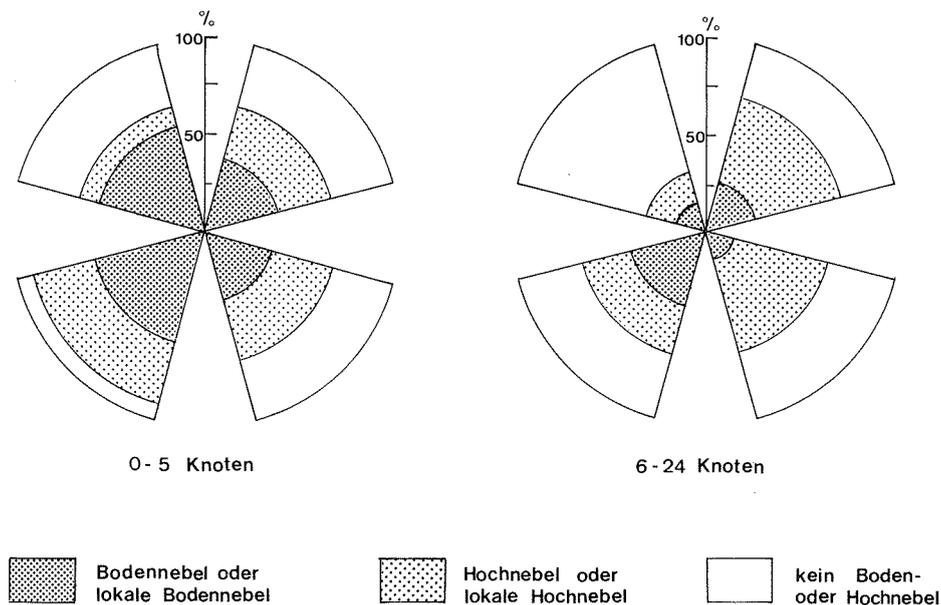
Höhenwinde im 850mb-Niveau (01.00 MEZ, Höhe ca. 1'400 - 1'500m ü.M.), welche durch die Sonde von Payerne registriert werden. Diese Winde dürften uns die Verhältnisse zeigen, wie wir sie an der Obergrenze der Grundsicht oder knapp darüber antreffen (SCHNEIDER-CARIUS 1953 : 18 - 19). Figur 24 zeigt uns die relativen Häufigkeiten von Boden- oder Hochnebel bei verschiedenen Windrichtungen.

Fig. 24

Die relative Häufigkeit von Boden- oder Hochnebel im bernischen Mittelland (1970/71 - 1973/74, Nov. - Febr., 07.00 MEZ) in Abhängigkeit der Höhenwinde, gemessen durch die Sonde von Payerne (850mb-Niveau, 01.00 MEZ).

Die linke Windrose zeigt die Nebelhäufigkeit bei Höhenwinden von 0 - 5 Knoten, jene rechts bei solchen von 6 - 25 Knoten.

Die Prozentzahlen beziehen sich auf das gesamte Kollektiv der betreffenden Windrichtungen.



Wir beschränkten uns bei der Auswertung auf zwei Gruppen mit schwachen (0-4 Knoten) und mittleren (6-24 Knoten) Windgeschwindigkeiten. Die für beide Gruppen vorgenommenen Auszählungen erfolgten mit Hilfe einer 12-teiligen Richtungsskala. Die Windrichtungen N, E, S, und W wurden bei der Darstellung auf Grund ihres seltenen Vorkommens weggelassen; je die verbleibenden benachbarten Richtungen wurden vereinigt. So ergeben sich vier Windrichtungen, welche entweder parallel oder quer zum Mittelland verlaufen. Betrachten wir kurz die erzielten Ergebnisse:

- tiefe Windgeschwindigkeiten (0-5 Knoten): Wir registrieren die grössten Häufigkeiten bei südwestlichen Winden. Bei Winden aus SW oder NW überwiegen eindeutig die Bodennebelfälle, was uns kaum überrascht.
- Mittlere Windgeschwindigkeiten (6-24 Knoten): Infolge der höheren Turbulenz innerhalb der Grundsicht erkennen wir bei dieser Gruppe eine klare Dominanz der Hochnebelfälle. Am ausgeprägtesten treten diese Erscheinungen bei Winden aus nordöstlicher oder südöstlicher Richtung auf. Einzig bei südwestlichen Winden überwiegen leicht die Bodennebelereignisse.

Mit diesen Feststellungen sind erste Hinweise auf die in den Strahlungsnebelkörpern des Mittellandes vorhandene Dynamik gegeben. Wir werden uns in Kapitel 11 eingehender mit diesen Vorgängen befassen müssen.

10.4. DIE NEBELVERBREITUNG IN DEN SIEBEN REGIONEN BEI GEGEBENEN NEBELMEERHOEHEN IM BERNISCHEN MITTELLAND

In den drei vorhergehenden Abschnitten wurde die Verteilung des Nebels in Abhängigkeit bestimmter meteorologischer Grössen betrachtet. Von diesem Vorgehen wird in der Folge abgewichen. Als Ausgangsparameter dient uns nämlich der Nebel selbst oder besser gesagt die Höhe der Nebelmeerobergrenze im bernischen Mittelland. Wir haben bereits festgestellt, dass das Mittelland eindeutig die grössten Nebelhäufigkeiten des Untersuchungsgebietes aufweist, und wir möchten uns nun die Frage stellen, wie gross die Nebelhäufigkeiten in den andern sechs Regionen bei vorgegebenen Nebelmeerobergrenzen im Mittelland ausfallen. Tabelle 16 gibt uns über diese Frage Auskunft.

Die erste Spalte links zeigt uns die ausgewählten Nebelmeerobergrenzen von 500 bis 1'500 m. In der zweiten Spalte finden wir die vier bereits bekannten Gruppen, welche die Verteilung der Boden- oder Hochnebelfälle charakterisieren. Dem rechten

Tab. 16

Relative Boden- und Hochnebelhäufigkeit (in %) in den verschiedenen Regionen in Abhängigkeit von der Nebelmeerbergrenze bei geschlossener Nebeldecke im bernischen Mittelland (1961/62 - 1973/74, Okt. - März, 07.00 MEZ); Regionen gemäss Figur 9.

BO = Bodennebel HO = Hochnebel
LBO = Lokaler Bodennebel LHO = Lokaler Hochnebel

Obergrenze Höhe ü. M.	Nebelart	TI (%)	VS (%)	AT (%)	AM (%)	BM (%)	JU (%)	BS (%)
500 m	BO	1	1	0	11	100	22	39
	LBO	8	1	5	9	-	22	10
	HO	3	2	0	2	0	1	4
	LHO	6	3	2	4	-	0	0
600 m	BO	2	0	0	20	94	20	31
	LBO	14	0	0	18	-	33	12
	HO	6	2	0	2	6	6	8
	LHO	8	4	4	4	-	0	4
700 m	BO	3	0	0	36	88	25	33
	LBO	11	3	4	8	-	25	4
	HO	5	1	1	8	12	3	11
	LHO	10	5	2	8	-	1	3
800 m	BO	7	3	1	25	47	25	24
	LBO	9	5	5	6	-	30	1
	HO	5	0	0	28	53	7	22
	LHO	10	3	2	11	-	5	9
900 m	BO	3	1	5	22	21	27	28
	LBO	13	4	5	9	-	31	1
	HO	8	8	3	47	79	9	35
	LHO	8	5	4	5	-	10	8
1000 m	BO	3	9	9	12	8	27	21
	LBO	3	3	13	1	-	23	1
	HO	12	6	6	62	92	13	42
	LHO	6	3	5	10	-	13	3
1100 m	BO	5	7	14	5	0	12	12
	LBO	10	5	10	2	-	22	2
	HO	5	5	5	66	100	12	54
	LHO	0	17	7	10	-	22	5
1200 m	BO	4	7	16	2	0	18	20
	LBO	0	2	11	0	-	11	0
	HO	22	18	4	73	100	24	49
	LHO	2	10	4	7	-	24	4
1300 m	BO	0	2	16	2	0	7	27
	LBO	7	2	11	0	-	16	0
	HO	11	11	18	67	100	33	53
	LHO	7	9	7	20	-	20	4
1400 m	BO	0	7	10	0	3	10	23
	LBO	7	3	13	0	-	3	0
	HO	16	13	32	71	97	39	58
	LHO	10	19	16	13	-	36	3
1500 m	BO	10	5	19	0	5	5	29
	LBO	5	10	10	0	-	5	0
	HO	19	29	24	91	95	62	62
	LHO	0	0	14	0	-	19	5

Teil der Tabelle können wir nun entnehmen, mit welcher prozentualen Häufigkeit die vier angegebenen Nebel - Verteilungsklassen bei Vorhandensein einer geschlossenen Nebeldecke im bernischen Mittelland und bei einer fest gegebenen Nebelmeerbergrenze auftreten. Aus diesem Grunde fallen in der Spalte dieser Region die beiden Klassen mit lokalen Nebelereignissen weg (LBO, LHO).

Wir möchten kurz auf die folgenden Tatsachen hinweisen:

- In der Region Mittelland (BM) stellen wir bis zur Nebelobergrenze von 700 m ein Ueberwiegen der Bodennebelfälle fest. Bei Obergrenzen von 1'000 m oder mehr verschwinden die Bodennebel, womit gesagt ist, dass die Sichtweiten am Boden durchwegs über 1'000 m betragen. Damit ist ebenfalls gezeigt, dass die Mächtigkeit der Nebeldecke den Wert von 500 m nur sehr selten überschreitet.
- Im Tessin (TI) stellen wir bei tieferen Nebelobergrenzen bis rund 900 m ein ausgeglichenes Verhältnis zwischen Boden- und Hochnebel fest. Bei Obergrenzen über 1'100 m überwiegen die Hochnebel stark.
- Das Wallis (VS) weist relativ selten Bodennebelereignisse auf. Einen stärkeren Anstieg der Nebelhäufigkeit stellen wir bei Nebelobergrenzen im bernischen Mittelland von über 1'000 m fest.
- Als recht interessant erweisen sich die Verhältnisse in den Alpentälern (AT). Auch hier nehmen die Nebelfälle bei Obergrenzen von 900 bis 1'000 m massiv zu. Wir registrieren jedoch bis zur Obergrenze von 1'300 m (immer noch bezogen auf das bernische Mittelland) in der Mehrzahl Bodennebelereignisse. Damit ist einmal mehr dokumentiert, dass die Alpentäler bei tiefliegenden Nebelmeeren meistens Bodennebel aufweisen.
- Die tiefer liegende Region Aaretal (AM) weist bereits eindeutige Ähnlichkeiten zum Mittelland auf. Erwartungsgemäss zeigen sich bloss bei den tiefsten Obergrenzen klare Differenzen. In derartigen Fällen beschränkt sich die Bodennebeldecke in der Regel auf den Raum entlang des Jurasüdfusses (inklusive Grosses Moos).
- Im Jura (JU) überrascht uns die grosse Zahl an Bodennebelereignissen. Grössere Hochnebelhäufigkeiten registrieren wir dann, wenn die Nebelmeerbergrenze im Mittelland die Gipfelhöhe der meisten Juragebirgszüge überschreitet. Zu den angegebenen Werten muss allerdings bemerkt werden, dass das auf Satellitenbildern oft hervortretende, nebelreiche Gebiet des Delsberger Beckens in der Untersuchung nicht berücksichtigt wurde.

- Im Raume Basel (BS) liegen die Verhältnisse ähnlich wie im Mittelland. Allerdings scheinen die Bodennebelfälle häufiger zu überwiegen. Wir können jedoch kaum entscheiden, ob dieses Phänomen auf tieferliegende Nebelobergrenzen, mächtigere Schichtdicken oder teilweise sogar auf die geringe Zahl von Beobachtungsstationen zurückgeführt werden muss.

10.5. ZUR PROGNOTISCHEN VERWENDUNG REGIONALER WETTERPARAMETER

Der Schritt zur Erstellung einer regionalen Nebelprognose soll wie schon erwähnt im übernächsten Kapitel vollzogen werden. Wir haben jedoch im letzten Kapitel bei der Diskussion der Nebelverteilungen bei den 40 Wetterlagen bereits auf eine mögliche prognostische Auswertung dieses Zahlenmaterials hingewiesen. Wir möchten dies auch hier tun. Die soeben gezeigten Zusammenhänge mögen mithelfen, eine nach den Zahlenangaben des letzten Kapitels gemachte Aussage über die Nebelstruktur einer bestimmten Wetterlage zu verfeinern. Sie können uns jedoch eine Grösse nicht hinreichend liefern, welche für die Prognose der vor allem bei antizyklonaler Druckfeldern auftretenden Strahlungsnebel von fundamentaler Bedeutung ist: die nächtliche Bewölkung. Wir werden uns mit diesem Problem noch zu befassen haben, möchten aber vorerst im nächsten Kapitel einige meteorologisch-synoptische Aspekte beleuchten, welche uns für das Verständnis der Nebelbildungsmechanismen im schweizerischen Mittelland sehr wichtig scheinen.

11. METEOROLOGISCH-SYNOPTISCHE BETRACHTUNGEN ZUM ERSCHEINUNGSBILD DER WICHTIGSTEN NEBELSITUATIONEN AUF DER SCHWEIZERISCHEN ALPENNORD- SEITE

In den letzten zwei Kapiteln haben wir uns vor allem mit den Zusammenhängen zwischen Wetterzustand und Nebelverteilung auseinander gesetzt und diese auch quantitativ zu erfassen versucht. In der Folge möchten wir die Nebelbildungsmechanismen etwas näher betrachten und die wichtigsten Erscheinungsbilder der drei Hauptnebelarten (räumliche Nebelklassifikation) in eine Beziehung zur Jahreszeit bringen. Der Schwerpunkt liegt dabei eindeutig auf der Betrachtung der Nebelmeere des Mittellandes zwischen Neuenburgersee und Olten, da dieser negativen Wettererscheinung des Winterhalbjahres infolge Anreicherung von lufthygienischen Schadstoffen und massiver Reduktion der Sonnenscheindauer auch bioklimatisch eine grosse Bedeutung zukommt.

11.1. ZUSAMMENHANGE ZWISCHEN DER KLEINRAEUMIGEN WETTERENTWICK- LUNG UND DER BILDUNG VON BODEN- UND HOCHNEBEL IM MITTELLAND

11.1.1. Zusammenfassung der bisherigen Erkenntnisse

Es scheint uns sinnvoll, vorerst einen kurzen Ueberblick über die wichtigsten bisher ermittelten Zusammenhänge zwischen Wettergeschehen und Nebelverteilung zu geben:

- Hangnebel: Die Hangnebel bilden sich vornehmlich bei advektiv-zyklonalen Druckfeldern mit südwestlicher bis nordwestlicher Höhenströmung. Genetisch gesehen handelt es sich in der Regel um orographische Nebel sowie Front- und Mischungsnebel.
- Hochnebel: Die Hochnebel sind sehr eng mit antizyklonalen bis indifferenten Druckfeldern mit schwachen bis mittelstarken Bisenströmungen innerhalb der Grundsicht verknüpft. Die durch die Bise hervorgerufene Turbulenz dürfte für das Abheben der Stratusschicht von grösserer Bedeutung sein. Die Bisenströmungen werden durch das Zusammenlaufen von Jura und Alpen in der Westschweiz kanalisiert und dadurch oft wesentlich verstärkt. Zeitweise lässt sich aus diesem Grunde ein Anstieg der Nebelobergrenze Richtung Westschweiz feststellen. Nicht selten wird die Hochnebeldecke durch leichte Vorstösse kalter, kontinentaler Luftmassen, welche auf der Südflanke des kalten, sibirischen Bodenhochs nach Mitteleuropa gesteuert werden, zusätzlich verstärkt und stabilisiert.

Genetisch können wir deshalb meistens von einem Strahlungs - Mischungsnebel sprechen, wobei der Mischungseffekt vor allem dann wirksam wird, wenn in der Höhe mit einer Westströmung gleichzeitig warme, relativ feuchte, maritime Luft auf die kontinentale Kaltluft aufgleitet. Da sich dieses System vor allem bei schwacher Sonneneinstrahlung als stabil erweist, fällt das bereits gezeigte Hochnebelmaximum auf die Monate Dezember und Januar.

- **Bodennebel:** Die Bodennebel treten in erster Linie bei flachen, antizyklonalen Wetterlagen mit sehr ruhiger Grundschicht oder einer leichten West- bis Südströmung und bodennahen Inversionen auf. In der Regel beobachten wir diese Situationen dann, wenn sich der Kern einer Antizyklone über der Schweiz oder leicht südlich davon befindet. Bei den schwachen südlichen bis südwestlichen Winden spielt dabei das Feuchteangebot (maritime Luftmassen) eine sehr wesentliche Rolle. Genetisch gesehen handelt es sich zumeist um Strahlungs - Advektionsnebel.

Der Bodennebel stellt zudem häufig das erste Stadium des in Figur 5 gezeigten Nebelzyklus dar. Nicht zuletzt deshalb, weil sich diese Nebel vor allem im Frühherbst tagsüber regelmässig auflösen und in der Nacht immer wieder neu bilden können, fällt das Maximum dieser Nebelart in diese Jahreszeit.

11.1.2. Eine interessante Fallstudie (21. - 31.10.1975)

Im Zuge langanhaltender Nebelsituationen können wir im Mittelland oft die Beobachtung machen, dass die Nebelmeerobergrenze Schwankungen unterliegt, welche nicht nur auf den Tagesgang meteorologischer Erscheinungen zurückgeführt werden können.

Wir haben uns in Kapitel 7.4.1. eingehend mit den Vorgängen bei der Bildung von Strahlungsnebel befasst. Die Wetterlagenanalyse hat uns jedoch gezeigt, dass im bernischen Mittelland die Strahlungsnebel nur selten in reiner Form auftreten. Wir möchten in einer kleinen Fallstudie weiter zeigen, wie sich die Struktur der Nebeldecke praktisch dauernd verändert. Dabei greifen wir die mit Satellitenbildmaterial gut dokumentierte Nebelperiode vom 21. bis 31. Oktober 1975 heraus und gehen so vor, dass wir den zeitlichen Ablauf der Ereignisse kurz schildern, um dann am Schluss die wichtigsten Erkenntnisse zusammenzufassen. Die Figuren 25 a - d geben uns Einblick in die Entwicklung der Wetterlage innerhalb der genannten Periode.

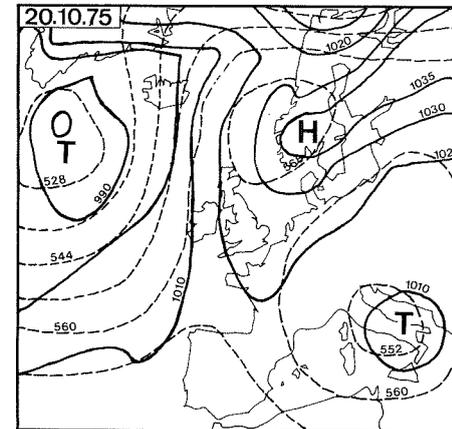
Figur 25 a zeigt uns die Situation des 20. Oktobers: Zwischen einem Tief über Südosteuropa und einem sich ausdehnenden kräftigen Hoch über Skandinavien fließt kühle Luft von Nordosten gegen die Schweiz.

Fig. 25 a - d

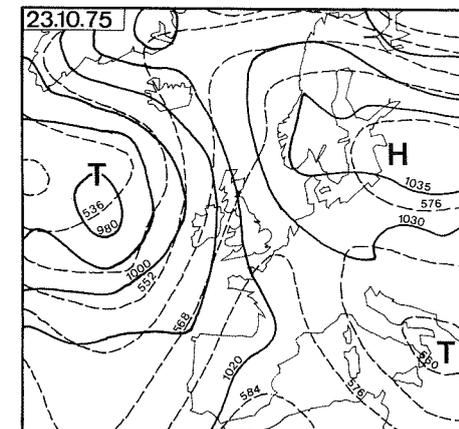
Die Entwicklung der Wetterlage vom 20. - 31.10.1975 anhand von vier ausgewählten Beispielen.

- ausgezogene Linien: Isobaren des Bodendruckfeldes
- gestrichelte Linien: Isobaren des Höhendruckfeldes

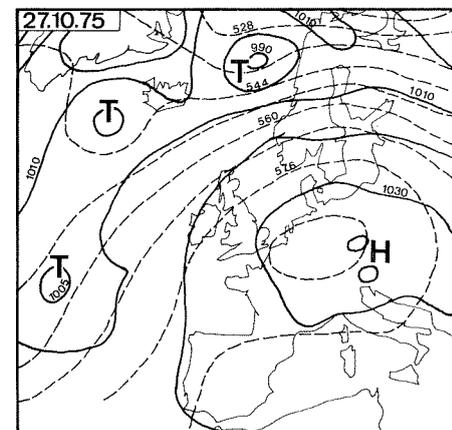
25a



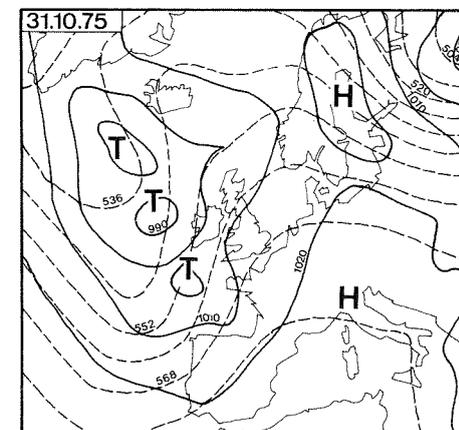
25b



25c



25d

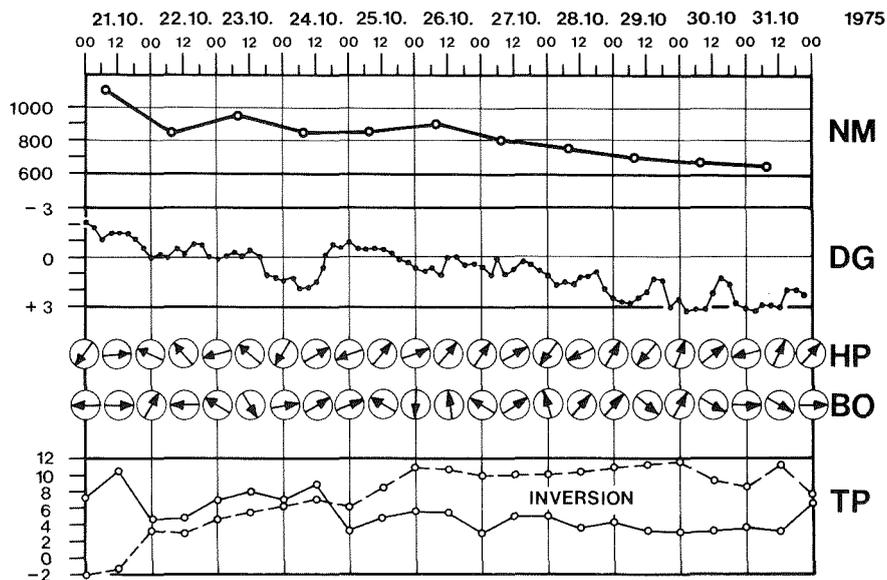


Damit sind sowohl von der Druckfeldkonfiguration als auch von der Luftmasse her die Voraussetzungen für eine Nebelbildung erfüllt. In der Folge dehnt sich das Hoch weiter aus, und in der Nacht vom 20. auf den 21. Oktober treten starke Aufhellungen ein. Die dadurch erfolgte Ausstrahlung führt über dem schweizerischen Mittelland zur Bildung einer ersten, allerdings noch nicht kompakten Nebeldecke mit sehr unterschiedlichen Obergrenzen (ca. 1'700 m ü.M. in der West- und Ostschweiz, ca. 1'100 m ü.M. in der Zentralschweiz). Figur 26 stellt den Ablauf der meteorologischen Ereignisse anhand ausgewählter Messgrößen im Schweizer Mittelland dar. Wir erkennen, dass die Nebelmeerobergrenze vom 21. Oktober an fast konstant absinkt. Sehr deutlich zeigt sich ihre bereits in Kapitel 10.2. beschriebene enge Korrelation mit dem Druckgradienten Payerne-Strasbourg.

Fig. 26

Der Verlauf der meteorologischen Elemente während der Zeit der gezeigten Fallstudie (21. - 31.10.1975)

NM Nebelmeerobergrenze im bernischen Mittelland (in m ü.M.)
 DG QNH-Druckgradient Payerne - Strasbourg (in mb)
 HP Richtung des Höhenwindes in Payerne (Sonde, 850mb)
 BO Richtung des Bodenwindes in Oeschberg
 TP Temperatur in Payerne (---- 850mb, ——— Boden, in °C)



Am 21. Oktober bewegt sich dieser Druckgradient stark gegen die positive Seite, und die Winde von Payerne (850mb: ca. 1'500 m ü.M.) und Oeschberg (ca. 490 m ü.M.) drehen erwartungsgemäss auf West. Die Nebelobergrenze sinkt dadurch deutlich ab, und die Temperaturkurven (Fig. 26 unten) zeigen den Uebergang zu einer Isothermen, in den tieferen Schichten wohl sogar inversen Temperaturschichtung.

Am 22. Oktober notieren wir wiederum den Wechsel zu einem leichten Bisengradienten (negative T-Differenz Payerne-Strasbourg), welcher dann auch zu einem leichten Anheben der Nebeldecke in der folgenden Nacht führt. Die Wettersituation des 23. Oktober (Fig. 25 b) zeigt, dass sich das Hoch über Skandinavien weiter nach Mitteleuropa ausgedehnt hat. Allmählich wird eher wärmere Meeresluft von Südwesten her gegen unser Land gesteuert. Der Kaltluftkörper des Mittellandes kann sich im Verlauf der Nächte weiter abkühlen, und die Mischung dieser Kaltluft mit den genannten feuchtwarmen Luftmassen reaktiviert die Nebelbildung erneut. Figur 27 a zeigt uns die ab Satellitenbild gezeichnete Nebelverteilung am 23. Oktober um 08.40 MEZ.

Die Nebelmeerobergrenze liegt im zentralen Schweizer Mittelland auf etwa 950 bis 1'000 m. Dies bedeutet, dass neben dem Gebiet des Rheintals zwischen Konstanz und Basel auch diverse Juraeregionen durch den Nebel bedeckt werden. Am Alpenrand greift der Nebel deutlich in die grossen, nordwärts mündenden Talungen (Aaretal, Vierwaldstättersee, Zürichsee, Toggenburg) hinein. Nur das Napfgebiet ragt klar aus der geschlossenen Nebeldecke heraus.

Am 24. Oktober steigt der Druck über den Alpen vorerst stark an. Auf Figur 26 lässt sich jedoch klar erkennen, dass sich der Druckgradient Payerne-Strasbourg noch ein letztes Mal deutlich gegen die negativen Werte hin verändert. Die Winde drehen ein weiteres Mal nach Ost, und die auch am 25. Oktober anhaltende Bisentendenz führt in der Nacht zum 26. Oktober zu einem erneuten Anstieg der Nebeldecke auf ungefähr 900 m (Obergrenze). In der Folge verlagert sich das nordeuropäische Hoch weiter nach Süden, und die Druckdifferenz Payerne-Strasbourg verschiebt sich konstant gegen positive Werte.

Figur 25 c zeigt uns die Situation am 27. Oktober: Im Bodendruckfeld beobachten wir ein flaches Hochdruckgebiet, in der Höhe herrscht noch immer eine leichte Bisentendenz. Flache Druckverteilung bedeutet, dass in der Grundschicht die Lokalwindeffekte kaum durch Gradientwinde gestört werden. Am 27. Oktober ergibt sich deshalb die in Figur 27 b gezeigte Nebelverteilung: Die Obergrenze liegt auf etwa 800 m. Nördlich des Juras lässt sich eine recht kompakte Hochnebeldecke erkennen. Doubstal und Delsberger Becken liegen ebenfalls unter einer Nebelschicht. Erstaunlich weit schieben sich diverse Nebellappen in die Alpenrandtäler hinein. Diese Tatsache mag darauf zurückzuführen sein, dass am Vorabend im Nebelkörper eine Nord- bis Ostströmung vor-

Fig. 27 a - c

Drei ausgewählte Wettersituationen mit der entsprechenden Nebelverteilung auf der Alpennordseite (ermittelt nach Satellitenaufnahmen von NOAA 5)

Fig. 27 a

Nebel-Nephanalyse vom 23.10.1975

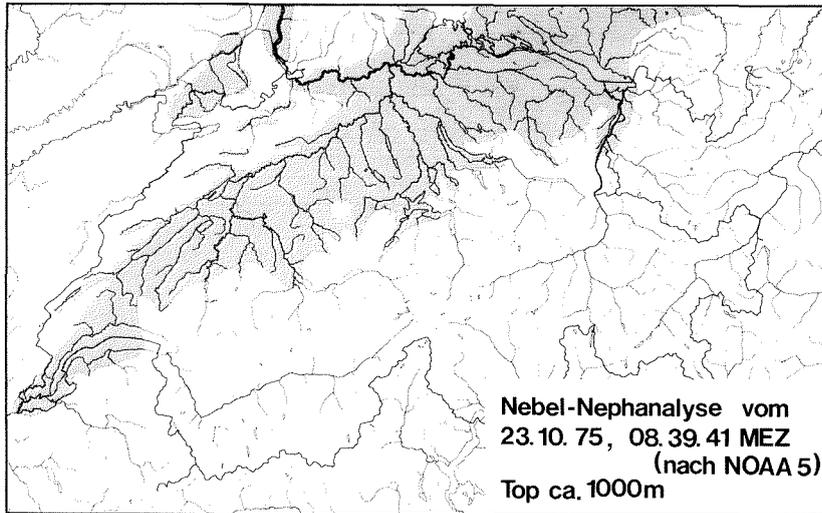


Fig. 27 b

Nebel-Nephanalyse vom 27.10.1975

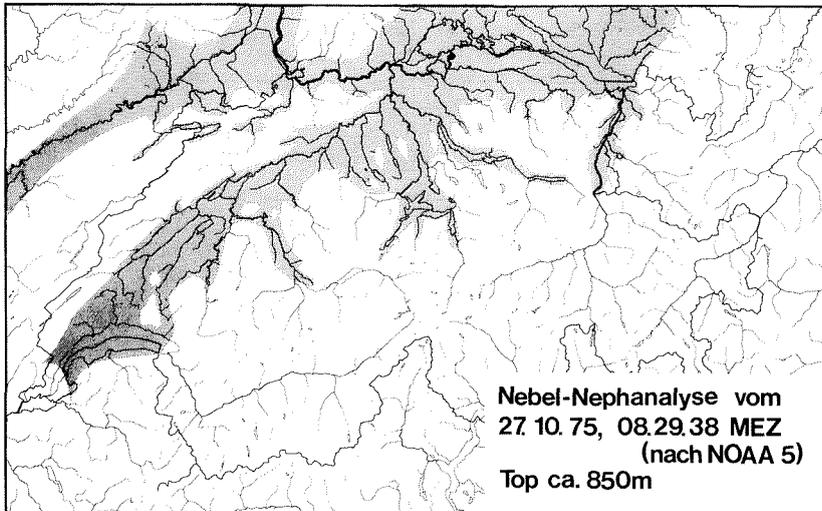
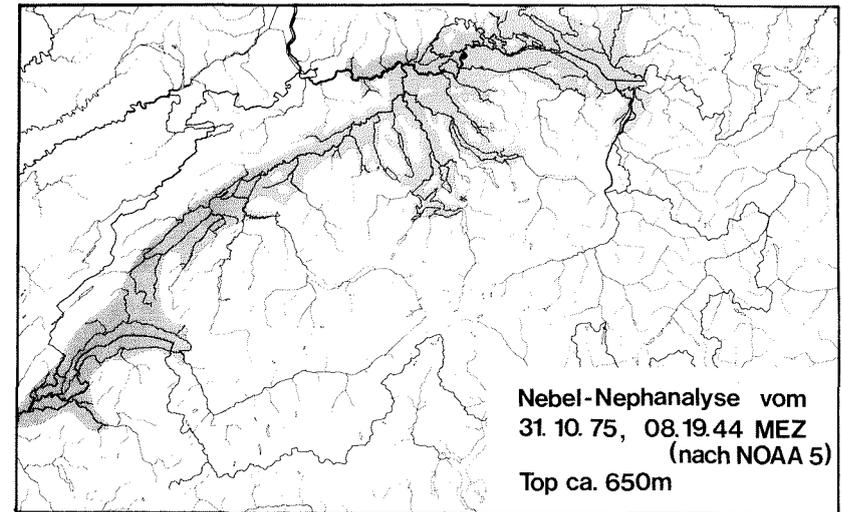


Fig. 27 c

Nebel-Nephanalyse vom 31.10.1975



herrschte, und es scheint, dass die kalten, nächtlichen Bergwinde aus dem Alpenraum die Nebelbildung eher begünstigen. Betrachten wir wiederum Figur 26: In der folgenden Tagen bewegt sich die Druckdifferenz Payerne-Strasbourg stark gegen die positive Seite. Die Winde drehen deshalb im Mittelland mehrheitlich auf Südwest. Immerhin kann sehr schön beobachtet werden, dass sich die Druckdifferenzen tagsüber stets stark vermindern. Diese Tatsache könnte zum Teil auf die thermische Wirkung des Alpenkörpers zurückgeführt werden, in dessen Bereich bei Hochdrucklagen am Tag eher ein tiefer, in der Nacht jedoch eher ein hoher Druck beobachtet werden kann. Wir werden uns mit dieser Tatsache im Kapitel 11.2. noch stärker auseinandersetzen. In Figur 26 erkennen wir schön, wie sich die Nebelobergrenze bis zum 31. Oktober weiter absenkt. Diese Bewegung dürfte zum Teil auch auf freien Föhn zurückgeführt werden, steigt doch die Morgentemperatur auf dem Jungfraujoch vom 21. bis zum 30. Oktober um 10°C an. Wir stellen ebenfalls fest, dass sich die Inversion im Mittelland sehr stark auszubilden vermag.

Figur 25 d zeigt uns die Druckverteilung am 31. Oktober: Wir befinden uns noch immer unter dem Einfluss hohen Drucks, der Luftdruck beginnt jedoch stark zu fallen. Die entsprechende Nebelsituation auf Figur 27 c zeigt, dass die Nebeldecke lediglich die tieferen Bereiche des Mittellandes einzuhüllen vermag (Obergrenze auf ca. 650 m). Der Raum Basel bleibt nebelfrei, und am Jurasüdfuss schiebt sich einzig durch die Klus von Balsthal ein kleiner Nebellappen ins Dünnerntal vor. Das Aaretal zwischen Bern und Meiringen bleibt total nebelfrei. Diese Verteilung dürfte uns sehr typisch auch die häufige Ausdehnung der Kälteseen im schweizerischen Mittelland bei Hochdrucklagen zeigen, in deren Bereich der Luftaustausch stark unterbunden bleibt, und wir müssen eigentlich bedauern, dass in Figur 26 nicht zusätzlich der zeitliche Verlauf der lufthygienischen Schadstoffkonzentration dargestellt werden konnte.

Wir möchten damit die Beschreibung der gezeigten Nebelperiode abschliessen und im nächsten Abschnitt aus der Fallstudie jene charakteristischen Erscheinungen herausgreifen, welche bei langandauernden Nebelmeersituationen im Mittelland regelmässig beobachtet werden können.

11.1.3. Allgemeine Erkenntnisse zur Entwicklung der Nebelmeere im schweizerischen Mittelland

1. In der Regel findet in der ersten Nebelbildungsphase ein Umstruktierungsprozess vom Boden- zum Hochnebel statt, wie er in Kapitel 8.1.1. beschrieben wurde. Dabei kann recht oft beobachtet werden, dass dieser Bildungsprozess an einer präexistente Dunstobergrenze ausgelöst wird, was auch von SCHIRMER (1970: 137) bestätigt wird.
2. Die Nebelmeere können nicht als reine Strahlungsnebel angesprochen werden. Normalerweise spielen auch Advektions- und Mischungsvorgänge eine ganz entscheidene Rolle.
3. Die Nebelobergrenze unterliegt ganz wesentlichen Bewegungen, welche direkt mit den kleinräumigen Schwankungen des Bodendruckfeldes korreliert werden können. Häufig sinkt die Obergrenze nach einem starken Anwachsen in der Bildungsphase allmählich ab. Diese Abfolge wird in der Regel bestimmt durch Hochdruckgebiete über Nordeuropa, welche sich allmählich gegen SW zurückziehen. Liegt das Hochdruckgebiet direkt über dem Alpenkörper, spielt der freie Föhn beim Abbau der über dem Mittelland lagernden Kaltluftschicht eine nicht unwesentliche Rolle. Im Hochwinter beobachten wir in der Entstehungsphase der Nebel sehr oft die Bildung einer Hochdruckbrücke zwischen dem Azorenhoch und der sibirischen Antizyklone.

4. Das Windregime als Ausdruck der herrschenden Druckfeldkonfiguration bestimmt im Wesentlichen die Ausmasse der genannten Schwankungen: Bei Bise registrieren wir in der Regel ein Ansteigen, bei flachen Hochdrucklagen mit Westwinden in der Mehrzahl der Fälle ein Absinken der Nebelobergrenze. Normalerweise erfolgt die Bewegung der Nebelobergrenze mit einer Verzögerung von 15 - 20 Stunden auf die entsprechende Druckschwankung. COURVOISIER (1976: 7 - 8) schlägt aus diesem Grunde vor, bei winterlichen Inversionslagen den Druckgradienten Payerne-Strasbourg als Prediktor für die Sonnenscheindauer des Folgetages zu verwenden.
5. Die Schwankung des Druckfeldes unterliegt einem Tagesgang, auf welchen zeitweise auch das Windregime reagiert. In der Nacht erhöht sich der Druck über den Alpen, und wir registrieren dem Talgefälle des Mittellandes folgende, südwestliche Winde. Tagsüber entsteht über den Alpen bei starken thermischen Winden die Tendenz zu einem lokalen Tief, und die Bodenwinde des Mittellandes drehen eher auf Nordost. So beträgt der mittlere QNH-Druckgradient Payerne-Strasbourg für die Zeit vom 21. - 31.10.1975 bei Nacht (Messungen von 04.00 und 07.00 MEZ) + 1,02mb. Tagsüber (Messungen 16.00 und 19.00 MEZ) sinkt er trotz des nicht eliminierten, allgemeinen Trends gegen positive Werte hin auf 0,36mb ab (vgl. Fig. 26)! Die erwähnten Tatsachen lassen es sinnvoll erscheinen, dass wir uns im nächsten Abschnitt mit der Dynamik innerhalb des Nebelkörpers noch etwas näher auseinandersetzen.

11.2. MODELLVORSTELLUNGEN ZUR STROMUNGSDYNAMIK DER NEBELMEERE IM ZENTRALEN SCHWEIZER MITTELLAND

Dem Studium der Strömungsvorgänge innerhalb der Nebelkörper kommt aus zwei Gründen eine grosse Bedeutung zu: An erster Stelle muss die Lufthygiene erwähnt werden, liegt doch ein wesentlicher Teil sowohl der industriellen Grosse mittelten als auch der betriebenen oder geplanten Kernkraftwerke in den Tiefenregionen des Mittellandes, auf dessen Anfälligkeit für langandauernde, winterliche Nebelmeersituationen bereits mehrmals hingewiesen wurde. Zweitens zeichnen die strömungsdynamischen Vorgänge für die Verbreitung und die vertikale Mächtigkeit der Nebelmeere verantwortlich. Sie mögen uns folglich helfen, die wichtigsten Verteilungsmuster der winterlichen "Schönwetternebel" zu erklären.

Zahlreiche wichtige Aspekte wurden bereits im letzten Abschnitt beschrieben; sie sollen hier durch weitere Zusammenhänge ergänzt und schematisch dargestellt werden.

11.2.1. Der Einfluss der orographisch-thermisch bedingten, kleinräumigen Druckgegensätze; Die Lokalwindssysteme

Wir möchten uns zuerst fragen, welche Strömungsmuster sich innerhalb der Nebelmeere abzeichnen, wenn dieselben von grossräumigen Strömungseffekten in der Form der Gradientwinde nur schwach beeinflusst werden. Diese Fälle treten dann ein, wenn der Kern einer Antezyklone direkt über dem Untersuchungsgebiet liegt. In diesem Fall können wir die durch orographische-thermische Gegensätze erzeugten Lokalwindssysteme innerhalb der Grundschicht gut verfolgen. Dabei muss jedoch betont werden, dass sich diese Winde innerhalb der Nebeldecke infolge der stark reduzierten Einstrahlung nur schwach ausbilden können. Wir haben 32 derartige Fälle mit einer geschlossenen Nebeldecke über dem bernisch-solothurnischen Mittelland herausgegriffen und für drei ausgewählte Stationen den Tag- Nacht - Windwechsel in der Grundschicht dargestellt. Dabei wurde zusätzlich der Anschluss an das nördlich angrenzende Gebiet des Raumes Basel gesucht. Die Wahl fiel generell auf Stationen, deren Standorte und Ablesegenauigkeiten für das Gebiet einigermaßen repräsentative Werte liefern dürften. Tabelle 17 enthält das Verzeichnis der verwendeten Stationen sowie einige Angaben zum Messsystem:

Tab. 17
Angaben zu den in der Folge dargestellten drei Windstationen

Ortsbezeichnung	Basel-Blotzheim	Payerne	Bern
Abkürzung	BS	PA	BE
Koordinaten	606.290/ 272.620	562.200/ 184.800	600.000/ 200.000
Höhe ü.M.	269 m	489 m	560 m
Windmesser (Typ)	Papillon	"Fuess "Universal"	Fuess "Universal"
Aufstellung	10 m/Boden	7 m/Boden	22 m/Boden (Hausdach)
Ablesung	Termin	Termin	Stundenwert

Die beiden Figuren 28 a und b zeigen uns die mittleren Strömungsverhältnisse, wie sie sich bei konvektiv-antizyklonalen bis indifferenten Druckfeldern, fehlender Bewölkung in der Höhe und bei geschlossenen Nebeldecken bei Tag und bei Nacht präsentieren.

Fig. 28 a + b

Hypothetische Darstellung der mittleren Strömungsverhältnisse im Raum Basel - Berner Mittelland - Berner Alpen bei Tag (16.00 MEZ) und am frühen Morgen (07.00 MEZ). Die dargestellten Windrosen stellen ein Mittel über 32 Tage mit konvektiven, antizyklonalen bis indifferenten Druckfeldern dar (Terminablesungen oder Stundenwerte von 15.30 - 16.30, bez. 06.30 - 07.30 Uhr). Die dargestellten Kreise zeigen die prozentuale Häufigkeit der Windherkunft (12-teilige Richtungsskala, 1. Kreis: 10%, 2. Kreis: 20%, 3. Kreis: 30%).

Die Lagen wurden mit Hilfe des in Kapitel 9.3. beschriebenen Wetterlagensystems ausgewählt (Auswahl aus den Gruppen + H₀ und ·F₀-Lagen). Die in der Figur zusätzlich gezeichneten Strömungspfeile bilden nicht bloss das Resultat der eingezeichneten Windauswertungen. Sie wurden zusätzlich mit Hilfe von Fallstudien, Messfahrten, Beobachtungen an Hochkaminen und Filmaufnahmen ermittelt.

Fig. 28 a

Strömungsverhältnisse im Nebelkörper am Ende einer Strahlungsnacht (07.00 MEZ)

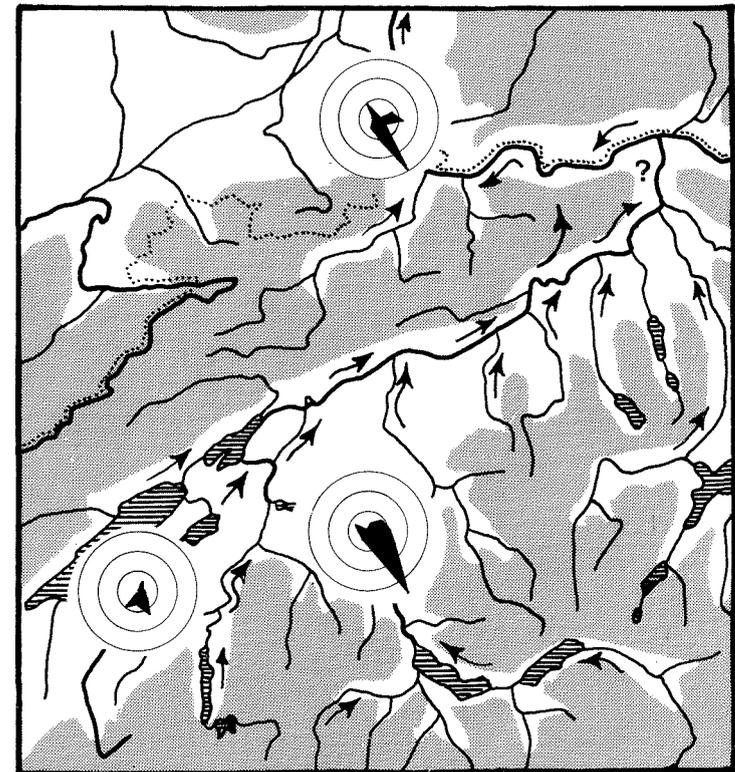
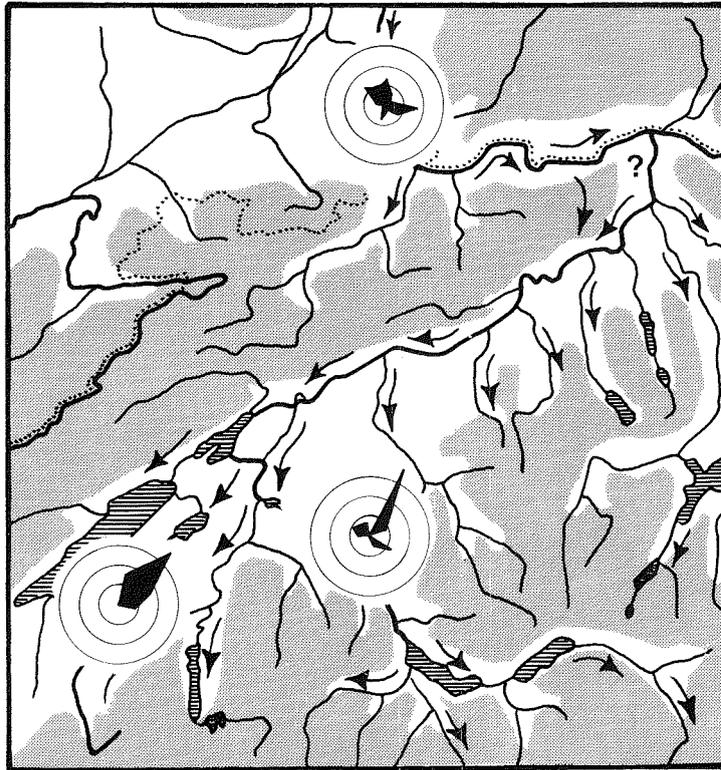


Fig. 28 b
Strömungsverhältnisse im Nebelkörper an einem Nachmittag mit starker Einstrahlung (16.00 MEZ)



Dabei erwies sich speziell das Medium Film (Zeitrafferverfahren) als äusserst gut geeignet für das Studium der Dynamik an der Nebeloberfläche. FRIEDERICH und HÄUSELMANN (1976) zeigten diese Strömungsstrukturen über der Stadt Bern, wobei sich das Berg- und Talwindssystem im Aaretal schön nachweisen liess. BERLINCOURT und HEIM (1978) konnten den Tag- Nacht- Windwechsel bei flachen Hochdrucklagen im Mittelland nachweisen (Filme aus den Räumen Gösgen sowie Bieler-/Neuenburgersee).

Trotzdem muss mit Nachdruck betont werden, dass es sich bei den in den Figuren 28 a und b gezeigten Strömungsstrukturen um hypothetische Vorstellungen handelt, welche unbedingt noch durch Detailmessungen überprüft und modifiziert werden müssen.

Studieren wir dennoch die gezeigten Strömungsverhältnisse, wie sie sich innerhalb des Nebelmeeres beim Fehlen grossräumig wirkender Gradientwindssysteme bei Tag und Nacht ausbilden: Als Vorbemerkung sei erwähnt, dass Südwest- und Nordostwinde auf Grund der Orographie den weitaus grössten Anteil aller Herkunftsrichtungen des Mittellandes ausmachen. Figur 28 a zeigt uns das Strömungsfeld, wie es sich am Ende einer Strahlungsnacht präsentiert. Wir erkennen, dass sich im Aaretal zwischen Bern und Thun sowie im Rheintal bei Basel bodennahe Winde erkennen lassen, welche eindeutig in Richtung des Talgefälles fliessen. Im bernischen Mittelland setzt sich eine deutliche Westkomponente durch. Diese Tatsache lässt sich auch aus den Arbeiten anderer Autoren (ACKERMANN 1959: 1, MAEDER 1968: 37) ableiten. Suchen wir nach den Gründen für diese Westströmung, so seien rein hypothetisch die drei folgenden genannt:

1. Der Kaltluftfluss folgt auch im Mittelland der allgemeinen Topographie, welche vor allem am Jurasüdfuss ein Gefälle Richtung Osten aufweist.
2. Wie bereits im letzten Abschnitt erwähnt wurde, steigt der Druck nach Sonnenuntergang über dem Alpenkörper leicht an, und es bildet sich ein lokaler Hochdruckrücken, aus dessen Zentrum die nächtlichen Bergwinde seitlich ins Vorland hinunterfliessen. Bei Beachtung der zum Teil beträchtlichen Distanzen müsste abgeklärt werden, ob sich bei den nach Norden ins Mittelland abfliessenden Luftmassen bereits die Corioliskraft bemerkbar machen kann, wodurch diese Winde leicht nach rechts abgelenkt würden (?).
3. Schliesslich strömen diese Bergwinde aus dem Alpenraum nach dem Muster des speziell gut dokumentierten "Aaretalwindes" (MESSERLI und MAURER 1973, MAURER 1977) praktisch aus südlicher Richtung ins Becken des tieferen Mittellandes, dessen Achse von SW nach NE verläuft. Es scheint daher verständlich, dass diese schwachen Winde auch aus strömungsdynamischen Gründen eher nach NE als nach SW abgelenkt werden.

Was uns jedoch erstaunen mag ist die Tatsache, dass sich bei strömungsschwachen Hochdrucklagen nicht nur in den Talungen der Aare zwischen Thun und Bern sowie des Rheins zwischen Waldshut und Basel, sondern auch im breiten Mittellandtrogl ein tagesperiodischer Windwechsel einzustellen scheint (Nacht: SW-Wind, Tag: NE-Wind). Diese Erscheinung konnte mit Hilfe des Zeitrafferfilms an einzelnen Tagen recht schön nachgewiesen werden (BERLINCOURT und HEIM 1978).

Figur 28 b zeigt uns zum Vergleich die Fliesstrukturen im Nebelmeer, wie sie sich oft am Tag abzeichnen: In der Mehrzahl der Fälle lässt sich dabei eine leichte Bisenströmung verfolgen. Wir haben zudem bereits in Kapitel 11.1. festgestellt, dass

der Druck über dem Alpenkörper tagsüber sehr oft absinkt. Es erstaunt uns deshalb kaum, dass sich dieser Vorgang auch im Windregime niederschlägt, indem die Winde talaufwärts dem Alpenkörper zufließen (Talwinde). Der Tag-Nacht-Windwechsel erfolgt dabei im Mittelland mit einer gewissen Verzögerung gegenüber den Alpentälern, und zur Zeit des tiefsten Sonnenstandes (Dezember, Januar) lassen sich in dieser Region nach unseren Feststellungen kaum tagesperiodische Winde verfolgen.

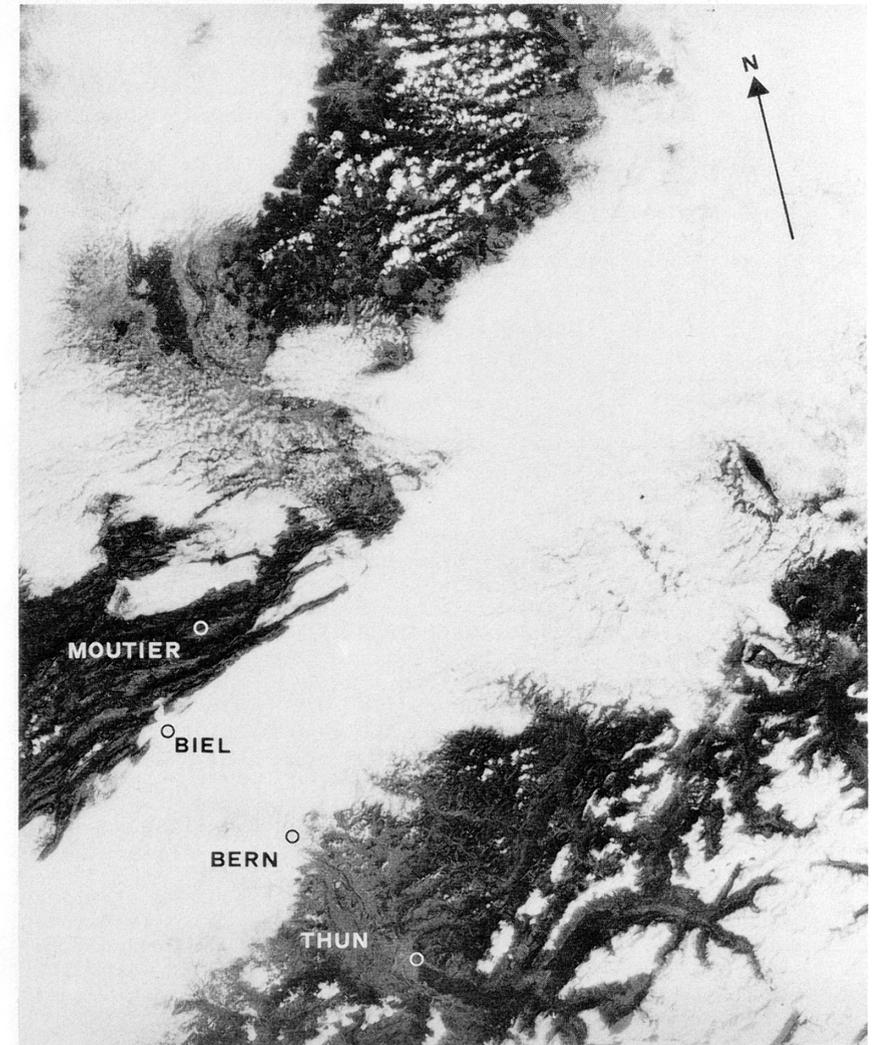
Die hier gezeigten Erkenntnisse dürfen uns keinesfalls zur Aussage verleiten, dass die genannten Windrichtungen in der gesamten Region nördlich der Alpen als dominant angesehen werden dürfen. Gerade die Situation im Rheintal zwischen Basel und Waldshut zeigt uns klar, dass auch dort die Winde tagsüber aus Westen gegen das Talgefälle fließen (LEHMANN et al. 1977: 287). Weiter lassen die Untersuchungen von NAGEL (1970) darauf schließen, dass sich die Strömungssysteme innerhalb der Grundschichten des Mittellandes und des Rheintals nur begrenzt miteinander verbinden lassen.

Abbildung 1 dürfte uns das Beispiel einer typischen Nebelsituation bei Ueberwiegen der Lokalwinde als Folge einer flachen Hochdruckverteilung zeigen.

Wir möchten die auf dem Satellitenbild gezeigte Nebelverteilung wie folgt kommentieren:

- Die Nebelobergrenze liegt im Höhenbereich von 700 - 800 m über Meer.
- Ueber dem Mittelland erkennen wir eine kompakte Nebeldecke, welche auch in den Tiefenregionen dem Boden aufliegt.
- Das Aaretal zwischen Bern und Meiringen bleibt total nebelfrei. Dies dürfte wenigstens teilweise auf die südöstlichen bis nordöstlichen Winde zurückzuführen sein, welche sich in der bodennahen Luftschicht trotz der schwach ausgebildeten Druckgradienten feststellen lassen.
- Aus den gleichen Gründen (Ostwinde) dringt der Nebel durch die Klus von Balsthal ins Dünnern- und Guldental ein.
- Das Delsberger Becken weist ebenfalls eine dichte, dem Boden aufliegende Nebeldecke auf.
- Im Raum Liestal - Basel - Müllheim beobachten wir eine lokale Auflösung der Nebeldecke. Auf Grund der bandartigen Strukturen innerhalb der dort vorherrschenden Stratocumulus-Bewölkung können wir annehmen, dass es sich um einen Leeffekt der bereits erwähnten östlichen Winde handelt.

Abb. 1
Satellitenaufnahme des LANDSAT-1 vom 20. September 1972, 10.49 MEZ (NASA, E - 1059 - 09493 - 6): Querschnitt Thuner/Brienzersee - Mittelland - Jura - Rheintal/Schwarzwald.



Zum Schluss unserer Betrachtungen zur Strömungsstruktur innerhalb der Nebelkörper, welche sich bei Wetterlagen mit schwachen Druckgradienten und demnach starken Lokalwindeinflüssen bilden kann, sei bemerkt, dass sich der gezeigte Windwechsel im Mittelland auch bei nebelfreien Situationen feststellen lässt. ACKERMANN (1959: 1) erwähnt, dass in Payerne in der Nacht (03.00 GMT) etwa doppelt so viele Südwest- wie Nordostwinde registriert werden. Am Tag gleicht sich dieses Verhältnis eindeutig aus. Die Auswertungen von ACKERMANN (1959: 2) zeigen weiter, dass sich dieser Effekt auf dem Niveau von 1'500 m ü.M. noch schwach nachweisen lässt. Demzufolge dürfte es sich bei den gezeigten Erscheinungen eindeutig um ein Phänomen der Grundsicht handeln, und wir beobachten in Zeitrafferfilmen tagsüber sehr häufig die Situation, bei der sich in der Nebelmasse trotz westlichen Höhenwinden mit leichten Cirrenfeldern eine klare Ostkomponente mit Windgeschwindigkeiten in der Grössenordnung von 1 - 2 m pro Sekunde in Bodennähe feststellen lässt.

11.2.2. Der Einfluss des grossräumigen Druck- und Strömungsfeldes

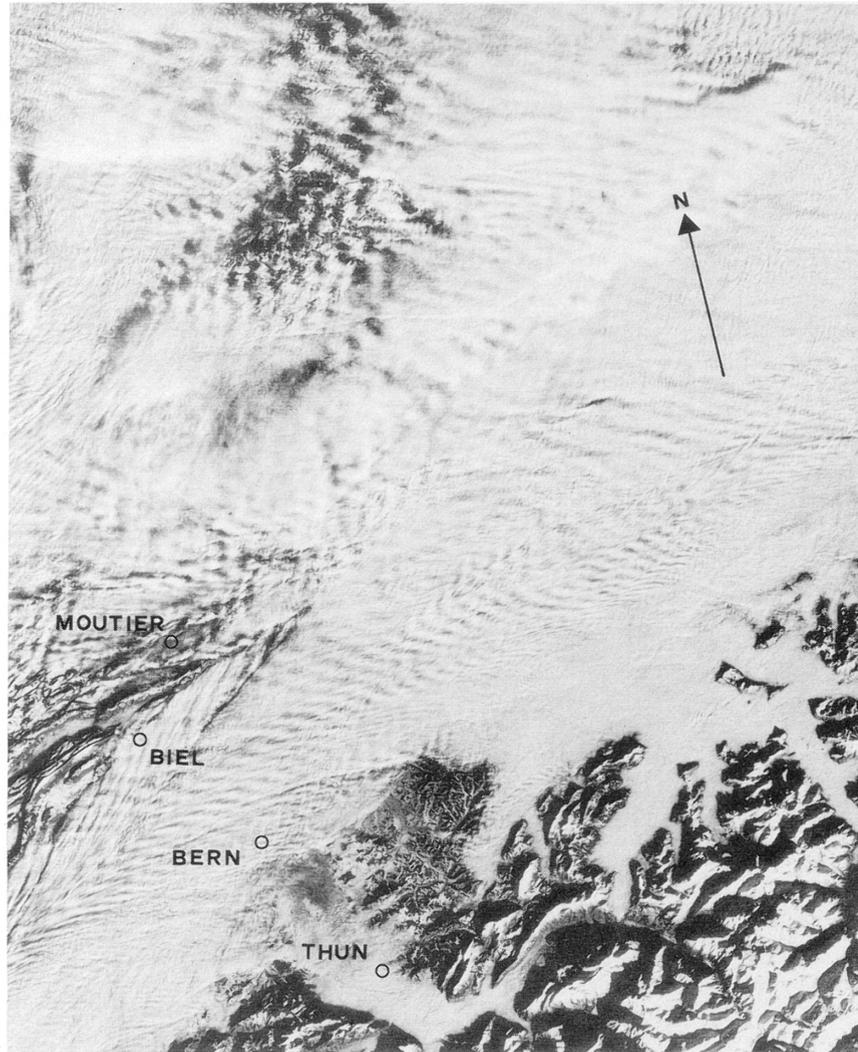
Häufig können wir die Feststellung machen, dass sich die Nebeldecke des Mittellandes bei einem steigenden Einfluss von Gradientwinden infolge der zunehmenden Turbulenz auflöst. Die mit mittleren Windgeschwindigkeiten verknüpften, abgehobenen Stratusschichten der Nebelmeere zeigen dagegen zur Zeit des tiefsten Sonnenstandes im Hochwinter eine grosse Persistenz und können oft nur durch die starken Winde zyklonaler Westlagen aufgelöst werden. Die erwähnten, mittelstarken Gradientwinde können sich dabei ohne weiteres bis in die Inversionsschicht der Nebelmeere durchsetzen, und sie lassen sich auch in den Bodenmessungen verfolgen. Handelt es sich dabei um West- oder Südwestwinde, so unterbinden diese die nächtlichen Bergwinde aus dem Aaretal in der Regel nicht, sondern sie nehmen dieselben an der Talmündung in ihr Strömungssystem auf. Häufig können wir auch die Feststellung machen, dass warme West- oder Föhnwinde auf die Nebeldecke oder auch nur auf die im Mittelland lagernde Kaltluft aufgleiten und diese von oben her abbauen. In der Regel lassen sich bei derartigen Wetter-situationen auch tagsüber in der Grundsicht kaum Ostwinde feststellen. Bleiben die Bedingungen für eine Nebelbildung auch bei stärkeren und anhaltenden West- bis Südwestwinden erfüllt, so können wir sehr oft eine recht hochreichende Stratusdecke beobachten, deren Obergrenze dabei meist stärkeren Schwankungen unterliegt. Es muss jedoch betont werden, dass dieser Fall sehr selten auftritt.

Viel häufiger treffen wir in Verbindung mit Stratusschichten und vorherrschenden Gradientwinden die folgende Situation: Ganztags anhaltende, kalte Nord- bis Ostwinde erfassen die ganze Grundsicht und bewirken einen Anstieg der Nebeldecke. Sie unterbinden teilweise ein Ausfliessen der Bergwinde aus dem Aaretal ins Mittelland und werden vor allem tagsüber mit Unterstützung der Talwinde bis weit in die Alpentäler hinein fühlbar (WINIGER 1974: 25). Abbildung 2 zeigt uns das in WINIGER (1974: 29) und WANNER (1976: 57) beschriebene Beispiel einer derartigen Bisenlage.

Aus Struktur und Verteilung des Nebels lassen sich die folgenden Erkenntnisse ableiten (teilweise nach WINIGER 1974: 25):

- Die Nordostströmung kann anhand der Hinderniswellen an der Nebelobergrenze schön verfolgt werden. Diese Wellen, welche durch die ins Mittelland vorspringenden Bergrücken (z.B. Weissenstein und Napf) erzeugt werden, bleiben über weite Strecken sichtbar, und ihr Einfluss dürfte bis in die bodennahen Schichten hineinreichen.
- Die Nebelobergrenze liegt im Höhenbereich von 850 bis 950 m über Meer.
- Der Nebel wird durch die Nordostwinde vor allem in die N-S oder NE-SW verlaufenden Täler der Alpen und des Emmentals hineingepresst (z.B. Entlebuch und Tal der Sarneraas).
- Die im Lee höherer Gebirgskämme liegenden Gebiete sowie quer zur Windrichtung verlaufende Täler bleiben grösstenteils nebelfrei (z.B. Emmental zwischen Zollbrück und Schangnau).
- Das Aaretal weist trotz seiner Lage quer zur Strömung eine Nebeldecke auf, und die Nordostwinde dürften mit Unterstützung des Talwindeffektes recht weit in die Alpentäler vordringen. Lediglich im Lee des Brünigpasses scheint sich der Einfluss einer stärkeren Bisenströmung feststellen, indem sich die Nebeldecke bis etwa in den Raum Brienz auflösen vermag.
- Im Jura bedeckt die Stratusschicht vor allem die tiefer liegende Zone des NE-Teils. Im Bereich des höheren Faltenjuras werden die einzelnen Täler ebenfalls von einer klar abgrenzbaren Nebelschicht bedeckt.

Abb. 2
Satellitenaufnahme des LANDSAT-1 vom 19. Dezember 1972,
10.50 Uhr MEZ (NASA, E - 1149 - 09502 - 6): Gleicher
Bildausschnitt wie auf Abbildung 1.



Normalerweise setzt sich die erwähnte Bisen tendenz auch während der Nacht durch. Als recht selten mag noch jene Situation bezeichnet werden, bei der sich die Nebeldecke des Mittellandes infolge starker Nordostwinde wesentlich früher als im Aaretal zwischen Bern und Meiringen aufzulösen vermag.

Am Schluss der Betrachtungen zum Einfluss der Gradientwinde auf die Strömung innerhalb der Nebelkörper interessiert uns die Frage, weshalb die Nebelobergrenze bei Bise ansteigt, bei westlichen Strömungen jedoch abzusinken beginnt. Die drei folgenden, in Kapitel 11.1. bereits angetöntten Gründe mögen zur Erklärung dieses Vorganges angefügt werden:

1. Westliche Strömungen folgen dem allgemeinen Gefälle des zentralen Mittellandes, das sich gegen Osten stark öffnet. Die Kaltluft kann deshalb wesentlich besser abfließen als bei östlichen Strömungen, bei welchen sie durch das Zusammenlaufen von Jura und Alpen im Raum Genf kanalisiert und teilweise gestaut wird. Diese Tatsache manifestiert sich bei Bisenlagen im Raum Genf in Form eines Düseneffektes, der zu einem starken Anstieg der Windgeschwindigkeiten führen kann.
2. Die Bildung hochliegender Stratusdecken (Obergrenze 1'100 - 1'500 m) kann oft nur durch eine Zufuhr kalter, kontinentaler Luftmassen aus östlicher Richtung erfolgen (SCHÜEPP 1950: 112 - 113). Beim Auftreten stärkerer Ostwinde bleibt dieses System im Hochwinter (tiefer Sonnenstand) recht stabil, da tagsüber die einfallende, kurzwellige Strahlung durch die Nebelschicht reflektiert wird, welche ihrerseits in der Nacht einen starken Strahlungsverlust im langwelligen Bereich erleidet.
3. Beim Auftreten südlicher bis westlicher Winde gleiten die im Winter wärmeren Luftmassen auf die in der Mittellandsenke liegende Kaltluft auf und bauen diese Kaltluftschicht von oben her ab. Wohl aus diesem Grunde registrieren wir bei der in Kapitel 9.6.1.5. (Fig. 22 f) gezeigten mittleren Nebelverteilung der konvektiv-antizyklonalen Hochdrucklage mit südlicher Höhenströmung eindeutig die tiefsten Nebelobergrenzen.

Damit sei auch gezeigt, dass uns die beiden im Satellitenbild vorgestellten Fälle deutlich jene zwei wichtigsten Situationen zeigen, welche im Winter im Mittelland für das Vorhandensein einer geschlossenen Boden- oder Hochnebeldecke verantwortlich zeichnen.

11.2.3. Die Wellenbewegungen an der Nebelobergrenze

Wer sich mit der Dynamik von Kaltluft- und Nebelkörpern beschäftigt, stösst früher oder später auf das Problem der wellenartigen Erscheinungen, welche sich an der Nebelobergrenze beobachten lassen. Wir denken dabei nicht an die bereits erwähnten grossräumigen, durch Druckgegensätze hervorgerufenen Schwankungen der Nebelmeerobergrenze, sondern an jene kurzzeitigen Bewegungen, welche wir von einem erhöhten Standort aus mühelos verfolgen können. BOUËT (1952: 114 - 115) hat derartige Wellen an der Nebelobergrenze von den Standorten Lavaux (530 m), Montana (1'500 m) und Mont-sur-Lausanne (715 m) aus beobachtet und die mittlere Periodenlänge der Wellenbewegungen notiert. Er stellt fest, dass sich vor allem in Lavaux eine sehr einheitliche Periodenlänge von sieben bis acht Minuten verfolgen liess. Allerdings war diesen Wellenbewegungen eine Ebbe-Flut-Bewegung mit einer Periodenlänge in der Grössenordnung von zwei Stunden überlagert, welche möglicherweise als Seiche angesprochen werden darf. BOUËT und KUHN (1970: 170 - 172) vergleichen das Beobachtungsmaterial aus dem Jahre 1970 (Mont-sur-Lausanne) mit den Berechnungen der Wellenlänge und der Fortpflanzungsgeschwindigkeit, wie sie sich anhand einer Formel in BOUËT und KUHN (1970: 172) bewerkstelligen lassen, welche von KUHN (1971: 124 - 127) hergeleitet wird. Sie vertreten die Ansicht, dass man im gezeigten Beispiel nicht zuletzt infolge der fehlenden Simultanbeobachtungen kaum auf die Existenz einer Seiche schliessen kann. Immerhin erwähnt HENSMAN (1971: 58 - 60) an einem Beispiel aus dem Raum Worcestershire (Grossbritannien) die Tatsache, dass sich die Bewegungen an der Nebelobergrenze des Strahlungsnebels tatsächlich mit dem Phänomen der aus der Hydrologie bekannten Seiche vergleichen lassen. WINIGER (1974: 24 - 30) zeigt schliesslich anhand des auch hier in Abbildung 2 gezeigten Satellitenbildes, dass wir bei Nordostwind im Schweizerischen Mittelland an der Nebelobergrenze jene bereits erwähnten orographisch bedingten Hinderniswellen verfolgen können, welche vom Ursprungsgebiet aus (z.B. Hörnli, Napf, Weissenstein) praktisch ungestört bis zum Genfersee weiterlaufen. Ähnliche Effekte zeigen sich auch in den Zeitrafferfilmen von BERLINCOURT und HEIM (1978), welche die Strömungen innerhalb des Nebelmeeres am Jurasüdfuss aus dem Raum Chasseral verfolgt haben.

Grundsätzlich lassen sich alle beschriebenen Vorgänge auf das Phänomen der Gravitationswellen zurückführen (KUHN, mdl. Mitteilung), welche sich nach den gezeigten Beobachtungen in zwei Gruppen einteilen lassen:

1. Wellen mit kurzer Periode, welche sich lateral ausbreiten (z.B. Hinderniswellen).

2. Stationäre Wellen in der Form der aus der Hydrologie bekannten Seiches mit langer Periode, das heisst die Nebeloberfläche schwingt um einen zentralen Knotenpunkt, und in den Uferzonen des Nebelkörpers (z.B. Hangregionen von Jura und Voralpen) lassen sich Ebbe- und Flutbewegungen verfolgen.

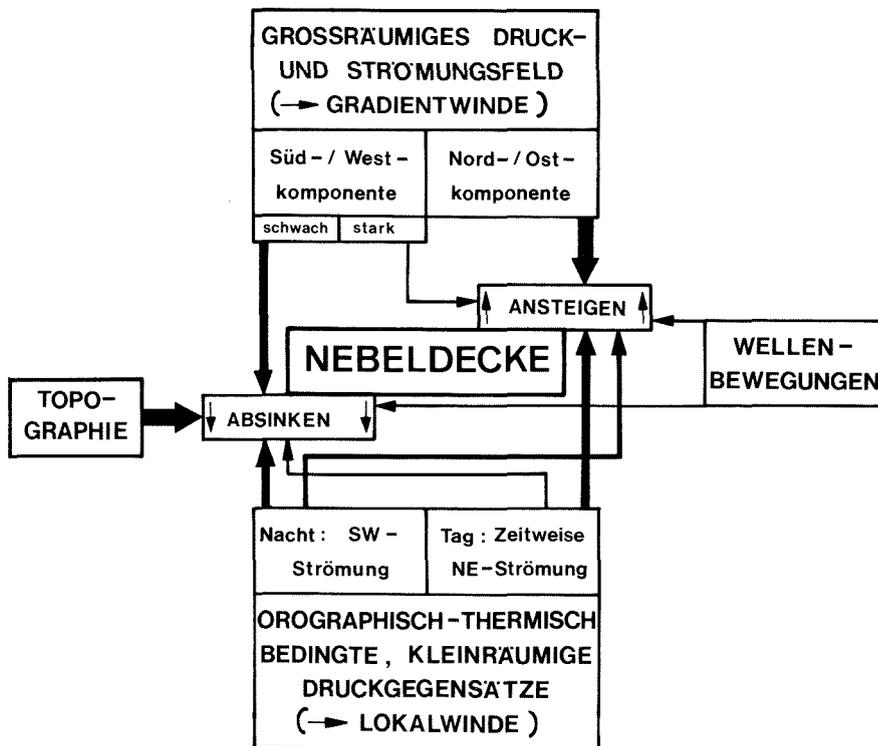
11.2.4. Zusammenfassung und Gedanken zu einer Modellvorstellung

Zum Abschluss unserer meteorologischen Betrachtungen zur Dynamik der Nebelmeere möchten wir die beschriebenen Vorgänge im zentralen Schweizer Mittelland in einem einfachen Schema zusammenfassen. Figur 29 zeigt uns die wichtigsten Einflussfaktoren, welche die wesentlichen Strömungsmechanismen innerhalb des Nebelkörpers auslösen. Der eigentliche Nebelbildungsmechanismus wird dabei nicht in die Uebersicht einbezogen, da für denselben eine Reihe von weiteren Faktoren verantwortlich gemacht werden können (allgemeine Wetterentwicklung, Luftmassenherkunft und -beschaffenheit, momentane Turbulenzverhältnisse, Intensität der nächtlichen Ausstrahlung usw.).

Wir möchten mit Nachdruck darauf hinweisen, dass sich die in Figur 29 gezeigten Einflussfaktoren auf die Strömungsdynamik in den Nebelmeeren des zentralen Schweizer Mittellandes beziehen. Sie können deshalb nicht vorbehaltlos auf andere Gebiete übertragen werden. Zum Aufbau des gezeigten Schemas sind folgende Bemerkungen anzubringen:

- Im Zentrum der Figur finden wir den Begriff der Nebeldecke. Für die räumliche Verteilung einer vorher gebildeten, kompakten Nebeldecke wird es vor allem wichtig sein, ob diese Nebeldecke ansteigt oder absinkt. Die durch Pfeile dargestellten Einflüsse auf die Bewegungen der Nebeldecke zielen deshalb alle auf die beiden Felder "Absinken", respektive "Ansteigen".
- Rund um den Begriff der Nebeldecke wurden jene Faktoren dargestellt, welche eine der beiden genannten Bewegungen auslösen. Ein Grossteil der bodennahen Windströmungen passt sich der Streichrichtung der Mittellandsenke an und kann deshalb in die zwei Hauptrichtungen Südwest (Süd/West) und Nordost (Nord/Ost) aufgespalten werden.
- Auf der linken Seite wurde der Einfluss der Topographie dargestellt. Wir haben in Kapitel 11.2.1. festgehalten, dass der grosse Kaltluftsee des Mittellandes, dem auch aus der Sicht der Nebelbildung eine grosse Bedeutung zukommt, aus topographischen Gründen (Talgefälle) gegen Osten ausfliessen muss. Dieser Effekt trägt wesentlich dazu bei, dass die Nebelobergrenze bei ausgeglichenen Bodendruckgradienten langsam abzusinken beginnt.

Fig. 29
Hypothetische Modellvorstellung zur Strömungsdynamik in den Nebelmeeren des zentralen Schweizer Mittellandes



- Auf der Oberseite der Figur finden wir den Einflussfaktor des grossräumigen Druckfeldes, welches in der Regel aperiodische und nicht mit dem Tagesgang korrelierte Strömungen erzeugt. Vor allem grossräumig auftretende Ostwinde führen zu einem

deutlichen Anstieg der Nebelobergrenze. Im Falle der Westströmungen können wir nur bei schwächeren Winden eine kompakte Nebeldecke beobachten. In der Regel führt eine derartige Situation zu einem deutlichen Absinken der Nebeldecke. Bei stärkeren Westströmungen kann sich die ansteigende Nebelschicht nur selten über mehrere Tage halten.

- Die Unterseite der Figur zeigt den Einflussbereich der orographisch-thermisch bedingten Druckgegensätze, welche bei der grossen Reliefenergie des Alpenraumes eine sehr wichtige Rolle spielen. In der Nacht beobachten wir häufig ein Absinken, tagsüber in der Regel einen Anstieg der Nebelobergrenze, welcher neben thermischen Einflüssen auch auf die zeitweise auftretende Bisenströmung zurückgeführt werden kann.
- Schliesslich wird rechts der Einfluss der Wellenbewegungen angefügt, welche ebenfalls eine kurzzeitige Schwankung der Nebelobergrenze hervorrufen können. Dabei muss betont werden, dass auch der Ursprung dieser Wellenbewegungen in der Konfiguration des Druckfeldes gesucht werden muss. Wie jedoch bereits erwähnt wurde, können die auslösenden Effekte und deren Wirkung noch kaum ausreichend erklärt werden.

Wir möchten schliesslich betonen, dass im Einzelfall alle genannten Einwirkungen beachtet und gegenseitig abgeschätzt werden müssen. Grundsätzlich müssen wir zuerst die Orographie und das grossräumige Druckfeld beachten, dem dann die durch kleinräumige Druckgegensätze hervorgerufenen Schwankungen und schliesslich die Wellenbewegungen zu überlagern sind.

Nach dieser Diskussion der dynamischen Vorgänge in den Nebelmeeren möchten wir uns fragen, wie sich die wichtigsten Nebelsituationen auch jahreszeitlich gliedern lassen.

11.3. JAHRESZEITLICHES AUFTRETEN DER WICHTIGSTEN NEBELSITUATIONEN IM UNTERSUCHUNGSGBIET

In vereinfachender Form können wir feststellen, dass Hangnebel vor allem in zyklonal geprägten, Boden- und Hochnebel dagegen in antizyklonalen Witterungsperioden auftreten. Wir möchten diese Aussage jedoch differenzieren und im Falle der Boden- und Hochnebel im Winterhalbjahr drei synoptische Situationen unterscheiden, welche sich im Verlauf des Winterhalbjahres häufig einstellen. Dabei lässt sich in der jahreszeitlichen Abfolge eindeutig eine Symmetrie feststellen.

1. Früherbst, Frühling: Im Früherbst und Frühling bilden sich häufig Flachdrucklagen oder flache Hochdrucklagen mit tiefliegenden Bodennebelschichten, welche sich im Verlaufe des Vormittags auflösen. SCHÜEPP (1950: 186 - 190) hat eine derartige Situation im Detail dargestellt. In der Regel handelt es sich um kleine Zwischenhochs, die sich als Ausläufer des Azorenhochs zwischen die atlantischen Störungen geschoben haben. Da sie sich meist kurz nach durchziehenden Störungen aufzubauen vermögen, ist ein grosses Feuchteangebot vorhanden, so dass schon nach kurzer nächtlicher Ausstrahlung Kondensation eintreten kann. SCHÜEPP (1950: 109) erwähnt zusätzlich die wichtige Tatsache, dass sich diese Hochausläufer mit der zunehmenden Abkühlung des europäischen Festlandes immer mehr stabilisieren. Die dadurch entstehenden frühherbstlichen Bodennebsituationen liessen sich in Figur 11 (Kap. 8.3.1.) bereits sehr klar abgrenzen.

2. Herbst, Spätwinter: Vor allem im Herbst lassen sich häufig Situationen feststellen, bei denen sich Hochdrucksituationen über mehrere Tage erhalten können. Als typisches Beispiel dazu mag die in Kapitel 11.1.2. beschriebene Fallstudie angeführt werden: Häufig handelt es sich um kräftige Hochdruckgebiete, welche sich nördlich unseres Landes aufbauen (Skandinavien, Baltikum) und in der Folge langsam gegen Süden vordringen, wo sie nach einigen Tagen durch eine ostwärts vorrückende Störung abgelöst werden. In Figur 16 (Kap. 8.6.) zeichnen sich diese Fälle in Form einer ersten Häufigkeitsspitze geschlossener Nebeldecken während des Monats Oktober ab.

3. Hochwinter: Oft stellen sich bereits beim letztgenannten Beispiel Situationen ein, welche durch die Bildung einer Hochdruckbrücke zwischen dem Azorenhoch und der kalten, sibirischen Antizyklone geprägt werden. In der Regel treten jedoch derartige Druckverteilungen vor allem im Hochwinter auf, wenn sich die europäische Landmasse vollständig abgekühlt hat.

Eine etwas detailliertere Uebersicht über die wichtigsten nebelbringenden Situationen mag uns noch Tabelle 18 geben.

Sie basiert auf dem bereits mehrmals benützten Klassifikationssystem der Morgennebel quer durch die Schweiz (1961/62 - 1973/74, Sept. bis März, 07.00 MEZ) und stellt ein Nebenprodukt der Auswertungen für das Berner Mittelland dar. Generell bestätigen sich die vorher gemachten Aussagen über die Grosswetterlage:

- Im Früherbst bringen vor allem die Wetterlagen 1 (windschwache Hochdrucklage), 6 (windschwache Flachdrucklage) und 10 (Flachdrucklage/Höhenstrom S) oft Bodennebel.

- Im Herbst erzeugen neben den Hoch- und Flachdrucklagen folgende Lagen Boden- oder Hochnebel: 24 (Nordlage mit Winddrehung und Höhenhoch), 27 (Ostlage mit Gleichstrom und Höhenhoch), 32 (Südlage mit Gleichstrom und Höhenhoch), 39 (Bodenstromlage mit Höhenhoch).
- Im Hochwinter sind es vor allem die Lagen 4 (Hochdrucklage mit Höhenstrom E) und 9 (Flachdrucklage mit Höhenstrom E) sowie die vorhin bereits genannten Nummern 24, 27 und 39, welche markante Hochnebeldecken aufweisen.
- Beim Hangnebel zeichnet sich deutlich das Novemberschwergewicht (Novemberstürme) ab, und als wichtigste Lagen treffen wir die Nummern 16 (Westlage mit Jet), 21 (Nordlage mit Jet) und 25 (Nordlage mit Winddrehung und Höhentief).

Tab. 18
Nebelbringende Wetterlagen des Winterhalbjahres (Nummern gemäss Tab. 12 in Kapitel 9.3.2.)

Monat	Bodennebel		Hochnebel geschlossen	Hangnebel
	lokal	geschlossen		
September	1/10/17	6/	6/	
Oktober	10/	1/2/3/5/6/32/ 39	4/6/9/24/27 39	35/
November		1/2/3/6/32/ 39	6/9/39/	15/16/21/25/31/ 35
Dezember		3/5/39	4/9/24/27/ 39	20/21/
Januar		39/	4/24/27/39	25
Februar			40/	16/25/40
März		1		

Am Schluss der meteorologisch-synoptischen Analyse des Nebelgeschehens möchten wir den Schritt zur praktischen Anwendung vollziehen und im nächsten Kapitel versuchen, eine statistische Nebelprognose zu entwerfen.

12. EIN VERSUCH ZUR PROGNOSTIZIERUNG DER RAEUMLICHEN NEBELVERTEILUNG IM GEBIET DES BERNISCHEN MITTELLANDES

12.1. ALLGEMEINE BEMERKUNGEN

In der Einleitung wurde bereits darauf hingewiesen, dass die Nebelprognose zum wichtigen Hilfsmittel für den Verkehrsteilnehmer geworden ist. Da der Bodennebel noch heute den Flugverkehr ganz massiv behindert, verfügen praktisch alle grösseren Flugplätze über Nebelchecks oder sogar operationell einsetzbare Prognosemodelle. Beim Studium dieser Modelle bestätigt sich erneut die bereits wiederholt gemachte Feststellung, wonach der Nebel als sensibles und nur mit grossem Aufwand messbares Wetterphänomen bei der Prognose kaum hohe Trefferraten erzielen kann (SAUNDERS und OGDEN 1958).

In der vorliegenden Arbeit haben wir uns zum Ziel gesetzt, eine Nebelprognose für ein genau definiertes Gebiet zu erstellen. Da jedoch der Nebel auf kleinste Lokaleinflüsse (Ueberbauungen, Wasserflächen, Lokalwinde usw.) deutlich reagiert, ist bereits angedeutet, dass bei einem derartigen Vorgehen die Variablenauswahl mit grösster Vorsicht vorgenommen werden muss.

12.2. EINIGE HINWEISE AUF BISHERIGE ARBEITEN

Es kann nicht das Ziel dieser Arbeit sein, einen umfassenden Ueberblick über die heute vorliegenden Prognosemethoden zu geben. Das Studium der wichtigsten Fachzeitschriften zeigt uns, dass bis heute weit über hundert Arbeiten mit dem Thema Nebelprognose publiziert wurden. Wir möchten bloss einige dieser Arbeiten herausgreifen und in chronologischer Reihenfolge diskutieren. Das Augenmerk soll dabei auf wichtige, auch in unseren Raum übertragbare Erkenntnisse gerichtet werden. Dies bedeutet, dass wir uns in erster Linie mit der Prognose des Strahlungsnebels zu befassen haben. Dabei wird in vielen Arbeiten die auch von uns festgestellte Tatsache bestätigt, wonach die Bildung der Nebel im Untersuchungsgebiet höchst selten auf einen einzigen Einfluss wie beispielsweise die nächtliche Ausstrahlung zurückgeführt werden kann (vgl. Kap. 11.1.3.).

GEORGE (1941: 236) erwähnt, dass sich der Strahlungsnebel im Gegensatz zum Advektionsnebel wesentlich leichter prognostizieren lässt. Er präsentiert eine empirisch gefundene Formel, mit deren Hilfe die Zeit der Bildung von nächtlichen Strahlungsnebeln in Abhängigkeit der täglichen Sonnenscheindauer und der Taupunkterniedrigung bei Sonnenuntergang bestimmt werden kann. Allerdings kann diese Kurve nur dann Verwendung finden, wenn eine Reihe von Bedingungen erfüllt bleibt (z.B. Vorhandensein von Bewölkung während des Tages, Fehlen einer Schneedecke, Ausbleiben von Föhnwinden, Bewölkungsauflösung in der Nacht).

HOOVER (1950) zeichnet Diagramme für die Vorhersage nächtlicher Strahlungsnebel im Raum Elkins (West - Virginia). Er zeichnet zweidimensionale Koordinationssysteme, auf deren Achsen die Gradientengeschwindigkeit (x-Achse) und die Taupunktdifferenztemperatur (y-Achse) abgetragen werden. In die Felder dieser Koordinatendiagramme werden für die wichtigsten Windrichtungen die Isoplethen der Nebelwahrscheinlichkeit und der Bildungszeiten dargestellt.

In unserem Lande hat SCHNEIDER (1952, 1954 und 1957) sehr bedeutende Beiträge zum Erscheinungsbild und zur Vorhersage der Strahlungsnebel geliefert. Er ermittelt den Termin der Nebelbildung auf dem Flughafen Zürich-Kloten, indem er zuerst jene Temperatur bestimmt, bei der sich dieser Nebel bilden wird. Mit Hilfe von Erfahrungswerten über den zeitlichen Verlauf der nächtlichen Temperaturabnahme lässt sich anschliessend die Zeit der Nebelbildung recht genau abschätzen.

CHAKRAVORTTY (1955) zeigt eine einfache Formel, mit deren Hilfe ebenfalls die Bildungszeit der Strahlungsnebel, welche im Verlaufe der Nacht oder am folgenden Morgen in Kalkutta auftreten, prognostiziert werden kann. Er verwendet dabei die Radiosondenaufstiege des Vorabends und veranschaulicht die Methode durch ein einfaches Diagramm.

PETTERSSSEN (1956, II: 125 - 129) empfiehlt speziell das Prognose-diagramm von SWINBANK (zit. in PETTERSSSEN 1956, II: 132), welches physikalische und statistische Elemente in geschickter Form vereinigt. Im genannten Diagramm wird die Bildung von Nebel in gewissen Gebieten Grossbritanniens mit Hilfe der vier Parameter Bewölkungsmenge, vertikaler Feuchteverlauf, Windscherung und Taupunktdepression prognostiziert.

DRIMMEL (1958) beschreibt ein einfaches Strahlungs-Turbulenz-Modell, bei dessen Verwendung die Hochnebel im Wiener Becken vorhergesagt werden können. Er weist auf die auch bei uns gemachte Feststellung hin, wonach sich Hochnebel nur bei grosser Nachtlänge, starker nächtlicher Ausstrahlung und leichter Turbulenz bilden können. In der Regel sind es die Hochdruck-Randlagen (Hoch über Ost- oder Südosteuropa), welche für derartige Verhältnisse in Wien verantwortlich gemacht werden können.

Eine schöne Zusammenstellung über Probleme und Literatur der Nebelprognose findet sich im Protokoll einer Tagung des britischen Meteorological Office (SAUNDERS und OGDEN 1958). Dabei wird wiederholt festgestellt, dass Formeln oft nur schwierig anwendbar sind. Im Vordergrund steht allgemein die Verwendung des Taupunktes und der Taupunktdifferenztemperatur, deren Prognose aber nach wie vor Probleme bringt.

TANDBERG (1958) weist in einer Detailanalyse der Nebelverhältnisse im Gebiet des Osloer Flughafens (Fornebu) auf die grosse Bedeutung des Druckfeldes und der davon abhängigen Gradientwinde hin, welche als wichtiges Prognosehilfsmittel herbeigezogen werden können.

BEZOLD (1959) entwickelt für den Flugplatz Erding (BRD) eine objektive Vorhersagemethode für geringe Sichtweiten. Aus den Prediktoren des Vorabends (Gradientwind auf Grund der QFF-Druckdifferenzen, QFE-Druckwert, Temperatur, Taupunkttemperatur) wird ein Algorithmus aufgebaut, mit dessen Hilfe entschieden wird, ob die Sichtweite am nächsten Morgen zwischen 06.00 und 09.00 GMT mehr oder weniger als eine Meile beträgt.

In ähnlicher Weise geht WITTMANN (1962) bei der Prognostizierung des Strahlungsnebels auf dem Flughafen München - Riem vor. Er erwähnt, dass vor allem bei Verwendung der Prediktoren Taupunktdifferenztemperatur, Richtung des Bodenwindes und Richtung des Höhenwindes gute Ergebnisse erzielt werden.

Auch CARSON und HARDY (1963) stellen ihre Prognose des Winternebels auf dem International Miami Airport auf eine objektive Basis. Sie ermitteln vorerst aus Temperatur und Taupunkttemperatur in einem Diagramm einen Sättigungsparameter, um dann in einer zweiten Graphik mit Hilfe von Windgeschwindigkeit und -richtung einen lokalen Synoptikparameter zu definieren. Schliesslich kann aus einer dritten Darstellung mit Hilfe der beiden Grössen die Nebelwahrscheinlichkeit sowie die mittlere Sichtweite ermittelt werden.

ZITNIK (1967) stellt für den Flughafen Ljubljana eine Nebelprognose auf, die sich auf die beiden Prediktoren Bodendruckfeld und Windströmung im 700 mb - Niveau abstützt.

GRIFFITH (1968) leitet aus mehreren Formeln ein praktisches Diagramm ab, aus dem sich unter Benützung der stündlichen Temperaturerniedrigung und der Temperatur bei Sonnenuntergang die Zeit der Nebelbildung sehr einfach bestimmen lässt.

PATTERSON und CRABTREE (1970) nehmen auf eine Reihe von Arbeiten Bezug, welche sich mit der Prognose der Nebelauflösung befassen. Sie zeigen einmal mehr, dass sich dann bessere Resultate einstellen, wenn der Parameter der Sonneneinstrahlung durch einen Turbulenz- oder Mischungsparameter (in diesem Fall kreuzweise angeordnete Gradienten des Bodendruckfeldes) ergänzt wird.

BALZER (1972) testet zuerst mit Hilfe des KOLMOGOROFF-SMIRNOW-Tests 30 Parameter auf ihre Trennschärfe bezüglich der Gruppen "Hochnebel" und "Kein Hochnebel". Hierauf entwickelt er aus den günstigsten Parametern (Taupunktdifferenztemperatur am Boden und auf dem 850 mb - Niveau, Windrichtung am Boden und auf dem 600 mb - Niveau) einen Algorithmus, mit dessen Hilfe ein ja/nein - Entscheid gefällt werden kann. Für nicht eindeutig klassifizierbare Fälle werden als zusätzliche Hilfe die Parameter Aenderung des bodennahen Taupunktes, Bodenwindgeschwindigkeit und thermische Advektion (ermittelt aus der Winddrehung zwischen 900 und 2'000 m) ins Modell einbezogen.

ZVEREV (1972) fasst ebenfalls die wichtigsten Erkenntnisse der Vorhersage der Strahlungsnebel zusammen. Er betont die grosse Bedeutung der Prognostizierung der Wolken und des Windes. Anschliessend präsentiert er eine Vorhersagemethode, welche auf der Abschätzung der nächtlichen Minimumtemperatur und der Taupunktstemperatur basiert.

Schliesslich weist COURVOISIER (1976) auf die Benützung des Bodendruckgradienten hin, welcher sich sehr gut für die Vorhersage der Nebelmeerhöhe und der relativen Sonnenscheindauer bei winterlichen Inversionslagen eignet. Er verwendet für die Stationen der Alpennordseite den QNH - Druckgradienten Payerne - Strasbourg, für den in unseren Arbeiten eine sehr hohe Korrelation zur Nebelverteilung im schweizerischen Mittelland berechnet worden ist (vgl. Kap. 10.2.).

Abschliessend dürfen wir feststellen, dass sich die Strahlungsnebelprognose auf Grund der diskutierten Arbeiten vor allem auf die Kenntnis des dreidimensionalen Druck- und Strömungsfeldes, der Bewölkung sowie der Vertikalstruktur von Temperatur und Feuchte abstützt. Diese Erkenntnis soll demnach die Grundlage der in Kapitel 12.5. gezeigten Auswahl der Prognosevariablen (Prediktoren) bilden.

12.3. DIE DISKRIMINANZANALYSE ALS PROGNOSEMETHODE

Die in Kapitel 4.2.3. beschriebene Methode der linearen Diskriminanzanalyse von FISHER dürfte sich neben der Regressionsanalyse auszeichnen für die Zwecke der Wetterprognose eignen. MILLER (zit. in HERRMANN 1974: 369) hat dieses Verfahren 1962 erstmals in der Meteorologie angewandt, und GUTERMANN (1970) hat die Methode als erster in unserem Lande für die Wetterprognose nutzbar gemacht (Föhnprognose). Wie wir oben zeigen konnten, gehört der Nebel ausgesprochen zu jenen Wetterelementen, deren Vorhersage sich auf die gleichzeitige Berücksichtigung von mehreren Wetterparametern abstützen muss. Die Diskriminanzanalyse bietet einen ausgezeichneten Ansatz zur Lösung derartiger Probleme. Sie lässt sich speziell im Zwei-Gruppenfall schön veranschaulichen (Fig. 1).

Sie kann dabei als typische Anwendung der "Objective Forecast Study" bezeichnet werden, welche auf der Basis statistisch ausgedrückter Zusammenhänge zwischen momentan gemessenen oder beobachteten Wetterparametern und dem zukünftigen Wetterzustand oder -verlauf aufgebaut ist.

Es erstaunt uns kaum, dass das Verfahren deshalb auch von CHAMBETTAZ et al. (1971) für die Prognostizierung des Nebels auf dem Flughafen Genf-Cointrin benützt wurde. Als Prognoseparameter eigneten sich dabei vor allem die Sichtweite, die Temperatur, die Taupunktdifferenztemperatur, das Temperaturmaximum und die Bewölkung. Die Resultate der genannten Arbeit haben uns dazu ermutigt, auch in unserem Fall die Diskriminanzanalyse zu verwenden.

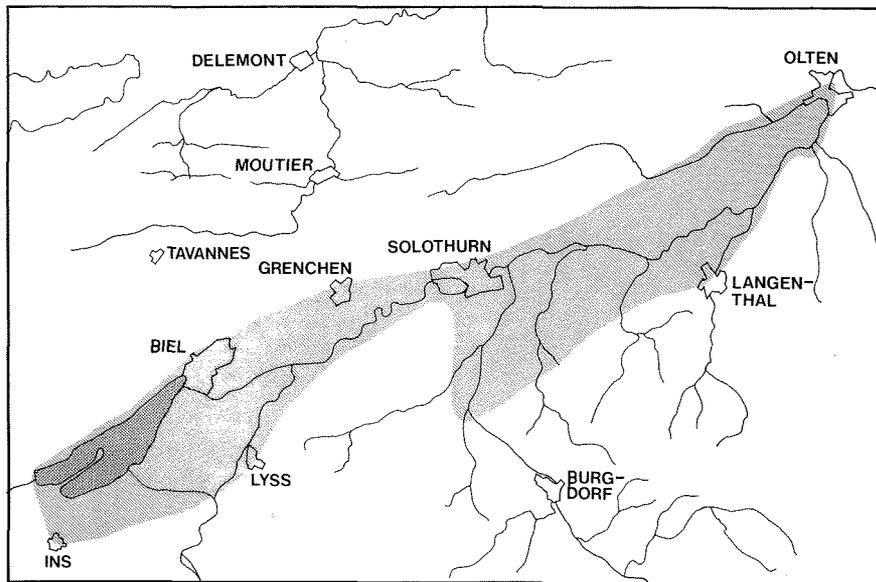
12.4. ZIELSETZUNG

Wir haben mehrmals erwähnt, dass sich in einer Nebeldecke immer dichte und aufgelockerte Zonen feststellen lassen. Betrachten wir jedoch einen grösseren Raum, so können wir immerhin Gebiete

mit einem mehr oder wenig einheitlichen Nebelgeschehen abgrenzen. Wir haben uns deshalb entschlossen, unsere Nebelprognose für einen grösseren Raum und nicht bloss einen bestimmten Standort vorzunehmen. Die Wahl fiel dabei auf jene Region des Untersuchungsgebietes, welche bei winterlichen Hochdrucklagen die grössten Nebelhäufigkeiten aufweist (vgl. beiliegende Nebelkarte). Figur 30 zeigt uns die genaue Abgrenzung dieses Untersuchungsgebietes.

Fig. 30

Abgrenzung des Gebietes, für welches die gezeigte Prognosemethode als gültig angesehen werden darf



Da das zur Verfügung stehende Datenmaterial kaum die Möglichkeit bot, während eines Tages mehrmals eine Prognose mit der Angabe der Nebelbildungszeit sowie der zu erwartenden Nebelverteilung aufzustellen, mussten wir uns einerseits auf einen einzigen Zeitpunkt und andererseits auf zwei wichtige Prognoseparameter beschränken. Wir haben uns deshalb entschlossen, am Vorabend um 19.00 Uhr MEZ eine regionale Nebelprognose für den folgenden Morgen um 07.00 Uhr MEZ (Zeitpunkt der maximalen Morgennebelausdehnung) zu geben. Dabei beschränkten wir uns auf die zwei folgenden Vorhersagen :

1. Bildet sich im Untersuchungsgebiet zum Prognosezeitpunkt eine geschlossene Nebeldecke in der Form von Boden- oder Hochnebel (Binärentscheid)?

2. Auf welcher Höhe liegt zum Prognosezeitpunkt die mittlere Obergrenze dieser Nebeldecke ?

Auf die Prognostizierung des Zeitpunktes der Nebelauflösung wurde im Rahmen dieser Arbeit verzichtet. Diese richtet sich mit Vorteil nach der Sonneneinstrahlung sowie nach der herrschenden Turbulenz.

12.5. ZUR AUSWAHL DER PREDIKTOREN

In einem ersten Schritt musste aus den zur Verfügung stehenden Beobachtungs- und Messdaten eine Auswahl der bestgeeigneten Parameter (Prediktoren) getroffen werden. Bei der Auswahl dieser Parameter stützten wir uns auf Erkenntnisse über die Bildungsbedingungen der Nebel im Untersuchungsgebiet ab (vgl. Kap. 11). Zuerst wurden aus 30 zur Verfügung stehenden Prediktoren anhand einer ersten Testreihe 13 ausgewählt, welche eine relativ gute Trennung zwischen Nebel- und Nichtnebelereignissen zulassen. Tabelle 19 gibt uns einen Ueberblick über diese 13 Prediktoren.

Tab. 19

Die für die weitere Bearbeitung der Nebelprognose ausgewählten 13 Parameter (Prediktoren). Im Feld ganz links wurden zusätzlich die Faktoren aufgezählt, auf denen die Auswahl der 13 Parameter basiert.

Faktoren, welche für die Nebelbildung wichtig sind	Nr.	Station	Definition des Parameters (Prediktors)	Zeitpt. d. Beob. (MEZ)	Abkürzung
Nächtliche Ausstrahlung	1	Jungfrauoch	Bewölkung (Schätzung in Achteln)	19.00	BEJU
	2	La Chaux-de-Fonds	Bewölkung (Schätzung in Achteln)	19.00	BELACH
	3	Oeschberg	Bewölkung (Schätzung in Achteln)	19.00	BEWOS
Turbulenz, Advektion	4	Payerne (Sonde)	Windgeschwindigkeit (850 mb-Niveau, Knoten)	13.00	WIPA
	5	Oeschberg	Windgeschwindigkeit (10 m/Boden, km/h)	19.00	WIOS
	6	Payerne, Strasbourg	QNH-Druckdifferenz (Payerne - Strasbourg)	19.00	DRUDISTR
	7	Payerne, Zürich	QNH-Druckdifferenz (Payerne-Zürich)	19.00	DRUDIZH
Temperaturschichtung (Inversionen)	8	Payerne (Sonde)	Temperaturdifferenz (850 mb - Boden)	13.00	TEDIPA
Vertikale Feuchteverteilung	9	Payerne (Sonde)	Feuchtedifferenz (850 mb - Boden)	13.00	FEDIPA
Temperaturverlauf (Abkühlungsrate)	10	Oeschberg	Temperaturdifferenz (Tagesmax. - 19.00)	19.00	TEDIOS
Kondensationsbereitschaft	11	Oeschberg	Taupunktdifferenztemperatur	19.00	TAUDIOS
Gehalt an Litho- und Hydrometeoren in Bodennähe	12	Oeschberg	Sichtweiteklasse (Code Klimastationen)	19.00	SIWEOS
	13	Wynau	Sichtweiteklasse (SYNOP - Code)	19.00	SIWY

Wir möchten dazu ergänzend feststellen, dass verschiedene Parameter, von denen man eine gute Trennung in Nebel- und Nichtnebelfälle erhoffte, wegen schlechter Eignung bereits in dieser Vorphase eliminiert werden mussten (z.B. kombinierte Windmasse im Sinne von GUTERMANN 1970: 14).

12.6. DIE PROGNOSE DER NEBELBILDUNG

12.6.1. Die Berechnung der Diskriminanzfunktion

In einem zweiten Schritt wurde nun versucht, mit Hilfe der in Tabelle 19 gezeigten Prediktoren den Entscheid zu fällen, ob sich bis zum nächsten Morgen um 07.00 Uhr MEZ im Untersuchungsgebiet eine geschlossene Nebeldecke bilden kann oder nicht. Da diese Trennung in Nebel- und Nichtnebelfälle auf Grund einer ersten Beurteilung von 100 Testfällen sicher nicht anhand eines einzigen Prediktors vorgenommen werden konnte, musste die Hilfe eines multivariaten Verfahrens (Diskriminanzanalyse) beansprucht werden.

Ganz zuerst wurden die Werte der 13 beschriebenen Prediktoren (Variablen) für eine Testreihe aus den drei Winterhalbjahren 1971/72 - 1973/74 (Sept. - März) bestimmt. Anschliessend musste für jeden Fall verifiziert werden, ob es sich um ein Nebel- oder Nichtnebelereignis handelte. Dabei traten erwartungsgemäss auch Fälle auf, in denen sich im Verlaufe der Nacht lediglich lokale Nebelbänke bilden konnten. Nachdem mit Hilfe des zur Verfügung stehenden Daten- und Informationsmaterials (Tab. 19) sämtliche Fälle beurteilt waren, ergab sich die folgende prozentuale Verteilung in drei Gruppen:

- Fälle mit geschlossener Nebeldecke:	44 %
- Fälle ohne Nebeldecke:	41 %
- Fälle mit lokalen Nebelfeldern:	15 %

Für die nun folgende Berechnung der Diskriminanzfunktion haben wir die Fälle mit lokalen Nebelbänken oder -schwaden zum vorneherein eliminiert, um eine bessere Trennung der Gruppen "Nebel" und "nebelfrei" zu erreichen.

Für die restlichen Fälle wurde nun eine Diskriminanzanalyse mit schrittweiser Wahl der Variablen (Prediktoren) durchgeführt. Um Rechnungsfehler auszuschliessen, wurde die Berechnung mit zwei Datensätzen und zwei Programmen durchgeführt (Programme BMD07M und

BMDP7M; DIXON 1974 und 1975). Eine erste Sichtung ergab, dass das Modell auch bei Benützung sämtlicher 13 Prediktoren noch eine erstaunlich grosse Zahl von Fehlklassifikationen (18% aller Fälle) lieferte. Wir setzten uns vorerst das Ziel, die Gründe für diese Fehlzuordnungen zu finden. Beim Studium des Datenmaterials stiessen wir auf folgende Probleme, die wir in der Folge zu beheben suchten:

1. Die Prediktoren WIPA, WIOS, TEDIOS, TAUDIOS und SIWY (siehe Tab. 19) wiesen schiefe Verteilungen auf. Sie wurden durch eine logarithmische Transformation in Normalverteilungen übergeführt.
2. In der Gruppe "Nebel" traten einige Ausreisser auf, welche das Resultat der Berechnung stark verfälschten. Es handelte sich durchwegs um Situationen, bei denen trotz nebelungünstiger Witterungsverhältnisse (starke Winde, labile Temperaturschichtung, zum Teil leichter Schneefall) durch die Beobachter im Untersuchungsgebiet Nebel registriert wurde. Auch diese Fälle wurden eliminiert.
3. Der Hauptgrund für die grosse Zahl an fehlklassierten Daten lag jedoch darin, dass die Datenkollektive verschiedenen Jahresabschnitte sowohl bei der Nebel- als auch bei der Nichtnebelgruppe sehr stark voneinander abwichen. So zeigten namentlich die Daten des Vorwinters grosse Differenzen zu jenen des Hochwinters, da bekanntlich mit zunehmender Abkühlung des Festlandes der Einfluss der advektiven Kaltluftzufuhr im Zuge von antizyklonalen Bisenlagen immer grösser wird. Wir haben uns aus diesem Grunde entschlossen, die vorliegende Nebelprognose auf die Zeit vom 15. Oktober bis zum 31. Dezember zu beschränken, und es müsste einer weiteren Untersuchung überlassen werden, das Prognoseverfahren auch auf die anderen Zeitabschnitte des Winters auszudehnen.

Schliesslich wurden 189 Testfälle (93 Nebelfälle und 96 Nichtnebelfälle) der drei Jahre von 1971 bis 1973 in die schrittweise Berechnung der Diskriminanzfunktion einbezogen. Dabei stellte es sich erwartungsgemäss heraus, dass von stark korrelierten Variablen (Prediktoren) wie zum Beispiel der Bewölkungen von Jungfraujoch, von La Chaux-de-Fonds und von Oeschberg nur die eine einen hohen partiellen F-Wert erzielen konnte. Bei der Beurteilung der partiellen F-Werte, der Λ -Statistik von WILKS sowie vor allem der Klassifikationsmatrix zeigt sich deshalb recht deutlich, dass nur sechs der ehemals 13 Variablen (Prediktoren) in die Berechnung der Trennfunktion einbezogen werden mussten. Bei Berücksichtigung weiterer Variablen verminderte sich die Zahl der Fehlzuordnungen höchstens noch um einen Fall, so dass an der folgenden Diskriminanzfunktion festgehalten werden konnte:

$$X = 3.7174 - 0.7442 x_1 + 0.0467 x_2 - 0.2268 x_3 - 0.7555 x_4 - 0.3487 x_5 - 0.1661 x_6 \quad (12.1.)$$

- X_1 = Windgeschwindigkeit Payerne, logarithmiert: log (WIPA)
 X_2 = Temperaturdifferenz Payerne: TEDIPA
 X_3 = Sichtweite Oeschberg: SIWEOS
 X_4 = Temperaturdifferenz Oeschberg, logarithmiert: log (TEDIOS+0.1)
 X_5 = Bewölkung Jungfrauoch: BEJU
 X_6 = Druckdifferenz Payerne - Strasbourg: DRUDISTR

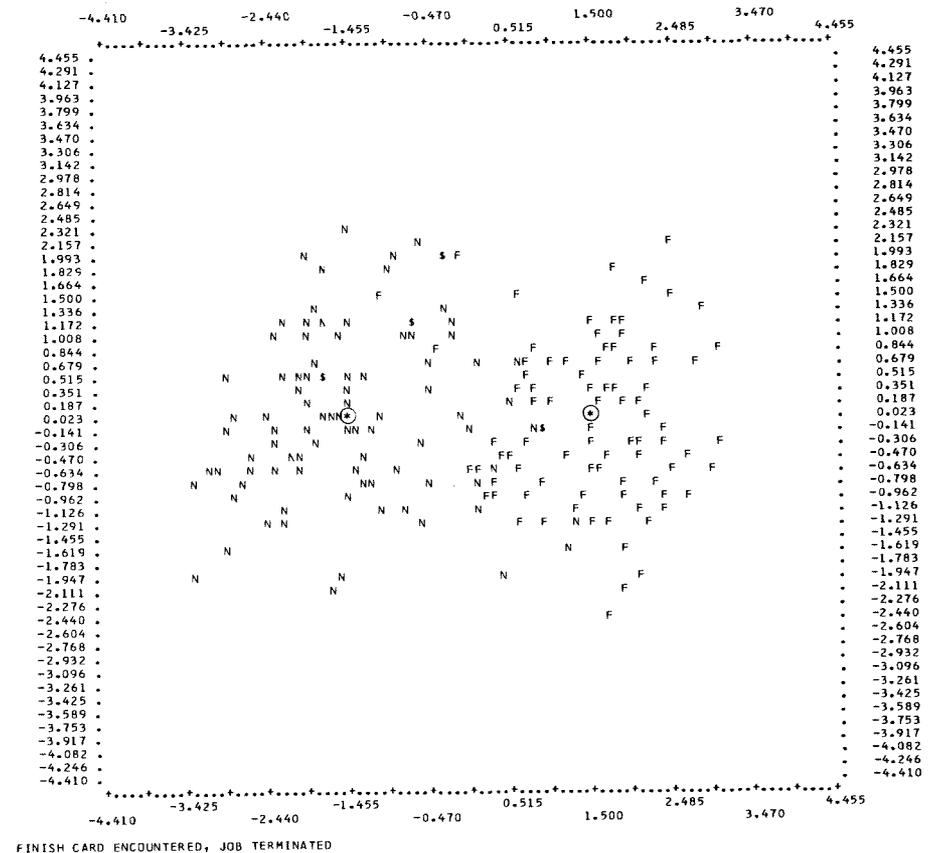
Die Liste der nach dem Prinzip des abgestuften partiellen F-Wertes ausgewählten Variablen (Prediktoren) zeigt uns, dass der grösste Teil der weiter vorne erwähnten, physikalisch relevanten Nebelbildungsfaktoren nun ebenfalls Eingang in dieses statistisch ermittelte Modell gefunden haben (siehe Tab. 18):

- X_1, X_6 : Masse für die Turbulenz sowie für die Advektion fremder Luftmassen
- X_2 : Mass der Temperaturschichtung
- X_3 : Mass für den Gehalt an Litho- und besonders Hydro-meteoriten in Bodennähe
- X_4 : Mass für die Abkühlung in den ersten Abendstunden
- X_5 : Mass für die nächtliche Ausstrahlung

Von entscheidender Bedeutung bleibt jedoch die Frage, wieviele der 189 Testfälle auf Grund der gezeigten Trennfunktion der richtigen Gruppe zugeordnet werden konnten. Figur 31 zeigt uns zunächst den Computerausdruck der Gruppenkonstellation auf Grund der zwei ersten kanonischen Variablen.

Fig. 31
 Computerausdruck der Gruppenkonstellation auf Grund der zwei ersten kanonischen Variablen der "stepwise discriminant analysis" (Programm BMD07M; DIXON 1974)

F = Nebelfälle (fog)
 N = Nichtnebelfälle (nofog)



Wir erkennen, dass bereits in dieser zweidimensionalen Darstellung eine recht schöne Trennung der beiden Gruppen erreicht wird. Diese Tatsache wird durch die in Tabelle 20 dargestellte Klassifikationsmatrix ebenfalls bestätigt.

Tab. 20

Klassifikationsmatrix der Testreihe mit 189 Stichproben
(93 mit Nebel, 96 ohne Nebel)

		Zuordnung auf Grund der Trennfunktion		
		Nebel (F)	nebelfrei (N)	
Tatsächliche Situation	Nebel (F)	87	6	93
	nebelfrei (N)	11	85	96
		98	91	189

Wie wir feststellen können, wurden total 17 der 189 Testfälle (= 9%) fehlzugeordnet. Angesichts der Tatsache, dass die Nebelprognose beim Verzicht auf statistische Methoden immer wieder zu Fehlentscheidungen führt, darf dieses Resultat als zufriedenstellend bezeichnet werden. Die interessante Frage wird nun sein, ob die berechnete Trennfunktion für neu hinzukommende Stichproben ein ebenso gutes Ergebnis liefert? Dabei muss die Tatsache berücksichtigt werden, dass störende Extremfälle bereits vorher eliminiert worden waren!

12.6.2. Anwendung und Ueberprüfung des Verfahrens

Wie wir in Kapitel 4.2.3.2. erwähnt haben, wird die Trennfunktion derart bestimmt, dass die Prognose bei positiven Resultaten auf "Nebel" und bei negativen auf "nebelfrei" lauten muss.

Das Verfahren wurde nun für die Zeitdauer vom 15.10. - 31.12.1975 routinemässig eingesetzt. Damit wurden 78 Tage einer Prüfung unterzogen. Obschon wir uns bewusst sind, dass diese Stichprobe noch zu klein ist, soll dennoch ein kurzer Blick auf das Resultat geworfen werden. Dabei muss ergänzt werden, dass bei Berücksichtigung sämtlicher 78 Tage des Untersuchungszeitraumes wiederum drei Gruppen gebildet werden mussten:

- Fälle mit geschlossener Nebeldecke: 36
 - Fälle ohne Nebeldecke: 26
 - Fälle mit lokalem Nebel: 16
- } 62 eindeutige Situationen

Betrachten wir in Tabelle 21 zuerst die Klassifikationsmatrix für die 62 eindeutigen "Nebel -" oder "Nichtnebel-situationen".

Tab. 21

Klassifikationsmatrix für die 62 Stichproben des Prognosezeitraumes vom 15.10. - 31.12.75 (36 mit Nebel, 26 ohne Nebel)

		Vorhersage		
		Nebel	nebelfrei	
Tatsächl. Situation	Nebel	32	4	36
	nebelfrei	2	24	26
		34	28	62

Wir erkennen, dass an total sechs der 62 Prognosetage (= 10 %) Fehlprognosen gegeben wurden. Dieses Resultat liegt in der gleichen Grössenordnung wie dasjenige der Testgruppe. Betrachten wir die beiden Gruppen dieser Fehlklassifikationen:

1. Vorhersage: nebelfrei / tatsächliche Situation: Nebel

Hier handelt es sich um vier Fälle mit starker Bise. Da die Nebelobergrenzen sehr hoch lagen, liessen sich die meteorologischen Verhältnisse innerhalb der Grundschicht mit jenen der nebelungünstigen Situationen vergleichen (hohe Windgeschwindigkeiten, zum Teil starke Bewölkung, feucht - bis trockenadiabatische Temperaturgradienten).

2. Vorhersage: Nebel / tatsächliche Situation: nebelfrei

Diese beiden Fälle dürfen als weniger gravierend bezeichnet werden, da sich die tatsächliche Situation als vorteilhafter als die prognostizierte erwies. In beiden Fällen wurde die antizyklonale Wetterlage des Vortages in der folgenden Nacht durch Frontalvorgänge abgelöst.

Zusammenfassend darf gesagt werden, dass bei zusätzlicher Berücksichtigung des allgemeinen Wetterverlaufes ein Grossteil der Fehlprognosen in der Form der sechs gezeigten Fälle vermieden werden kann. Wenden wir uns deshalb den 16 Situationen zu, bei welchen sich nur Lokalnebel bilden konnten: Auch hier liessen sich zwei Gruppen unterscheiden:

1. Fälle mit starker Bise und hochliegenden Nebelobergrenzen, bei denen das Resultat der Trennfunktion deutlich negativ ausfiel (total sieben mit Prognose "nebelfrei").
2. Fälle mit deutlichen Bodeninversionen und tiefliegenden Nebelobergrenzen, bei denen das Resultat der Trennfunktion deutlich positiv ausfiel (total neun mit Prognose "Nebel").

12.6.3. Beurteilung der Resultate und Hinweise auf Verbesserungsmöglichkeiten

Wir möchten abschliessend bemerken, dass das gezeigte Prognoseverfahren in Grenzfällen noch kaum ohne Berücksichtigung der allgemeinen Wettersituation angewendet werden darf. Gehen wir jedoch von der Annahme aus, dass das Bild der Nebelverteilung in den gezeigten Grenzfällen ohnehin sehr diffus ist, so darf doch das Verfahren als erster, positiver Schritt in die Richtung einer objektiven, operationell einsetzbaren Nebelprognose für ein grösseres Gebiet betrachtet werden. Von der Voraussetzung ausgehend, dass die Stichprobe wesentlich erweitert werden muss, bieten sich die folgenden Verbesserungsmöglichkeiten an:

1. Die grossräumige Wettersituation und Wetterentwicklung muss besser berücksichtigt werden (Sondagenergebnisse, Druckfeldprognose).
2. Die vertikale Temperaturschichtung des Vortages sollte genauer angegeben werden (z.B. Obergrenze der Inversion).

Wenn für diese beiden Phänomene geeignete Parameter zur Verfügung stehen, so dürfte sich ein Ausbau der gezeigten Methode sehr wohl lohnen.

12.7. DIE PROGNOSE DER NEBELOBERGRENZE

12.7.1. Die Schätzung der Prognoseparameter

Wir haben in Kapitel 11.1.2. festgestellt, dass eine enge Korrelation zwischen dem QNH - Druckgradienten Payerne - Strasbourg und der Nebelobergrenze im bernischen Mittelland besteht (vgl. auch COURVOISIER 1976: 5). Da die Bewegungen der Nebelobergrenze in der Regel erst einige Stunden nach der entsprechenden Aenderung des Druckgradienten eintreten, lag es auf der Hand, die Druckgradienten des Vorabends (19.00 Uhr MEZ) mit den Nebelobergrenzen des folgenden Morgens (07.00 Uhr MEZ) zu korrelieren. Dabei wurden jene Nebelfälle in die Berechnung einbezogen, welche im letzten Abschnitt zur Berechnung der Diskriminanzfunktion benützt worden waren. Figur 32 zeigt uns die Korrelationsverhältnisse zwischen dem QNH - Druckgradienten Payerne - Strasbourg (19.00 MEZ) und den Nebelobergrenzen des Folgetages (07.00 MEZ).

Der Korrelationskoeffizient ist mit 0,62 signifikant zu einem Sicherheitsniveau $\alpha = 1\%$. Das für die Prognose der Nebelobergrenze gewünschte einfache lineare Regressionsmodell berechnet sich zu:

$$y = 783 - 94 x \quad (12.2.a)$$

oder als Faustregel:

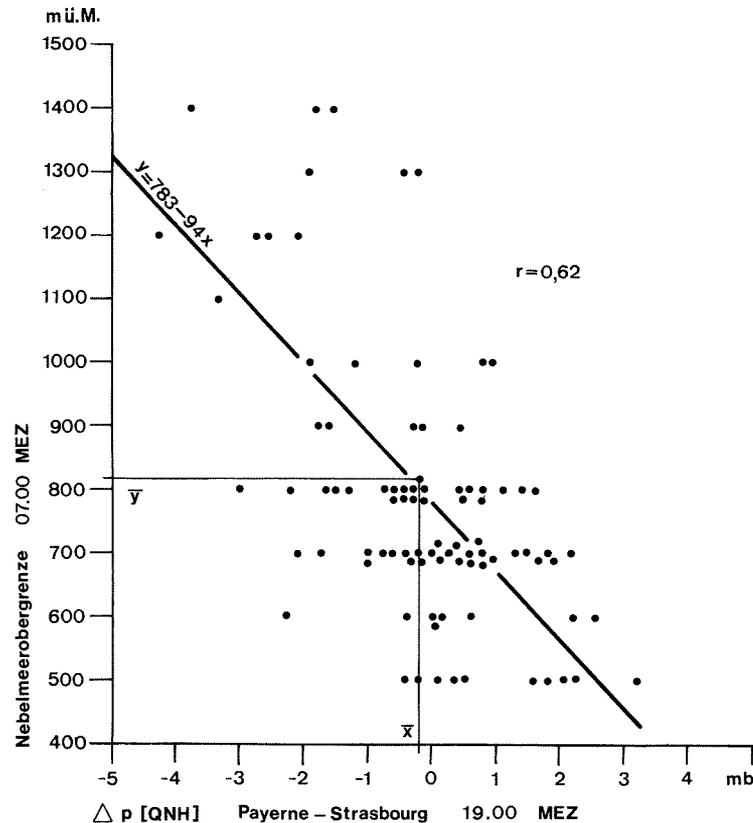
$$y = 800 - 100 x \quad (12.2.b)$$

Veranschaulichen wir uns die Faustregel an einem konkreten Beispiel: Für eine bei Bise oft auftretende Druckdifferenz von $x = -2\text{mb}$ berechnet sich eine Nebelobergrenze $y = 800 + 200 = 1'000$ Meter über Meer.

Wie wir der Legende in Figur 32 entnehmen können, fällt damit auch der Regressionskoeffizient signifikant aus (Sicherheitsniveau $\alpha = 1\%$). Die gezeigten Masszahlen dürfen uns jedoch nicht darüber hinwegtäuschen, dass die einzelnen Stichprobenwerte erheblich streuen.

Fig. 32

Regressions- und Korrelationsbeziehung zwischen dem QNH-Druckgradienten Payerne - Strasbourg (19.00 MEZ) und der Nebelmeergrenze des folgenden Morgens (07.00 MEZ); berücksichtigte Fälle: 90



- Mittelwert des Druckgradienten \bar{x}' = - 0.184 mb
- Mittelwert der Nebelmeergrenze \bar{y} = 800 m
- Korrelationskoeffizient r (siehe Gleichung 4.4.) = 0.62
- t - Testgrösse des Korrelationskoeffizienten (siehe Gleichung 4.5.) = 7.38
- t - Wert für ein Sicherheitsniveau $\alpha = 1\%$ = 2.37
- Gleichung der Regressionsgerade (siehe Gleichung 4.2.) $y = 783 - 94x$
- F - Wert des Regressionskoeffizienten (siehe Kapitel 4.2.2.2.) = 54.55
- F - Wert für ein Sicherheitsniveau $\alpha = 1\%$ = 6.93

Wir dürfen daher bei der Anwendung des gezeigten Regressionsmodells nicht der Gefahr unterliegen, dass die Genauigkeit der Zahlenwerte dieser prognostizierten Nebelobergrenzen überschätzt wird. Es scheint daher sinnvoll, zum genauen Regressionswert zusätzlich einen Zuverlässigkeitsbereich (Prognosebereich) anzugeben. Wir schätzen deshalb für einen tatsächlich beobachteten Wert der Druckdifferenz (x_0) gemäss Kapitel 4.2.2.3. den 90% - Prognosebereich, das heisst, jenes Intervall in Metern über Meer, in das die zukünftige Nebelobergrenze mit einer Wahrscheinlichkeit von 90% zu liegen kommt. Der genannte Prognosebereich liegt für das gezeigte Stichprobenkollektiv in der Grössenordnung von ± 235 m!

12.7.2. Anwendung und Ueberprüfung des Verfahrens

Das gezeigte Verfahren der Nebelobergrenzenbestimmung wurde ebenfalls für den Zeitraum vom 15.10. - 31.12.1975 eingesetzt. Die Ueberprüfung der Resultate zeigt folgendes Bild:

- Anzahl prognostizierte Fälle: 32
- Im angegebenen Prognosebereich liegend: 27
- Mittlere Abweichung von der tatsächlichen Obergrenze: - 184 m

Wie wir erkennen, lässt sich die Obergrenze mit Hilfe des gezeigten Verfahrens kaum genau vorhersagen. Die Beziehung erweist sich nicht als stabil, wobei die grosse negative Abweichung vor allem darauf zurückzuführen ist, dass die Obergrenze bei Bisesituationen eindeutig zu tief geschätzt wird.

12.7.3. Beurteilung der Resultate und Hinweise auf Verbesserungsmöglichkeiten

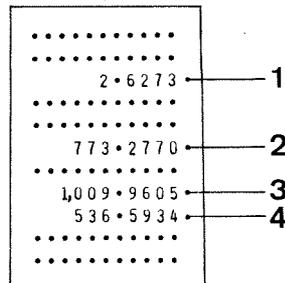
Das Prognosemodell erreicht nicht jene Genauigkeit, wie sie für den operationellen Einsatz wünschbar wäre. Wir sind jedoch der Ansicht, dass es dann einigermaßen zufriedenstellende Resultate liefert, wenn wir an Stelle der genauen Nebelobergrenze den 90% - Prognosebereich angeben. Im weiteren geben wir der Ueberzeugung Ausdruck, dass auch die Prognose der Nebelobergrenze massiv verbessert werden kann. Im Moment bieten sich die folgenden Verbesserungsmöglichkeiten an:

1. Das Verfahren sollte auch auf die Fälle mit höher liegenden Nebelobergrenzen ausgedehnt werden.
2. Die Stichprobe muss vergrössert werden, und möglicherweise liefert eine nichtlineare Regression bessere Resultate.

Fig. 33

Nebelprognose: Ausdruck des Tischcomputers für den 26.10.1975. Die Obergrenze einer geschlossenen Nebeldecke lag am Morgen auf ca. 800 m über Meer

- 1 Prognose der Nebelbildung (positiver Wert: Nebelbildung)
- 2 Prognose der Nebelobergrenze (in m ü.M.)
- 3,4 90 % - Prognosebereich der Nebelobergrenze (obere und untere Begrenzung in m ü.M.)



3. Die Korrelation mit dem Druckgradienten des Vorabends fällt zu tief aus, und wir glauben kaum, dass die Druckgradienten eines früheren Beobachtungszeitpunktes (z.B. 13.00 MEZ) günstigere Resultate liefern. Eine Verbesserung dürfte nur dann erreicht werden, wenn neue, geeignete Parameter eingeführt werden können. Dabei müsste neben der Berücksichtigung der Windverhältnisse und der Inversionsobergrenze vor allem auch der zeitlichen Autokorrelation des Datenmaterials Rechnung getragen werden. Die Erfahrung zeigt nämlich, dass die Nebelobergrenze von Tag zu Tag nur selten grossen Schwankungen in der Grössenordnung von 800 - 1'000m unterworfen ist. Möglicherweise bietet sich eine lineare Mehrfachregression an.

Figur 33 zeigt uns das Beispiel einer Prognose, wie sie vom Tischcomputer am Vorabend um 19.00 MEZ für den Folgetag (26.10.1975, 07.00 MEZ) ausgedruckt wurde.

Zum Schluss wollen wir hoffen, dass sich die gezeigte Methode derart ausbauen lässt, dass sie sich auch für den operationellen Einsatz eignen wird.

13. REGIONALE BEARBEITUNG DER NEBELVERHAELTNISSE IN DEN KANTONEN BERN UND SOLOTHURN (SIEHE BEILIEGENDE KARTE)

In einem weiteren Teil, welcher ebenfalls in die Richtung der praktischen Verwendung unserer Nebelanalyse zielt, möchten wir die Nebelverhältnisse der Untersuchungsregion kartographisch darstellen.

Der regionalen Charakterisierung des Nebelgeschehens sollen schliesslich Ratschläge zur planerischen Verwendung der Kartierungsergebnisse angefügt werden.

13.1. KURZER UEBERBLICK UBER BISHERIGE NEBELKARTIERUNGEN IN DER SCHWEIZ

In einem ersten Schritt geben wir im Sinne der Bestandaufnahme einen kurzen Ueberblick über bisherige Nebelkartierungen auf dem Gebiet der Schweiz oder wesentlicher Teile davon. Tabelle 22 zeigt uns Erscheinungsdatum, Autor, kartiertes Gebiet, Massstab und Kartierungstechnik dieser bisherigen Bearbeitungen.

Die erste grössere Bearbeitung der schweizerischen Nebelverhältnisse wurde unter der Leitung von BRÜCKNER ebenfalls im Rahmen einer Dissertation am Berner Geographischen Institut vorgenommen. STREUN (1901) stützte sich dabei auf die Angaben von 98 MZA-Stationen ab. Die drei Jahrzehnte später gezeichnete Karte von BRUECKMANN und UTTINGER (1932) konnte kaum wesentliche neue Erkenntnisse bringen, mussten sich doch die beiden Autoren auf ähnliches Beobachtungsmaterial abstützen (120 Stationen), das allerdings bereits eine Ausdehnung der Reihen auf 30 Jahre ermöglichte. Mit dem Aufkommen der aerologischen Untersuchungen, der Luftfahrt und vor allem der Satellitenphotographie eröffneten sich auch auf dem Sektor der räumlichen Nebelanalyse völlig neue Perspektiven. Nach den mit der konventionellen Methodik der Stationsauswertung entworfenen Karten von SCHÜEPP (1965), WANNER (1971) und PRIMAULT (1972) wagte SCHACHER (1974) den Versuch, eine Nebelkarte aus Satellitenbildern zu entwerfen. Mit Hilfe eines halbautomatischen Verfahrens (Entzerrung der Satellitenbilder durch Schrägprojektion) verarbeitete er 30 typische Nebelsituationen zu einer Isolinienkarte der Nebelhäufigkeit der Schweiz sowie der angrenzenden Gebiete. Das zukünftig anfallende Satellitenbildmaterial (METEOSAT, HCMM, TIROS N) lässt es heute als lohnenswert erscheinen, dass auch die Nebelkartierung in Zukunft auf operationeller Basis betrieben wird. Dabei dürfen

Tab. 22

Uebersicht über bisherige Nebelkartierungen in der Schweiz

ERSCHEINUNGSJAHR	AUTOR	GEBIET	MASSSTAB	KARTIERUNGSTECHNIK
1901	G. Streun	Schweiz	ca. 1 : 3 000 000	Darstellung der ganzjährigen und jahreszeitlichen Nebelhäufigkeit in Tagen (3farbig, Mittel der Jahre 1891 - 1895)
1932	W. Brückmann und H. Uttinger	Schweiz	1 : 1 000 000	Darstellung der ganzjährigen Nebelhäufigkeit in Tagen (4farbig, Mittel der Jahre 1901 - 1930)
1957	R. Schneider	Schweiz	ca. 1 : 2 000 000	Darstellung der Nebelhäufigkeit in Tagen (1farbig, Mittel der Jahre 1901 - 1940)
1965	M. Schüepp	Schweiz	1 : 2 000 000	Punktuelle Darstellung ganzjähriger Nebelhäufigkeiten (3farbig, Mittel der Jahre 1931 - 1960)
1971	H. Wanner	Kanton Bern	1 : 300 000	Darstellung der Nebelhäufigkeit in Tagen (3farbig, Winterhalbjahr 1970/71)
1972	B. Primault	Kanton Waadt	1 : 200 000	Darstellung der wichtigsten Nebelarten sowie der zugehörigen Sichtweiten (5farbig)
1974	F. Schacher	Ganze Schweiz und Umgebung	1 : 750 000	Darstellung prozentualer Nebelhäufigkeiten (2farbig, Mittel aus 30 typischen Situationen auf ESSA-8-Satellitenbildern der Jahre 1971 - 1973)
1974	M. Schüepp	Ganze Schweiz	1 : 2 000 000	Punktuelle Darstellung prozentualer Nebelhäufigkeiten (1farbig)
1975	O. Weber	Schweizerisches Mittelland und Rheintal bis Mülhausen	1 : 1 000 000	Darstellung der Nebelhäufigkeit in Tagen (1farbig)

wir nicht verkennen, dass uns bereits gut gewählte Fallstudien bei Verwendung des Satellitenbildes schöne Resultate bringen können (PIAGET 1973, WINIGER 1974, BIGLER 1976, COENDET und LEISER 1977).

Zum Schluss dieses kurzen Ueberblickes über die bereits bestehenden Nebelkarten sei noch erwähnt, dass SCHÜEPP (1963: 57 - 62) eine tabellarische Zusammenstellung von Monats- und Jahreswerten der Nebelhäufigkeit jener 139 Schweizer Stationen publiziert hat, für die eine längere Beobachtungsreihe vorliegt.

13.2. PROBLEME UND METHODEN DER NEBELKARTIERUNG

Obschon der Nebel zu jenen Wetterelementen gehört, welche optisch sehr deutlich wahrgenommen werden, stellen sich uns bei der Kartierung immer wieder grösste Probleme entgegen. Die beiden wichtigsten seien hier aufgezählt:

1. Zuerst muss auf das unzulängliche Beobachtungsmaterial hingewiesen werden. Wir haben uns in Kapitel 5 mit den Problemen der Nebelbeobachtung näher auseinandergesetzt. An dieser Stelle sei lediglich festgestellt, dass oft nur der geländekundige und erfahrene Klimatologe das Beobachtungsmaterial kritisch begutachten kann. Der Grund liegt darin, dass in vielen Fällen kaum zwischen lokalen Besonderheiten und inhomogenen Datenreihen unterschieden werden kann.
2. Auf das zweite Problem hat bereits SCHIRMER (1970: 136 - 137) hingewiesen: Das Höhenprofil der Nebelhäufigkeit zeigt keine mehr oder weniger stetige Zu- oder Abnahme, wie wir sie bei andern Klimaelementen (z.B. Niederschlag und Temperatur) beobachten können: Die weiter vorne gezeigte Höhenverteilung der Nebelmeerobergrenzen (Fig. 18) lässt erkennen, dass sogar im langjährigen Mittel deutliche Sprungschichten oder "Unstetigkeitsflächen" (SCHIRMER 1974: 277) auftreten können. Dazu gesellt sich zusätzlich der in Figur 36 gezeigte Umstand, wonach die Minimumzone des Nebels irgendwo in der steileren Hangregion zu finden ist, was natürlich die räumliche Darstellung gravierend erschwert (WANNER 1971: 10). Schliesslich darf nicht vergessen werden, dass sich auch in der horizontalen Ausdehnung des Nebels klare Diskontinuitäten in der Form regelmässig auftretender Nebelgrenzen ergeben, welche nicht allein auf die Orographie zurückzuführen sind. Wir denken dabei vor allem an die Fälle, wo die geschlossene Nebeldecke an Taleingängen (z.B. Emmental bei Burgdorf, Simmental bei Wimmis usw.) plötzlich ausläuft.

Aus den genannten Gründen führte die Anwendung der Isolinienkartierung immer wieder zu grösseren Schwierigkeiten, welche den Bearbeiter von Karten im Mesoklimabereich meist dazu bewogen, eine andere Darstellung zu wählen. SCHÜEPP (1974: 506) schlägt vor, an Stelle der Zahl der Nebeltage lediglich prozentuale Nebelhäufigkeiten anzugeben. In Uebereinstimmung mit ZINGG (1945: 3) stellt er fest, dass im weiteren der Vergleich der Häufigkeiten einzelner Stationen erst dann vorgenommen werden darf, wenn es sich um klar festgelegte Terminbeobachtungen handelt. In PRIMAULT (1972: 49 - 51) sowie WANNER und KRUMMEN (1973) wird die Isoliniendarstellung umgangen, indem typische Regionen abgegrenzt werden, für die in der Legende eine einfache Beschreibung gegeben wird.

Einen wesentlichen Beitrag zur Methodik der Nebelkartierung in Gebirgsgebieten verdanken wir SCHIRMER (1970 und 1974). Er gliedert die Gesamtheit der Nebelereignisse in die in dieser Arbeit bereits mehrmals verwendeten drei Arten der räumlichen Nebelklassifikation (Bodennebel - Hochnebel - Wolkennebel). Dabei betont er deutlich, dass eine derartige Unterscheidung nur dann vorgenommen werden kann, wenn die Beobachtungen der klimatologischen Stationen durch regionale Sondernetze und lokale Umfragen ergänzt werden können. Für die Verwendung in der Landesplanung schlägt er Kartenmassstäbe von 1 : 200'000 bis 1 : 2'000'000 vor und stellt die Nebelverhältnisse in zwei verschiedenen Karten dar: Die erste Karte gibt einen Ueberblick über die Nebelstruktur. In ihr werden die drei wichtigsten Nebelarten mit Hilfe markanter Grenzlinien (Obergrenze des Bodennebels, Untergrenze des Hochnebels, Untergrenze des Wolkennebels) dargestellt. Die zweite Karte zeigt uns die Nebelhäufigkeit (Abstufung: 15 - 30 - 50 - 70 - 100 Tage). Dabei wird für die einzelnen Zonen farblich unterschieden, ob es sich vor allem um Bodennebel oder um Hoch- und Wolkennebel handelt.

SCHÜEPP (1974: 507) äussert die Ansicht, dass die Methode von SCHIRMER in der Schweiz kaum erfolgversprechend angewendet werden kann. Stehen uns bloss die Daten des klimatologischen Netzes der Meteorologischen Zentralanstalt zu Verfügung, so trifft diese Tatsache zweifellos zu. In Anbetracht des wesentlich dichteren Stationsnetzes und auch der zahlreichen verfügbaren Zusatzinformationen (z.B. Messfahrten, Umfragen, Satellitenbilder usw.) haben wir uns entschlossen, eine Kartierungsmethodik zu entwickeln, welche sich dennoch an das Vorgehen von SCHIRMER (1970 und 1974) anlehnt.

13.3. EINE NEBELKARTE DER KANTONE BERN UND SOLOTHURN

13.3.1. Zur Signifikanz des verwendeten Datenmaterials

Bevor wir näher auf das Kartierungsverfahren eintreten, möchten wir einige kurze Bemerkungen zum Datenmaterial anbringen. In Kapitel 3 (Tab. 1) finden wir eine Liste der verwendeten Informationsträger. Als wichtigster Eckpfeiler der Kartierung wurden sämtliche brauchbaren Stationsbeobachtungen des Untersuchungsgebietes benützt. Tabelle 23 gibt uns eine Uebersicht über dieses Datenmaterial.

Wie wir erkennen können, bilden die Daten des Berner Netzes auf Grund ihrer grossen Zahl eindeutig die wichtigste Grundlage der vorliegenden Nebelkarte. Ueber die durchgeführten Datenkontrollen und deren Problematik haben wir uns in Kapitel 4 ausreichend geäussert. Die erwähnten Stationen weisen lediglich eine drei- bis fünfjährige Beobachtungsreihe auf, und wir müssen uns mit Recht die Frage stellen, ob die Daten einer derart kurzen Reihe als signifikant angesprochen werden dürfen.

Tab. 23

Uebersicht über die bei der Kartierung benützten Nebelbeobachtungen

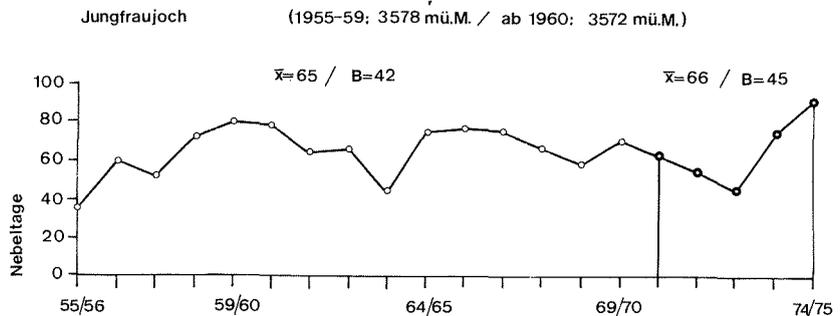
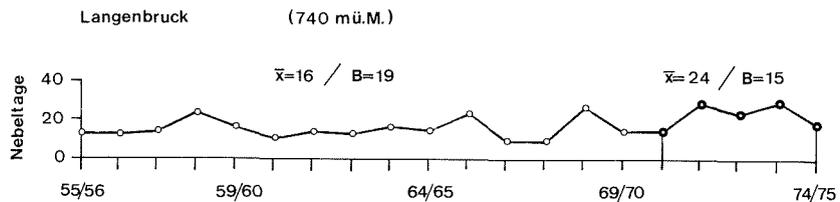
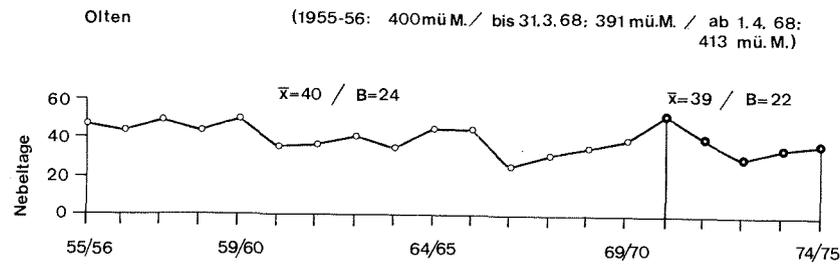
Beobachternetz	Anzahl Stationen
Synoptische Stationen der MZA	1
Klimatologische Stationen der MZA	33
Regenmessstationen der MZA	81
Nebelbeobachtungen Berner Netz	437
Nebelbeobachtungen Solothurner Netz	41
Total	593 Stationen

Wir möchten in der Folge versuchen, auf diese Frage eine gültige Antwort zu geben. Wir tun dies, indem wir die Daten dieser fünfjährigen Reihe (Winterhalbjahre 1970/71 - 1974/75) mit jenen der 20jährigen Reihe von 1955/56 bis 1974/75 vergleichen. Dabei greifen wir drei einigermaßen typische Stationen des Untersuchungsgebietes heraus, welche die drei Hauptnebelzonen repräsentieren sollen (siehe Fig. 34).

Fig. 34

Vergleich der bei der Nebelkartierung benützten 5jährigen Beobachtungsreihe (1970/71 - 1974/75) mit der 20jährigen Reihe (1955/56 - 1974/75) anhand von drei ausgewählten Stationen: Olten (Bodennebelzone), Langenbruck (Hochnebelzone), Jungfrauoch (Hangnebelzone). Daten des Winterhalbjahres: Monate Oktober bis März, Morgentermin (1955 - 1970: 07.30 Uhr, 1971 - 1975: 07.00 Uhr; Quelle: SCHÜEPP 1963).

-
 \bar{x} arithmetisches Mittel
 B Schwankungsbreite



Immerhin muss auf zwei Probleme dieser Auswahl hingewiesen werden: Die Station Langenbruck liegt leider nicht direkt am Jurasüdhang und dürfte bei Hochnebel-situationen teilweise nebelfrei bleiben, da die Nebeldecke des Mittellandes nicht in allen Fällen bis in das Gebiet des Oberen Hauensteins vordringt. Bei der Station Olten haben im 20jährigen Zeitabschnitt mehrere Standortverlegungen und Beobachterwechsel stattgefunden, wodurch nicht zum vornherein auf eine vollständige Homogenität dieser Reihe geschlossen werden kann. Figur 34 zeigt uns den Verlauf der Nebelhäufigkeiten während 20 Beobachtungswintern.

Dabei lässt sich bereits optisch erkennen, dass die Daten der fünf Winterhalbjahre, welche in der Nebelkarte verarbeitet wurden, erfreulicherweise nur unwesentlich von denjenigen des vorherigen, 15jährigen Zeitabschnittes abweichen. Dieses Erkenntnis wird durch die in der Figur ebenfalls dargestellten Masszahlen (\bar{x} = arithmetisches Mittel, B = Schwankungsbreite) zusätzlich gestützt. Lediglich in Langenbruck registrieren wir einen recht deutlichen Anstieg der Nebelhäufigkeit, wobei wir uns fragen müssen, ob derselbe nicht eher auf inhomogene Daten oder auf den allerdings nirgends eindeutig bewiesenen, langsamen Anstieg der Nebelobergrenzen am Jurasüdfuss (vgl. Kap. 13.3.5.3.) als auf eine nur kurzzeitige Anomalie des Wetterverlaufes zurückgeführt werden muss (?).

Prinzipiell gehen wir mit SCHNELLE (1972) und SCHIRMER (1974: 277 - 279) einig, wonach die Obergrenze des Nebels und der frostgefährdenden Kaltluft höhenmässig in der Regel recht konstant bleibt. Da wir in der Nebelkarte den Schwerpunkt ohnehin auf die räumlichen Strukturen und nicht auf die Häufigkeiten legen, dürfen wir annehmen, dass das Datenmaterial der benützten fünfjährigen Reihe als brauchbar angesehen werden darf.

Zur Genauigkeit der Abgrenzung der in der Karte dargestellten Nebelzonen sei schliesslich nochmals darauf hingewiesen, dass neben den oben erwähnten Stationsdaten eine grosse Zahl weiterer Informationsquellen (vgl. Kap. 3) verarbeitet wurden.

13.3.2. Beschreibung des angewendeten Kartierungsverfahrens

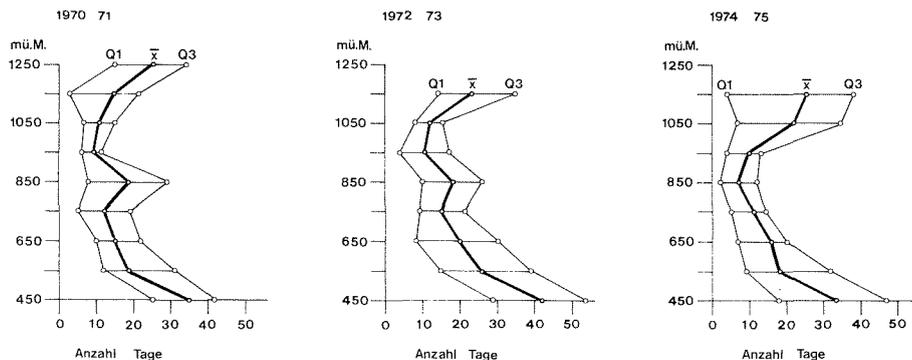
Wie bereits erwähnt, suchten wir bei der Kartierung nach einer Darstellungsart, welche sich an jene von SCHIRMER (1970 und 1974) anlehnt. Allerdings haben wir uns entschlossen, die gesamte Information in einer einzigen Karte darzustellen. Es handelt sich dabei um die folgenden drei Elemente:

1. Darstellung der räumlichen Struktur in Form der drei Nebelarten.
2. Räumliche Darstellung der Nebelhäufigkeit
3. Punktuelle Angabe der Nebelhäufigkeit an allen verfügbaren Stationen

Das Vorgehen wurde von Anfang an darauf ausgerichtet, die Nebelart und die Nebelhäufigkeit kombiniert zur Darstellung zu bringen. Zu diesem Zweck wurden vorerst die Nebelhäufigkeiten der einzelnen Jahre in Abhängigkeit von der Meereshöhe berechnet. Figur 35 zeigt uns die Verteilungsmuster in drei ausgewählten Winterhalbjahren des Untersuchungszeitraumes.

Fig. 35

Höhenverteilung der Nebelhäufigkeit im gesamten Untersuchungsgebiet in drei verschiedenen Winterhalbjahren (Monate Oktober bis März, 07.00 MEZ). Für Intervalle von 100 zu 100 m wurden der Mittelwert (\bar{x}) sowie das 1. und 3. Quartil (Q 1 und Q 3) dargestellt.



Die Darstellungen links und in der Mitte lassen uns erkennen, dass sich die drei Nebelarten Boden-, Hoch- und Hangnebel auch dann abgrenzen lassen, wenn wir das Datenmaterial sämtlicher Regionen zu einer Mitteldarstellung verarbeiten. Dabei können wir erfreulicherweise in grossen Teilen des Untersuchungsgebietes auch im mehrjährigen Mittel eine typische Verteilung feststellen, wie wir sie sehr schön in den Winterhalbjahren 1970/71 und 1972/73 vorfinden:

1. In den Tiefenzonen registrieren wir ein Nebelmaximum, welches auf die häufigen Tal- oder Bodennebel zurückgeführt werden darf.
2. Darüber folgt eine erste Zone mit einer Abnahme der Nebelhäufigkeit, da bekannterweise der Nebelkörper abgehobener Hochnebeldecken in der Mehrzahl der Fälle nicht bis zum Boden anwachsen kann. Wir möchten diese Zone in der Folge als nebelarme Zwischenzone bezeichnen.
3. Im Höhenbereich um 850 m bemerken wir einen Anstieg der Zahl der Nebeltage, welcher in einzelnen Regionen sogar wesentlich signifikanter hervortritt als in der hier gezeigten Mitteldarstellung. Vergleichen wir diese Tatsache mit der in Figur 18 gezeigten Höhenverteilung der Nebelmeerobergrenzen, so dürfen wir diesen Bereich eindeutig als Hochnebelzone ansprechen.
4. Ueber der Hochnebelzone liegt die eigentliche Zone des Nebelminimums, die wir in der Folge als nebelarme Hangzone bezeichnen möchten. SCHIRMER (1970: 139 - 140) verwendet diesen Begriff allerdings für die nebelarme Zone zwischen den Maxima von Boden- und Hochnebel (in dieser Arbeit als nebelarme Zwischenzone bezeichnet). Die in Figur 35 gezeigte Struktur der Nebelverteilung, welche immerhin für weite Gebiete nördlich des schweizerischen Hauptalpenkammes als typisch bezeichnet werden dürfte, lässt es jedoch als sinnvoll erscheinen, den Begriff der nebelarmen Hangzone für jene Gebiete zu verwenden, welche im Winterhalbjahr meistens über die Nebelmeere hinausragen (siehe beiliegende Nebelkarte).
5. Mit zunehmender Höhe registrieren wir schliesslich die dritte Zone mit grossen Nebelhäufigkeiten, welche wir als Hangnebelzone ausscheiden möchten. Leider fehlen uns in vielen Höhenbereichen signifikante Datenangaben. Wir dürfen jedoch auf Grund der verfügbaren Einzelstationen annehmen, dass diese Hangnebelhäufigkeit mit zunehmender Höhe weiter ansteigt.

Wenn wir die gezeigte Höhenverteilung in der Folge als Grundlage der räumlichen Gliederung verwenden wollen, so muss immerhin auf ein Problem dieses Vorgehens hingewiesen werden: Wie wir

in Figur 35 anhand des Winterhalbjahres 1974/75 feststellen können, so treten Einzeljahre auf, bei denen sich zumindest in der Mitteldarstellung keine Hochnebelzone ausscheiden lässt. Damit ist ebenfalls angedeutet, dass lokal sehr beträchtliche Abweichungen vom gezeigten Mittel auftreten, auf die wir in der regionalen Beschreibung der Karte näher eintreten müssen.

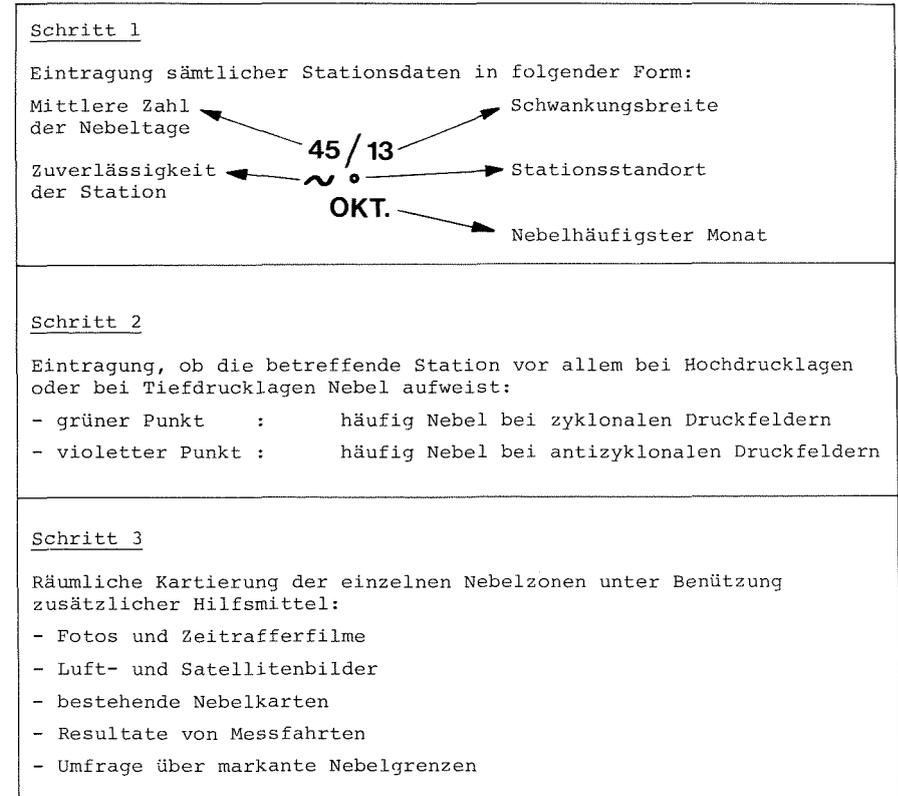
Wir möchten nun zeigen, in welcher Form die zur Verfügung stehenden Informationen in das Kartenbild umgesetzt wurden. Tabelle 24 zeigt uns schematisch dieses Vorgehen.

Zu den drei ersten Schritten möchten wir folgende Bemerkungen anbringen:

- Schritt 1: Die mittlere Zahl der Nebeltage bildete eindeutig die wichtigste Grundlage zur Abgrenzung der einzelnen Zonen. Grosse Schwankungsbreiten liessen oft den Hinweis zu, dass die Station in einem Grenzbereich zwischen zwei Nebelzonen liegt. Als sehr praktisch erwies sich ebenfalls die Angabe des nebelhäufigsten Monats, welche klare Rückschlüsse auf die zu kartierende Nebelzone zulies (Herbstmaximum: Bodennebelzone, Maximum im Hochwinter: Hochnebelzone, kein ausgeprägtes Maximum: Hangnebelzone).
- Schritt 2: Mit diesem Schritt gelang es uns, eine differenzierte Information über die lokale Ausprägung der Höhenlage der nebelarmen Hangzone zu erhalten. Das dabei verwendete Datenmaterial konnte der in Kapitel 9 beschriebenen Wetterlagenanalyse entnommen werden.
- Schritt 3: Die Benützung zusätzlicher Hilfsmittel verhalf uns zu unzähligen Angaben über lokale Besonderheiten. Dabei erwies sich das zur Verfügung stehende Foto- und Filmmaterial als ausgezeichnetes Hilfsmittel zur Ermittlung häufig auftretender Nebelgrenzen, konnten doch beispielsweise mit Hilfe der zahlreichen Satellitenbilder sehr schön jene Regionen abgegrenzt werden, welche in der Regel auch bei Nebelmeersituationen mit höher liegenden Obergrenzen total nebelfrei bleiben. Als sehr zweckdienlich zeigten sich auch die Resultate einer breit angelegten Umfrage über markante, lokale Nebelgrenzen, welche im gesamten Untersuchungsgebiet durchgeführt wurde. Der an alle Mitarbeiter des Berner Netzes sowie an weitere Interessenten versandte Fragebogen mit einer geographischen Karte (Massstab 1 : 300'000) forderte die Mitarbeiter zur Eintragung der folgenden, markanten Nebelgrenzen auf (die einzelnen Nebelarten wurden dabei genau beschrieben):

Tab. 24

Schematische Darstellung des Vorgehens bei der Nebelkartierung



1. Mittlere Obergrenze oder Begrenzung der Zone mit dichtem Bodennebel
2. Mittlere Untergrenze der Hochnebeldecken ("Nebelmeer")
3. Mittlere Obergrenze der Hochnebeldecken
4. Mittlere Untergrenze der Hangnebelzone ("Schlechtwetternebel")

13.3.3. Beschreibung der Kartenlegende (siehe beiliegende Nebelkarte)

Das beschriebene Vorgehen bei der Kartierung führte uns schliesslich zu der am rechten Rand der Nebelkarte gezeigten Legende, welche kurz beschrieben werden soll.

13.3.3.1. Titel

Der oberste, grosse Schriftblock liefert uns die näheren Angaben über das Datenmaterial: Wir haben uns auf die Auswahl der Monate des Winterhalbjahres beschränkt, da wir unser Augenmerk in erster Linie auf das Studium der in dieser Jahreszeit häufig auftretenden "Schönwetternebel" gelegt haben. Mit der Wahl des Morgentermins haben wir die Gewähr, dass ein Grossteil dieser sich vor allem nachts bildenden Nebel erfasst werden kann (STEINHAUSER 1969: 7, SCHÜEPP 1974: 506). Im weiteren kann die Zahl der Nebeltage mit Hilfe der Terminbeobachtung eindeutig definiert werden. Schliesslich sei nicht verschwiegen, dass damit der Nachteil in Kauf genommen wird, dass keine Aussage über die mittlere Dauer der Nebelereignisse gemacht werden kann. Wir werden uns deshalb mit dem Problem der Auflösungszeiten später noch zu befassen haben.

13.3.3.2. Massstab

Unsere Wahl fiel auf einen Massstab von 1 : 200'000. Dieser Massstab gewährt eine recht schöne Darstellung der regionalen Nebelstruktur, wobei natürlich lokale Nebellöcher oder Auflösungszone in der Grössenordnung von 300 - 400 m kaum berücksichtigt werden konnten. Grundsätzlich erlaubte uns dieser Massstab jedoch eine angemessene Verarbeitung des sehr reichhaltigen Informationsmaterials, das mit Ausnahme bestimmter Regionen des Juras (Pruntrutzipfel, Freiberge) praktisch überall ausreichende Entscheidungsgrundlagen liefern konnte. Als Grundlage diente uns ein Ausschnitt der neuen Landeskarte der Eidgenössischen Landestopographie im Massstab 1 : 200'000.

13.3.3.3. Regionale Darstellung der Nebelstruktur und Nebelhäufigkeit

Wie bereits erwähnt, stellen wir die Nebelstruktur (Nebelarten) kombiniert mit den zugehörigen Nebelhäufigkeiten dar. Dies geschieht mit Hilfe eines rechtwinkligen, zweidimensionalen Koordinatensystems. Auf der Ordinate wird die bereits gezeigte Höhenverteilung des Nebels in Form der daraus abgeleiteten Nebelzonen aufgetragen. Dabei erwies es sich nach dem Studium der räumlichen Verhältnisse als sinnvoll, sowohl bei der Bodennebel- als auch bei der Hangnebelzone eine Zweiteilung vorzunehmen.

Auf der Abszisse gelangt die Nebelhäufigkeit in Tagen pro Winterhalbjahr zur Darstellung. Damit können wir mit Hilfe farbiger Vierecke jeder Nebelzone ein Intervall (Zahl der Nebeltage) zuordnen, in das der Grossteil (angestrebt wurden zwei Drittel) der beobachteten Nebelhäufigkeiten der Stationen dieser Zone zu liegen kommt. Mit andern Worten: Wir können mit Hilfe der Farbangabe abschätzen, bei welchen Nebelereignissen (tiefliegende Bodennebel, abgehobene Hochnebeldecken oder Hangnebel-situationen) in der betreffenden Nebelzone die Sichtweite häufig unter 1'000 m absinkt. Anschliessend lässt sich auf der Abszisse grob die Zahl der Nebeltage abschätzen, welche wir an einem bestimmten Ort der Zone am Morgen des Winterhalbjahres zu erwarten haben, falls dieser Ort nicht speziellen Lokaleinflüssen unterworfen ist. Ueberblicken wir das gesamte Diagramm, so zeichnet sich deutlich die in Figur 35 dargestellte Höhenverteilung ab. Auf eine Angabe mittlerer Höhenquoten pro Nebelzone wurde jedoch absichtlich verzichtet, da die regionalen Schwankungen sehr gross sind.

Zum gewählten Farbspektrum sei bloss folgendes gesagt: Für die meist an Inversionen und starke Ausstrahlung mit Wärmeverlust gebundenen Boden- und Hochnebelzonen wurden kalte Farben gewählt. Den nebelarmen Zonen wurden warme Farben zugeordnet, wobei für die zumeist über den Inversionsnebeln gelegene nebelarme Hangzone ein warmes Orange ausgewählt wurde. Die violette Farbe der Hangnebelzone nimmt sozusagen eine Mittelstellung zwischen warmen und kalten Farbtönen ein. Dieser Effekt wurde angestrebt, da die hochgelegenen Hangnebelgebiete beim Auftreten von Boden- oder Hochnebel im Normalfall ebenfalls bewölkungsfrei sind.

Schliesslich wurden mit einer dicken, roten und strichpunktieren Linie noch jene Gebiete abgegrenzt, welche bei Hochdrucklagen nur selten in die Nebelkörper der Nebelmeere zu liegen kommen.

13.3.3.4 Lokale Nebelhäufigkeiten

Wir betrachten es als angemessen, dass aus dem reichen Informations- und Datenmaterial zumindest die Stationsdaten in der Karte dargestellt werden. Dabei lehnen wir uns an die Intervalle der betreffenden Nebelzone an und zeigen mit Hilfe von drei Signaturen, ob die Zahl der Nebeltage am betreffenden Stationsstandort im Intervall liegt oder nicht. Damit können wir besonders jene Lokalitäten mit besonderer Nebelhäufigkeit (rote Punkte) oder besonderer Nebelarmut (Kreise) darstellen. Wie bereits erwähnt, können viele lokale Abweichungen kaum erfasst und kartiert werden. Aus diesem Grunde geben wir eine tabellarische Uebersicht besonderer, lokaler Abweichungen, welche sich im Untersuchungsgebiet immer wieder beobachten lassen.

13.3.3.5. Jahresgang des Nebels an ausgewählten Stationen

In der Kartenlegende haben wir im Sinne eines Querschnitts durch das Untersuchungsgebiet den Jahresgang einiger Stationen dargestellt, welche über längere Zeitabschnitte eine lückenlose Beobachtungsreihe aufweisen. Die Daten entnehmen wir SCHÜEPP (1963: 57 - 62). Die Reihen konnten aus bereits genannten Gründen (grosse Lokalunterschiede) nicht speziell geprüft und korrigiert werden. Die einzelnen Häufigkeitspolygone wurden mit der Farbe der entsprechenden Nebelzone versehen. Folgende Tatsachen lassen sich klar herauslesen:

- Die Regionen Rheintal/Basel und Mittelland (Stationen Olten und Bern) weisen grosse Nebelhäufigkeiten auf. In Basel und Olten ist wohl die Mehrzahl der Ereignisse den herbstlichen Bodennebeln zuzuschreiben (Oktobermaximum). Bern liegt mit seiner Höhenlage teilweise über den flachen Bodennebeldecken des tieferen Mittellandes.
- Langenbruck registriert vor allem bei Hochnebel eine Einschränkung der Sichtweite. Die geringen Häufigkeiten weisen auf den Umstand hin, dass die Nebeldecke des Mittellandes nicht immer über den Roggen vordringt.
- Sehr schön zeigt sich die Nebelarmut der beiden Gunstzonen anhand der Stationen La Chaux-de-Fonds, Heiligenschwendi, Interlaken und Meiringen. In Heiligenschwendi dürften allerdings bei tiefliegendem Kondensationsniveau vereinzelt auch Hangnebelereignisse auftreten.
- Schliesslich sei auf die Hangnebelstationen des Juras (Mont Soleil) und der Alpen (Adelboden, Grimsel-Hospiz, Jungfraujoch) verwiesen. Liegt Adelboden im Grenzbereich zwischen nebelarmer Hangzone und Hangnebelzone, so zeigt sich bei den höher liegenden Stationen Grimsel und Jungfraujoch der grosse Einfluss der Hangnebel ganz deutlich.

Mit diesen letzten Bemerkungen zur Kartenlegende möchten wir zur Besprechung des Kartenbildes übergehen.

13.3.4. Regionale Beschreibung der Nebelverhältnisse im Untersuchungsgebiet

13.3.4.1. Allgemeine Bemerkungen zum Kartenbild

Beim ersten Anblick der Karte lässt sich die in den Figuren 27 a - c sowie den beiden Abbildungen 1 und 2 gezeigte Zone der bei schönem Wetter oft nebelbedeckten Gebiete unterhalb der nebelarmen Hangzone (Flächen mit blauer, gelber und grüner Farbe) recht schön erkennen. Südlich des Juras handelt es sich um das grosse Nebelmeer, das oft das ganze Mittelland einzuhüllen vermag. Nördlich des Juras reicht der Nebelkörper des Rheintalgrabens zeitweise ebenfalls in die nördlichen Juraregionen hinein (vgl. SCHACHER 1974, COENDET und LEISER 1977). Wie die rote, strichpunktierte Grenzlinie entlang der normalerweise nebefreien Gebiete vermuten lässt, vereinigen sich die beiden Nebeldecken normalerweise im Gebiet des abtauchenden Faltenjuras nördlich des Gebietes Aarau - Olten. Wenn wir die dünnen Grenzlinien der einzelnen Nebelzonen betrachten, so stellen wir fest, dass diese nur bedingt der Geländeform folgen. Dies hat eigentlich zwei Gründe: Zum ersten passt sich auch die Nebeldecke nur sehr bedingt dem Gelände an, und speziell Luv- und Leeffekte der Strömung können grosse Abweichungen von der reliefmässig zu erwartenden Nebelverteilung verursachen. Zum zweiten haben wir eine Anpassung an die Topographie nur dort vorgenommen, wo dieselbe auf Grund des Informationsmaterials bestätigt oder mit guten Gründen vermutet werden konnte. Schliesslich möchten wir betonen, dass die Trennungslinien zwischen zwei Zonen nur bedingt als markante, im Gelände sichtbare Grenzlinienerkannt werden können. Vor allem der Uebergang von der Hangnebelzone zur Zone häufiger Hangnebel dürfte sich kaum klar abzeichnen. Da uns in den Höhenregionen kein signifikantes Datenkollektiv zur Verfügung steht, haben wir grob die Isohypse von 2'000 m als Grenzlinie zur Zone häufiger Hangnebel gewählt. Im weiteren zeigt natürlich der 23jährige Mittelwert der Station Jungfraujoch mit 210 Nebeltagen ganz deutlich, dass die Skala der Hangnebelzone zum Teil weit über das angegebene Mass von 60 Tagen hinaus verlängert werden müsste.

13.3.4.2. Die Nebelverhältnisse des Juras

- Ajoie: Die Ajoie weist kaum grosse Nebelhäufigkeiten auf. Immerhin dürfte sich das Tal der Allaine als Sammelort der bodennahen Kaltluft in Strahlungs Nächten anbieten,

doch bleibt die Zahl der Nebeltage allgemein recht gering. Als nebelreich erweist sich das Gebiet von Les Rangiers, welches sowohl bei antizyklonalen Wetterverhältnissen (Hochnebel) als auch bei zyklonalem Wetter (Hangnebel) Nebel aufweisen kann.

- Clos du Doubs: Im Clos du Doubs erkennen wir zwei nebelhäufige Zonen: Entlang des Flusslaufes bilden sich bei strömungsarmen Wetterlagen häufig Bodennebel, der Höhenzug zwischen Epiquerez und Epauvillers reicht dagegen bei Hochnebel meistens in die Nebelzone hinein. Dazwischen liegt eine allerdings nur wenig günstigere, nebelärmere Zwischenzone.
- Delsberger Becken, Laufental: Diese Regionen liegen sehr oft unter einer ausgeprägten Bodennebeldecke. Dabei scheint sich vor allem im gut abgeschlossenen Delsberger Becken sehr oft ein hartnäckiger Kältesee zu bilden, der die Bildung jener kompakten Nebeldecken hervorruft, die sich immer wieder auf Satellitenbildern verfolgen lassen (vgl. Abb. 1). Oft reichen auch die ausgedehnten Hochnebeldecken vom Rheintal her bis an die Nordhänge der Vellerat- und Raimeuxkette hinein.
- Freiberge und Berner Faltenjura: Sowohl auf dem Plateau der Freiberge als auch in den Tälern des Faltenjuras treten nur selten Boden- oder Hochnebel auf, weshalb wir von einer Nebelgunstzone sprechen dürfen. Der Grund dürfte dabei in der bereits in Kapitel 8.1.7.2. genannten Tatsache zu suchen sein, wonach sich speziell in den Jura- und Alpentälern in windstillen Nächten infolge der fehlenden Turbulenz in Bodennähe sowie der tiefen Temperaturen nur selten mehrere Meter mächtige Bodennebelschichten bilden können. Einzig das Becken von Moutier - Grandval scheint von seiner Orographie und seiner Grösse her für die Bildung bodennaher oder abgehobener Nebeldecken prädestiniert zu sein. Dies jedenfalls lassen die vorhandenen Stationswerte und Umfrageergebnisse vermuten. Die beiden Täler von St.-Imier und Tavannes weisen zeitweise ebenfalls tiefliegende Bodennebeldecken auf, was sich bereits in den Auswertungen der Kapitel 8 und 9 bestätigt hatte.

Zahlreiche Bergrücken des Faltenjuras reichen bereits in die Zone der Hangnebel hinein.

An den Südhängen der südlichsten Juraketten lässt sich wiederum sehr schön eine Hochnebelzone ausscheiden, welche sich nordwestlich des Bielersee häufig bis auf das Plateau von Diesse erstreckt.

- Solothurner Jura: Da die Ketten des Solothurner Juras gegen Osten allmählich abtauchen, können wir in dieser Region nur noch eine schmale, nebelfreie Gunstzone ausscheiden (Gebiet Sonceboz - Passwang). Wie an der Nord- und Südgrenze des Berner Juras wären auch im Gebiet des Solothurner Juras häufig die strömungsmässigen Voraussetzungen für ein Einfließen der grossen Kaltluft- und Nebelmassen des Mittellandes oder des Rheintals bei Basel Richtung zentrale Juratäler geschaffen. Die Beobachtung zeigt uns jedoch, dass die Leeffekte bei Süd- und Nordströmungen in der Regel so stark ausfallen, dass die adiabatische Erwärmung die ins Tal eintauchende Nebelmasse kurz nach Ueberfließen des Kulminationspunktes aufzulösen vermag.

Einzig durch die Klus von Balsthal dringen die Nebeldecken des Mittellandes bisweilen sogar bis ins Guldental vor (Abb. 1), weshalb der Raum Balsthal - Matzendorf vom Nebelgeschehen her eher dem Mittelland zugeordnet werden muss.

13.3.4.3. Die Nebelverhältnisse des Mittellandes

- Tieferes Mittelland: Dieses Gebiet muss eindeutig als Ungunstregion bezeichnet werden, da es sowohl im Herbst als auch im Winter sehr häufig unter dichtem Bodennebel zu leiden hat. Dabei sind jene Situationen, bei welchen ein stagnierendes Nebelmeer das Mittelland bedeckt, häufig nicht mitgezählt worden, da in derartigen Situationen die Sichtweite an den den tiefgelegenen Stationen nicht selten 1'000 m übersteigt. Als besondere Häufigkeitszone muss das Gebiet entlang des Jurasüdfusses bezeichnet werden. Innerhalb dieses Raumes zeichnet sich der vielzitierte Raum des Aarelaufes zwischen Solothurn und Olten als Maximumzone aus. SCHÜEPP (1974: 509) spricht sogar vom Tieflandmaximum der Gesamtschweiz, und es verwundert uns nicht, wenn der Raum der Autobahn zwischen Kriegstetten und Rothrist regelmässig in den Nebelwarnungen der Radio-Verkehrsmeldungen erscheint! Eine zweite Häufigkeitszone liegt in der Gegend des grossen Mooses zwischen den drei Seeländer Seen. Nach den Untersuchungen von STUCKI (1977: 41) kann wahrscheinlich der Raum innerhalb der Grenze Marin - Gampelen - Ins - Kerzers - Galmiz - Witzwil - Marin als das eigentliche Bildungszentrum dieser Bodennebel bezeichnet werden, von wo sich dann in den Stunden vor Sonnenaufgang der Nebel nach SW und NE ausbreitet. Immerhin lassen sich auch in der nebelhäufigen Zone des tieferen Mittellandes positive Anomalien beobachten:

Zum ersten bestätigt sich in dicht überbauten Siedlungsgebieten (z.B. Gerlafingen) die bereits von KRATZER (1956) erwähnte Tatsache, wonach sich der Nebel infolge stärkerer Erwärmung und tieferer Luftfeuchtigkeit aufzulösen vermag. Dieser Effekt wird trotz des verstärkten Inputs von

Kondensationskernen an mehreren Orten sichtbar. Allerdings müssen wir uns fragen, ob die Nebeldecke in Industrie- und Agglomerationsräumen lediglich abgehoben wird, wodurch sich dann in den höheren Hangregionen eine verstärkte Nebelbildung beobachten lässt. STUCKI (1977: 53) erwähnt als Beispiel den Raum des Industriegebietes bei Cressier, dessen Aufwölbung in der Nebeldecke sich sehr schön in den Zeitrafferfilmen unseres Instituts (Kamerastandort: Chasseral) verfolgen lässt (BERLINCOURT und HEIM 1978). Von ähnlichen Effekten spricht man auch in den Städten Biel und Bern. So könnte vielleicht das erstaunliche Häufigkeitsmaximum in Evilard (unterhalb Magglingen) auf ein derartiges Phänomen hinweisen (?).

Zum zweiten finden sich rund um den Bielersee vier Stationen mit sehr kleinen Nebelhäufigkeiten. Hier dürfte es sich um den auch von SCHÜEPP (1974: 507) beschriebenen Vorgang handeln, wonach warme Seeflächen im Herbst die Nebelbildung eindeutig hemmen können. Derartige Einflüsse konnten bei Messfahrten quer durch den Kanton Bern wiederholt festgestellt werden.

Im weiteren dürfen wir nicht vergessen, dass sich auch im tieferen Mittelland topographisch bedingte Gunstzonen finden lassen. Neben den kleineren Hügelzügen entlang des Jurasüdfusses (u.a. Mont Vully, Jolimont und Büttenberg im Westen, Born und Engelberg im Osten des Untersuchungsgebietes) sind es vor allem die grösseren Erhebungen wie Bucheggberg, Rapperswiler Plateau, Frienisberg und Forst, welche im Frühherbst recht oft aus der flachen Bodennebel-schicht herausragen.

Abschliessend können wir feststellen, dass topographisch bedingte Auflösungseffekte innerhalb der Nebeldecken der Mittellandsenke nur selten zu beobachten sind. Das mag folgende Gründe haben:

Im Strömungsfeld des Mittellandes lassen sich innerhalb der Grundsicht selten Strömungen quer zur Streichrichtung des Juras feststellen (EGLI 1975: 9 - 10). Wir gehen deshalb mit COURVOISIER (1976: 7) einig, wonach am Jurasüdfuss nur vereinzelt Leeffekte auftreten, wie wir sie beispielsweise am Juranordfuss bei südlichen bis südwestlichen Winden beobachten können (BIDER und WINTER 1964, COENDET und LEISER 1977: 45). Diese Tatsache wird zusätzlich verstärkt durch den Umstand, dass der Jura im Gegensatz zu den Alpen keine markanten Quertäler aufweist, an deren Mündung Auflösungsvorgänge eintreten können. Die Gebiete des Jurasüdhanges erweisen sich nur insofern als Gunstlage, als dass Kaltluft in die Senke des Mittellandes abfliessen kann (Bildung einer warmen, nebelarmen Hangzone).

- Höheres Mittelland und Voralpen: Innerhalb der Gebiete des höheren Mittellandes und der Voralpen lassen sich höchstens in abgeschlossenen Kaltluftmulden lokale Bodennebelfelder feststellen. In der Regel sind es die Hanglagen um etwa 750 bis 850 m über Meer, welche bei Hochnebel-situationen in den dichten Bereich der abgehobenen Stratusschicht zu liegen kommen. Da diese Hochnebel im Normalfall an eine verstärkte Turbulenz gebunden sind, erzeugen diese Strömungen eindeutig feststellbare, orographische Effekte. So können wir feststellen, dass die markanten Grenzlinien der Nebelzonen (z.B. die häufige Obergrenze des Hochnebels) mit zunehmender Reliefenergie ebenfalls leicht ansteigen. Wir haben bereits erwähnt, dass die Hochnebelereignisse in der Mehrzahl der Fälle mit mittelstarken Bisenströmungen verknüpft sind. Diese zumeist aus Nordosten wehenden Winde führen erwartungsgemäss im Bereiche des nördlichen Alpenrandes zu Luv- und Leerscheinungen. Wir werden auf derartige Effekte auch bei der Besprechung des Alpenraumes eintreten. An dieser Stelle sei speziell auf die Verhältnisse des Napfgebietes hingewiesen. Wie uns die Abbildungen 1 und 2 sehr schön zeigen, weisen die Regionen südwestlich des Napfgebietes äusserst selten Boden- oder Hochnebel auf (Leeffekt). Da die Nebeldecke auf Grund dieser Leerscheinungen auch vom Aaretal her kaum gegen Osten vordringen kann, dürfen die Gebiete des unteren und oberen Emmentals eindeutig als Nebel-Gunstzone angesprochen werden.

13.3.4.4. Die Nebelverhältnisse des Berner Oberlandes

Bei der Besprechung der regionalen Nebelverhältnisse im Berner Oberland müssen wir eine klare Unterscheidung zwischen dem Aaretal von Bern bis Meiringen (inklusive Thuner- und Brienersee) einerseits und den Alpentälern andererseits vornehmen. Obschon das Aaretal Bern - Thun - Interlaken - Meiringen im Gegensatz zum tieferen Mittelland zeitweise nebelfrei bleibt (vgl. Abb. 1), muss es eindeutig als Bodennebelzone angesprochen werden. Vor allem in den Wintermonaten reicht die Nebeldecke sehr oft bis in die Gegend von Meiringen. Allerdings zeigt sie sich nur selten als homogen, und vor allem in den späteren Morgenstunden lassen sich Auflösungszonen feststellen. So gelangen wir auf der Fahrt von Bern nach Thun im Raum Allmendingen nicht selten in eine auffällig nebelfreie Zone. Auch bei Hochnebel und Bise reicht die Nebeldecke sehr oft in das Aaretal hinein, und wir können bei diesen Wettersituationen die bereits genannten orographischen Effekte feststellen. BALZLI (1974: 15 - 16) spricht in diesem Zusammenhang von Stauwirkungen an den Ketten von Stockhorn und Niesen, und WINIGER (1974: 25) beschreibt einen schön sichtbaren Leeffekt, indem sich die bei Bise über den Brünigpass vorgeschobene Hochnebeldecke im Raum Brienersee aufzulösen vermag (siehe Abb. 2). Eine Darstellung der Höhenverteilung des Nebels im Raume der beiden Oberländer Seen findet sich in WANNER (1976: 58).

Die Alpentäler erweisen sich bekanntlich ebenfalls als ausgesprochene Gunstregionen. Wie wir in Kapitel 8 und 9 bereits gesehen haben, dringen auch Hochnebeldecken nur selten in diese Regionen ein (WANNER 1976: 54 - 57). Dabei fällt uns immer wieder auf, dass höher liegende Nebeldecken bei gewissen Taleingängen oder -engnissen auch beim Fehlen einer markanten Geländestufe scharf begrenzt werden. Obschon uns genauere mikroklimatische Untersuchungen über dieses Phänomen fehlen, dürfte es auf folgende Gründe zurückgeführt werden: In vielen Alpentälern kann sich nachts infolge der fehlenden Turbulenz sowie der tiefen Temperaturen (Uebergang zu Eisnebel, vgl. Kap. 8.1.7.2.) kaum eine mehrere Meter mächtige Nebelschicht bilden, und allenfalls aufkommende Winde strömen als Berg- oder Hangwinde talabwärts, was den Nebelbildungsprozess zumindest verzögern mag (adiabatische Erwärmung, Turbulenzeffekte). Obschon tagsüber die strömungsdynamischen Voraussetzungen für ein Einfließen der Nebelmasse in die Alpentäler häufig erfüllt wären (Talwindeneffekt), vermag sich die durch ein Engnis in das Alpental vordringende Nebelmasse sogleich aufzulösen. Dabei dürfte der thermischen Einfluss der nachts nebelfreien und tagsüber erwärmten Talhänge ebenfalls eine wichtige Rolle spielen. Schliesslich muss noch auf ein Phänomen hingewiesen werden, das uns beim Eindringen von Hochnebeldecken in enge Alpentäler immer wieder auffällt: Sowohl die Ober- als auch die Untergrenze der Hochnebeldecke folgen nicht einer bestimmten Höhenkurve, sondern steigen parallel zur Talsohle an. Diese Feststellung gilt allerdings nur für geringe Neigungen der Talachse, und in der Regel können wir talaufwärts ebenfalls eine Verjüngung der vertikalen Schichtdicke der Kaltluft und des Nebels registrieren (SCHNELLE 1972).

Betrachten wir kurz die Nebelverhältnisse der bernischen Alpentäler: Das Simmental weist ausgesprochen günstige Verhältnisse auf. Als häufige Nebelgrenze treffen wir den Talriegel der Burgflue bei Wimmis. Dringt die Nebeldecke ins Simmental ein, so erweist sich die Talumbiegung im Raum Boltigen als weitere, deutliche Nebelgrenze (BALZLI 1974: 23). Die Nebelgunstzone des Kantons Bern liegt eindeutig im Raum Saanen - Gstaad, der auch im Talbodenbereich nur äusserst selten Nebel aufweist. Dabei dürfte es sich häufig um den in Kapitel 8.1.7.2. beschriebenen Effekt handeln, wonach sich in abgeschlossenen, windstillen Talkesseln nur selten Nebel bilden kann. Im Kandertal reichen die Nebeldecken meistens bis in die Gegend von Mülenen. Bei höher liegenden Nebeldecken treten als Grenzen die Gegend von Kien oder ganz selten sogar die Talstufe gegen Kandersteg (Raum Mitholz) oder Adelboden (Grenze knapp oberhalb Frutigen) deutlich hervor. DESCHWANDEN (1974: 21 - 22) hat in Adelboden mit Hilfe eines dichten Beobachtungsnetzes die auch für die Kurortplanung bedeutenden Unterschiede in der Morgennebelhäufigkeit ermittelt. Obschon es sich bloss um die Beobachtungen aus acht Wintermonaten

handelt, dürfen wir annehmen, dass der Raum des Dorfes als Nebelgunstzone angesprochen werden darf. Die Beobachtungsergebnisse im Lüttschinental lassen darauf schliessen, dass dieses Gebiet ähnliche Nebelhäufigkeiten aufweist wie das Kandertal. Bereits im südlichen Teil der Gemeinde Interlaken stellen wir günstigere Nebelverhältnisse fest, und auch hartnäckige Hochnebeldecken dringen nur selten durch den Taleingang bei Wilderswil vor. Als ebenso vorteilhaft dürfen wir die Nebelsituation des Haslitals oberhalb Meiringen bezeichnen, und einzig in Guttannen kann lokal eine gewisse Zunahme registriert werden, wobei nur schwer zu entscheiden ist, ob dieses Phänomen vor allem auf Nebel bei antizyklonalem Wetterverlauf oder auf Hangnebel zurückgeführt werden muss.

Zum Schluss sei noch eine kurze Bemerkung zur Verteilung der Hangnebelereignisse angebracht: Wie wir bei der Besprechung der Kartenlegende bereits angedeutet haben, nimmt die Hangnebelhäufigkeit mit der Höhe stark zu. Wir haben jedenfalls keine Anzeichen dafür gefunden, dass die Zahl der Hangnebel-tage oberhalb eines bestimmten Niveaus wieder zurückgeht. Hingegen kann mit Bestimmtheit festgestellt werden, dass die Verhältnisse im Hochgebirge lokal sehr stark abweichen und speziell Pass- und Gipfelregionen (z.B. Grimsel-Hospiz und Jungfrauojoch) erweisen sich als sehr nebelreich.

Damit schliessen wir die regionale Beschreibung der Nebelverteilung ab und stellen fest, dass viele lokale Eigenheiten nicht oder nur am Rande erwähnt werden konnten. In einem nächsten Abschnitt möchten wir uns kurz über die raumplanerische Bedeutung der Karte aussprechen und dabei einige Ratschläge zu deren Verwendung vermitteln.

13.4. DIE VERWENDUNG DER NEBELKARTE IN DER RAUMPLANUNG

Ohne Zweifel gehört der Nebel zu jenen Klimaelementen, welche häufig bei raumplanerischen Entscheiden mitberücksichtigt werden müssen. Hauptsächlich zwei Gründe können für diese Tatsache verantwortlich gemacht werden:

1. Die "Schönwetternebel" (Boden- und Hochnebel), welche genetisch zum grossen Teil auf Ausstrahlungseffekte zurückzuführen sind, zeigen eine sehr hohe Korrelation zur mittleren Verteilung der Inversionen und der Kälteseen (vgl. Figur 23). Sie eignen sich somit als Indikatoren austauscharmer Verhältnisse bei konvektiv-antizyklonalen Wetterlagen.
2. Die Nebelverteilung lässt Rückschlüsse auf die Sonnenscheindauer während des ohnehin sonnenscheinarmen Winterhalbjahres zu.

TSCHIRHART (1974: 1) erwähnt deshalb, dass der Nebel im Zusammenhang mit diversen menschlichen Aktivitäten berücksichtigt werden muss: Gesundheit, Landwirtschaft, Behinderung von zahlreichen Arbeiten, Verkehr in der Luft und am Boden. Sehr wertvolle Hinweise auf die praktische Verwendung von Nebelkarten verdanken wir SCHIRMER (1974 und 1976). Wir stützen uns deshalb in unseren Aussagen sehr stark auf seine Ergebnisse ab.

Bei der Benützung der vorliegenden Nebelkarte muss auf die Einschränkung hingewiesen werden, dass diese Karte einerseits nur für das Winterhalbjahr und andererseits nur für den Morgentermin (07.00 bis 08.00 Uhr) Gültigkeit besitzt.

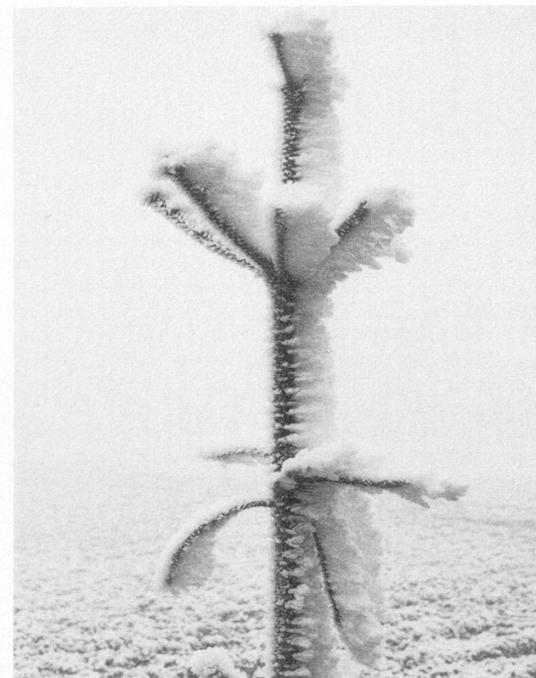
13.4.1. Industriestandorte

Die Zone häufiger Bodennebel dürfte praktisch mit jenen Räumen übereinstimmen, welche die grösste Inversionsgefährdung aufweisen. Diese zumeist flachen und verkehrsreichen Gebiete eignen sich somit für den Standort von Grosseinstallationen nur sehr schlecht, und grössere Industrieanlagen in der Zone häufiger Bodennebel können bei langandauernden Hochdrucklagen zu hohen lufthygienischen Belastungswerten führen. Da diese Gebiete auch bei Hochnebellagen (Nebelmeere mit Höheninversionen) unter der Nebeldecke liegen, nützen oft auch grosszügige Kamindimensionierungen nur sehr wenig und es bleibt abzuklären, wie weit sich auch der Bau von Kühltürmen in derartigen Regionen (z. B. Gösigen) negativ auswirken kann. Wir müssen uns deshalb ernsthaft fragen, ob sich der vermehrte Aufwand lohnen würde, wenn wir derartige Bauwerke in eine Zone grösseren Luftaustausches (z.B. nebelarme Hangzone oder Hangnebelzone) verlegen.

Schliesslich möchten wir noch auf den Nebelfrost oder Rauhref hinweisen, welcher innerhalb der Hoch- und Hangnebelzone sehr oft technische Einrichtungen befallen kann (Freileitungen, Sendemaste usw.). Abbildung 3 zeigt uns das Beispiel eines derartigen Nebelfrostansatzes aus dem Raum des Frienisbergs. Speziell in der Hochnebelzone finden sich zudem grosse Ansammlungen von Schadstoffen, die gravierende Schäden hervorrufen können. Aus diesen Gründen dürfte sich vor allem die nebelarme Hangzone für den Bau derartiger Einrichtungen anbieten.

Abb. 3

Nebelfrostansatz am Strassenrand der Staatsstrasse Bern-Aarberg auf der Höhe des Frienisbergs (730 m ü. Meer). Aufnahme während der Hochnebelssituation vom 21.12.1977 (Foto H. Wanner).



13.4.2. Verkehr

Dichter Nebel bedeutet sowohl für den Verkehr auf dem Boden als auch in der Luft eine grosse Behinderung. WEBER (1975: 6) macht den Vorschlag, dass für den Strassenverkehr Nebelkarten gezeichnet werden müssen, welche die Zahl jener Nebeltage zeigen, an denen die horizontale Sicht unter 200 m sank. Da die Bodennebel auch für den Luftverkehr eine grosse Gefahr bedeuten, muss die Zone häufiger Bodennebel für den Verkehr als ungünstig bezeichnet werden. Weil in den Messnetzen der Kantone Bern und Solothurn eine Unterscheidung in Nebel mit Sichtweite von 200 bis 1'000 m und dichte Nebel mit Sichtweite 0 bis 200 m vorgenommen wird, konnte die Zahl der Tage mit dichtem Nebel ohne Schwierigkeiten ausgezählt werden. Die Ergebnisse haben gezeigt, dass bei dieser Betrachtungsweise ebenfalls jene Zonen als ungünstig bezeichnet werden müssen, welche auf der Karte dunkelblau ausgeschieden wurden. Immerhin muss erwähnt werden, dass auch im Bereich der Hochnebelzone oft geringe

Sichtweiten auftreten können. Schliesslich erinnern wir an die Wirkungen des Glatteises, welches in Nebelzonen im Winter sehr regelmässig beobachtet werden kann. Grundsätzlich können die nebelarme Zwischenzone und die nebelarme Hangzone als optimale Gebiete für die Anlage von Verkehrsachsen und Flugplätzen angesprochen werden. In jedem Fall empfiehlt es sich, dass zusätzlich lokale Nebeluntersuchungen vorgenommen werden.

13.4.3. Landwirtschaft

Die Zone des intensiven Gemüse- und Ackerbaus deckt sich in vielen Bereichen des Untersuchungsgebietes mit der Zone häufiger Bodennebel. Da der Bodennebel als eindeutiger Indikator für eine grössere Kaltluftgefährdung angesprochen werden darf, muss beim Anbau empfindlicher Kulturen speziell auf mikroklimate Besonderheiten Rücksicht genommen werden (Kaltluftströme, Frostlöcher usw.). Kulturen, welche sehr stark der Spätfrostgefährdung unterliegen (z.B. Obstbau), sollten nach Möglichkeit oberhalb der Kaltluftobergrenze in der nebelarmen Zwischenzone angebaut werden. Für Spezialkulturen, welche durch Treibhäuser vor der Kälte geschützt werden, dürfte sich auch die im Winter sonnenscheinreiche nebelarme Hangzone sehr gut eignen.

13.4.4. Tourismus / Gesundheits- und Siedlungswesen

SCHULZ (1963: 22) hat sich speziell mit den meteoropathologischen Auswirkungen winterlicher Inversions- und Nebellagen auseinandergesetzt. Er hält fest, dass sich derartige Verhältnisse direkt mit einer Häufung bestimmter Krankheitsbilder (Asthma, chronische Bronchitis, Emphysembildung) korrelieren lassen. DESCHWANDEN (1973: 3) erwähnt, dass sich der Nebel auf Grund seiner Tropfenspektren und seiner hohen Luftfeuchtigkeit ausgezeichnet als Transportmittel für Mikroorganismen eignet. Diese Effekte dürften vor allem in der Bodennebelzone auftreten. Die Ergebnisse von BECKER, UNDT und DAUBERT (zit. in SCHULZ 1963: 22) sowie AESCHBACHER und MELI (1977: 49 - 53) lassen jedoch den Schluss zu, dass in dicht besiedelten Gebieten auch die Hochnebelzone zu den bioklimatisch ungünstigen Zonen gezählt werden muss.

Die Figuren 18 und 35 zeigen uns deutlich, dass im Höhenbereich ab 950 bis 1'000 m nur noch selten derart belastende "Schönwetternebel" auftreten. Damit sei gezeigt, dass die nebelarme Hangzone eindeutig als bioklimatische Gunstzone angesprochen werden kann, welche sich für die Anlage von Spitätern, Sanatorien, Alters- und Erholungsheimen sowie überhaupt von Siedlungen

aller Art speziell gut eignet. BALZLI (1974: 55) erwähnt die Möglichkeit, dass die nebelarme Hangzone sowie die nebelarmen Alpentäler als eigentliche Gunstzonen des Herbsttourismus ausgeschieden werden können, da sich diese Gebiete bei Nebel in den tieferen Regionen meist noch durch sommerliche Wärme auszeichnen. Schliesslich muss erwähnt werden, dass auch die Hangnebelgebiete eine ausgezeichnete Eignung für den Wintertourismus aufweisen, da sie bei langandauernden Boden- oder Hochnebel Situationen ebenfalls vom reichhaltigen Angebot an Sonnenscheindauer und Strahlung profitieren können.

13.4.5. Forstwirtschaft

Für die Belange der Forstwirtschaft sei lediglich angetönt, dass im Bereiche des Hoch- und speziell des Hangnebels beträchtliche Mengen von Nebelniederschlag (z.T. in der Form des Rauhrefs) auftreten, welche unter Umständen für die Vegetation von Bedeutung sein können. SCHIRMER (1970: 145) hält fest, dass sich die Hangnebellagen im Hunsrück aus diesem Grund sehr gut für die Aufzucht der Sitka-Fichte eignen.

Am Schluss bleibt uns noch festzustellen, dass sich die gegebenen Hinweise immer auf die isolierte Betrachtung des Nebels als raumplanerisches Element bezogen. Wir sind uns jedoch voll und ganz bewusst, dass viele Entscheide der Raumplanung durch andere Faktoren oder gar Sachzwänge bestimmt werden.

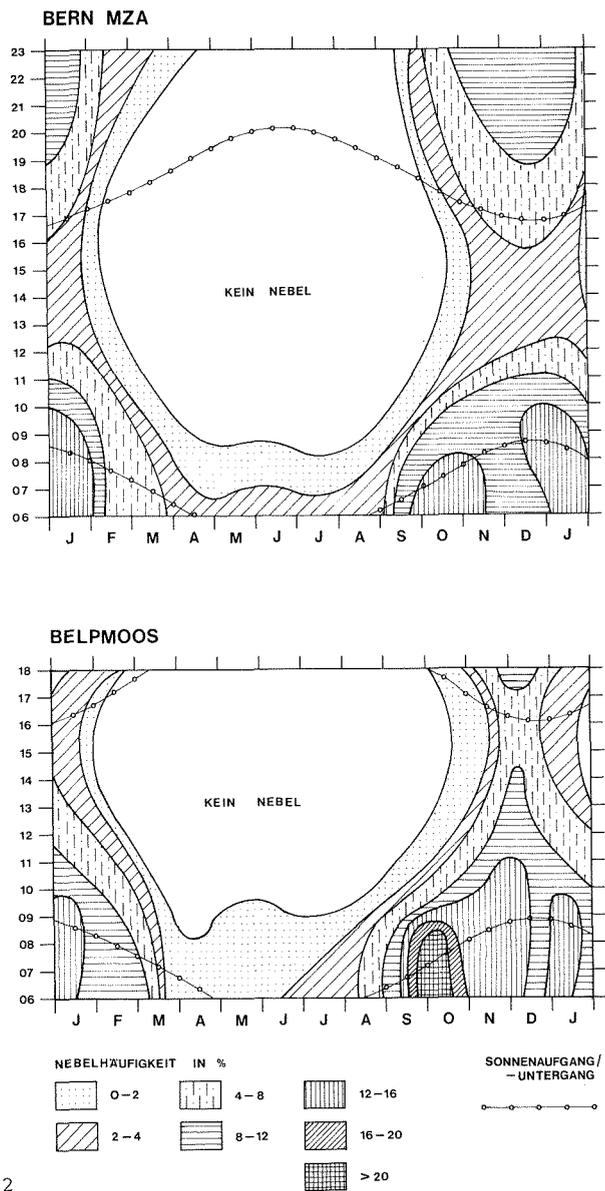
13.5. AUSGEWÄHLTE PROBLEME DER RAUM-ZEITLICHEN NEBELVERTEILUNG

13.5.1. Tages- und Jahresgang der Nebelhäufigkeit

Wir haben bereits mehrmals betont, dass mit der Beschränkung auf das Winterhalbjahr und den Morgentermin der Nachteil in Kauf genommen werden musste, dass über die genaue Zahl der Nebelstunden keine Aussage gemacht werden kann. Wir möchten deshalb in der Folge versuchen, diesen Nachteil mit Hilfe ausgewählter Stationsauswertungen zu korrigieren. Figur 36 gibt uns eine Uebersicht über den Tages- und Jahresgang der Nebelhäufigkeit anhand der Stationen Bern-MZA und Belpmoos-Flugplatz.

Leider fehlen uns genauere Angaben über das Gebiet der Nebelmaxima im grossen Moos und im Raum Olten. Die Werte der Stationen Belpmoos dürfen als einigermassen repräsentativ für die Verhältnisse im kaltluftgefährdeten Aaretal angesehen werden,

Fig. 36
 Bern MZA (1954-62) und Bern-Belpmoos (1961-68): Isoplethen
 der Nebelhäufigkeit (Daten aus SCHÜEPP 1963 sowie aus den Auf-
 zeichnungen der Wetterbeobachtungen des Flughafens Bern-
 Belpmoos).



das bezüglich der Nebel- und Ventilationsverhältnisse sozusagen als Bindeglied zwischen Alpenraum und tieferem Mittelland angesehen werden darf. Wir können der Figur die folgenden Tatsachen entnehmen: Jahresgang und Hauptnebelzeiten sind sehr schön abzugrenzen. Wie bereits ZINGG (1945: 8) und SCHNEIDER (1954: 2) in Dübendorf und Zürich festgestellt haben, tritt auch im Belpmoos in der Zeit von Ende September bis Ende Oktober ein Nebelmaximum auf, welches darauf hinweist, dass beide Stationen der Bodennebelzone zuzuordnen sind. Eine zweite Häufung derartiger Morgennebelfälle registrieren wir im Januar. Dabei dürfte es sich sehr oft um Fälle handeln, wo bei höher liegenden Nebelobergrenzen die Nebeldecke dennoch bis zum Boden anwachsen konnte. Wir stellen fest, dass die Monate April bis August nur sehr selten Nebel aufweisen, womit die Auswahl der in dieser Arbeit verwendeten Untersuchungsperiode erneut gerechtfertigt erscheint. Legen wir unser Augenmerk auch auf den Tagesgang, so zeigt sich klar die grosse Nebelhäufigkeit in den frühen Morgenstunden bis etwa acht Uhr, wobei sich die feuchte, kaltluftgefährdete Mulde des Belpmooses als eindeutig ungünstiger erweist als der erhöhte wärmere Stadtraum. Schliesslich darf die Zeit des tiefsten Sonnenstandes und somit der schwächsten Einstrahlung (Ende November bis Mitte Januar) vom Tagesgang des Nebels her eindeutig als ungünstigster Zeitraum angesprochen werden.

Die in der Legende der Nebelkarte dargestellten Stationsdiagramme mit der Zahl der Nebeltage zeigen bereits deutlich, dass das jahreszeitliche Nebelmaximum je nach Region sehr unterschiedlich auftritt, eine Tatsache, auf die wir bereits in Kapitel 8 mehrmals hinweisen konnten. Grundsätzlich möchten wir zur Häufigkeit der Morgennebelbeobachtungen im Winterhalbjahr noch folgendes festhalten:

1. Stationen, welche in der Bodennebelzone liegen, (Juranordfuss, Mittelland) weisen im Oktober (selten im November) die grösste Zahl an Nebeltagen auf.
2. In den Hochnebelgebieten und zum grossen Teil auch im Bereiche der nebelarmen Zwischenzone (Jurasüdrand, höheres Mittelland, Alpenordrand) liegen die Maxima in den Wintermonaten Dezember oder Januar, wenn vor allem hartnäckige Stratusdecken (Nebelmeere) die Tiefregionen überdecken.
3. In den Tälern des Juras und der Alpen fallen die Maxima in der Regel auf den Monat März. Der Grund liegt möglicherweise darin, dass in den geschlossenen Talkesseln infolge der Verstärkung der Thermik sowie der zunehmenden Bodenerwärmung und Verdunstung erst im Frühling innerhalb der bodennahen Luftschichten ein genügend grosses Feuchteangebot auftritt, welches eine Nebelbildung hervorrufen kann.

Etwas anders präsentieren sich die Zahlen dann, wenn wir die gesamte Zahl der Nebelstunden während eines Winterhalbjahres auszählen. Tabelle 25 zeigt und die Zahl der Nebelstunden, die mittleren monatlichen Nebelauflösungszeiten sowie die Zahl der Tage ohne Nebelauflösung im Winter 1972/73 anhand von 25 ausgewählten Stationen quer durch das Untersuchungsgebiet.

Die Nebelstunden wurden mit Hilfe der beobachteten Nebelauflösungszeiten bestimmt, indem der Auflösungsstermin (z.B. 10 Uhr) mit der Zahl der Nebelstunden gleichgesetzt wurde. Dieses Vorgehen bringt uns eine gewisse Ungenauigkeit, indem die Nebelstunden vor Mitternacht oder auch kurzzeitige Nebelereignisse vor oder nach der Morgenbeobachtung nicht miteinbezogen wurden. Die mittleren Auflösungszeiten stellen den Quotienten aus der Zahl der Nebelstunden und der Zahl der Morgennebeltermine dar. Die Tabelle liefert uns die folgenden Erkenntnisse:

- Das Nebelmaximum (Monat mit der grössten Anzahl Nebelstunden) hat sich auch im Bereiche der Tiefenstationen in vielen Fällen gegen die Zeit der schwächsten Einstrahlung (Dezember, Januar) verschoben. Eine Ausnahme bilden höchstens jene tiefliegenden Stationen, welche am Rand des Nebelkörpers im Bereiche von höheren Erhebungen mit einer verstärkten Thermik liegen (Courrendlin, Bundkofen bei Schüpfen, Wyssachen, Rüegsausachen, Biglen).
- Als eindeutige Ungunztzonen dürfen die Gebiete um Lengnau, Erlach, Gründen bei Ersigen, Schwarzhäusern und Langenthal bezeichnet werden. Hier bestätigen sich die bereits beschriebenen Tatsachen auf der Nebelkarte.
- Mit Hilfe der mittleren Auflösungszeiten und der Zahl der ganzen Nebeltage lässt sich eindeutig nachweisen, dass sich ein einmal gebildeter Morgennebel in den genannten Ungunztregionen im Monat Dezember kaum mehr aufzulösen vermag. Dagegen lösen sich im Monat März die tiefliegenden Nebelfelder meistens bereits am Vormittag auf.

Zum Tages- und Jahresgang der Nebelhäufigkeiten darf abschliessend festgehalten werden, dass sich die in der Nebelkarte gezeigten Strukturen weitgehend bestätigt haben. Was uns erstaunen mag, ist die auch von KÜNG (1977) festgestellte Tatsache, wonach die Gebiete des Grossen Mooses noch stärker unter der Last langandauernder Nebeldecken zu leiden haben als das klassische Nebelgebiet im Bereiche der Stationen Langenthal - Schwarzhäusern. Der kurze Blick auf das Winterhalbjahr 1972/73 hat uns auch gezeigt, dass am Jurasüdfuss sehr oft längere Perioden ohne Auflösung der Nebeldecke auftreten können. Nach dem verfügbaren Auflösung der Nebeldecke auftreten können. Nach dem verfügbaren Beobachtungsmaterial zu schliessen, hat sich die Nebeldecke in Teilen des Grossen Mooses während 14 Tagen (13. bis 26.12.1973)

Tab. 25

Winter 1972/73 (Monate Oktober bis März): Nebelstunden, mittlere monatliche Nebelauflösungszeiten sowie Zahl der Tage ohne Nebelauflösung für 25 ausgewählte Stationen des Untersuchungsgebietes

ORT	KOORDINATEN	HOEHE ü. M.	NEBELSTUNDEN								Halb- jahr	MITTLERE AUFLÖSUNGSZEIT (STD)						TAGE OHNE AUFLÖ- SUNG
			O	N	D	J	F	M	O	N		D	J	F	M			
Courrendlin	595050//243000	434	147	108	141	131	26	22	575	11	11	14	16	13	11	5		
Lengnau b. Biel	594900//285000	440	153	133	169	97	43	62	657	10	12	17	14	11	9	11		
Erlach	574200//209800	432	119	214	439	288	13	0	1073	11	22	22	24	13	0	38		
Bundkofen (Schüpfen)	594400//210300	510	135	125	76	19	11	18	384	10	18	11	11	11	9	4		
Jegenstorf	605050//211125	528	43	151	153	33	30	-	410	11	17	11	11	10	0	4		
Gründen bei Ersigen	611950//215350	501	151	136	406	98	9	14	814	14	15	23	14	9	7	21		
Kräiligen	607225//221800	465	114	158	194	32	13	27	538	10	14	18	11	13	9	7		
Schwarzhäusern	625300//235000	434	153	212	366	94	10	48	883	12	18	19	10	10	10	19		
Langenthal	626700//228900	485	161	203	336	118	10	-	828	12	17	24	20	10	0	24		
Wyssachen Dorf	629600//214200	710	75	-	22	67	22	14	200	15	0	11	17	11	14	3		
Rüegsausachen	616575//207975	640	71	29	67	46	31	-	244	10	10	10	9	10	0	0		
Biglen	614250//197200	720	68	22	26	20	26	-	162	11	11	9	10	13	0	0		
Konolfingen	614200//192340	695	62	59	130	59	28	-	338	16	12	22	15	14	0	6		
Kiesen	610600//185500	539	101	83	262	30	24	-	500	14	10	18	10	24	0	11		
Thun	613725//176400	563	24	54	225	48	13	-	364	24	9	20	24	13	0	9		
Beatenberg	627650//172250	1180	38	20	8	119	70	96	351	13	10	8	17	18	14	7		
Brienzwiler	650625//177900	680	19	68	24	119	10	9	249	10	17	12	13	10	9	4		
Erlenbach	608850//167850	720	17	13	24	68	-	-	122	9	7	24	17	0	0	3		
Zweisimmen	594725//155325	990	63	-	-	9	-	-	72	21	0	0	9	0	0	2		
Antishubel bei Zweisimmen	594700//153825	1287	48	81	24	95	127	43	418	24	20	24	19	18	14	13		
Gstaad	591800//147550	1340	10	-	-	-	-	-	10	10	0	0	0	0	10	0		
Kien	619000//162700	725	30	9	26	20	10	-	95	10	9	13	5	10	0	0		
Frutigen	615950//159960	810	20	8	12	-	11	-	51	10	8	12	0	11	0	0		
Adelboden	609080//148980	1360	28	57	23	38	81	50	277	9	11	12	13	16	10	0		
Wengen	637050//162000	1280	69	-	-	24	48	48	189	17	0	0	24	24	24	7		

nicht aufgelöst. Diese Zahl liegt sogar höher als jene längste Nebelperiode von 12 Tagen, welche COURVOISIER (1962: 5) in einer Untersuchungsperiode von 1949 bis 1960 auf dem Flughafen Zürich-Kloten gefunden hat!

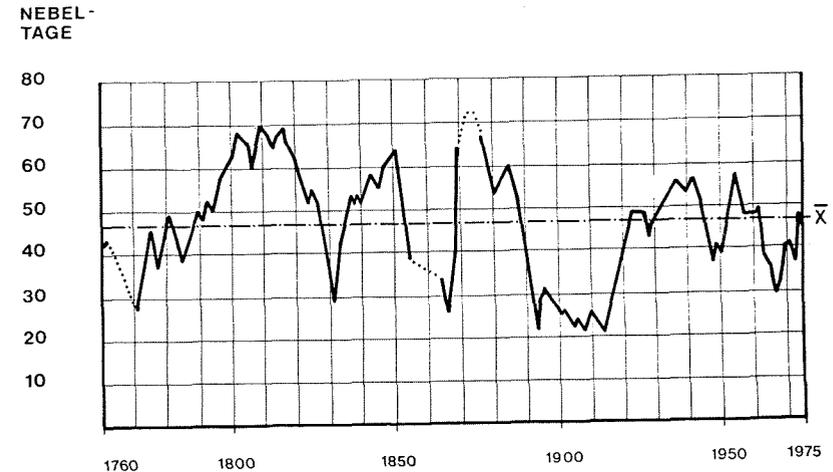
13.5.2. Langjähriger Trend der Nebelhäufigkeiten

Zum Schluss unserer Untersuchungen möchten wir einen Blick in die Zukunft werfen und uns fragen, ob und in welcher Art und Weise sich die Zahl der Nebeltage in Zukunft verändern wird. In der Regel konnte in den letzten Jahrzehnten unter dem Einfluss der Verstädterung, der Entsumpfungen sowie der Verbauungen von Fluss- und Bachläufen eine Tendenz zur Nebelabnahme beobachtet werden (SCHÜEPP 1974: 509). BECK (1970: 2) ist allerdings der Ansicht, dass die Abnahme der Nebelfrequenzen seit 1952 eher einer allmählichen Klimamodifikation zuzuschreiben ist. SCHÜEPP (1974: 510) zeigt anhand des Beispiels von Locarno, dass auch Stationen existieren, welche eine Zunahme der jährlichen Nebelhäufigkeiten registrieren. Er stellt die Frage, ob der seit 1954 festgestellte Anstieg der prozentualen Nebelhäufigkeit in Locarno einer versteckten Inhomogenität oder aber der extremen Luftverschmutzung im Gebiet des Südtessins und der Poebene zuzuschreiben ist.

Werfen wir einen Blick auf unser Untersuchungsgebiet. Wir haben die alte, von MOSER (1972) aufgearbeitete und korrigierte Berner Reihe bis in die Gegenwart ergänzt und zeigen in Figur 37 den Gang der jährlichen Nebelhäufigkeiten seit 1760. In MOSER (1972: 3 - 7) findet sich eine genaue Beschreibung der verwendeten Reihen und Standorte mit ihren Beobachtern.

Zur Qualität des Datenmaterials sei lediglich bemerkt, dass verschiedene Beobachter des 18. und 19. Jahrhunderts nur den Morgentermin berücksichtigt haben, so dass diese Daten der internationalen Definition des Nebeltages (vgl. Kap. 5) nicht vollauf gerecht werden und wohl etwas zu tief sind. Zu hoch dagegen liegen im Vergleich mit andern Stationen die Werte des Meteorologischen Observatoriums zwischen 1881 und 1914 (vgl. auch SCHÜEPP 1963: 58). Der Beobachter hatte nämlich auch dann Nebel registriert, wenn derselbe den Gurten, die Altstadt oder andere benachbarte Gebiete, nicht aber die Station einhüllte. Die Daten wurden deshalb für die weitere Bearbeitung reduziert. Betrachten wir die Einzelwerte, so ergibt sich daraus ein Mittelwert von 47 Nebeltagen pro Jahr. Das hier nicht dargestellte Histogramm der Jahreswerte mit einem Klassenabstand von 10 Tagen zeigt eine Zweigipfligkeit mit einem Höchstwert der Klasse von 51 - 60 Tagen und einem zweiten Anstieg bei der Klasse von 21 - 30 Tagen. Betrachten wir Figur 37 so erkennen wir deutlich, dass die Zahl der Nebeltage pro Jahr zwischen 20 und 70 schwankt.

Fig. 37
Stadt Bern: Gang der jährlichen Nebelhäufigkeiten von 1760 bis 1975 (fünfjährige übergreifende Mittel; nach MOSER 1972: 34), ergänzt.



Richten wir unser Augenmerk auf das Erkennen der zukünftigen Entwicklung, so stellen wir in neuerer Zeit eine Verminderung sowohl der Schwankungsbreite als auch der Zahl der Nebeltage fest. Wir nehmen kaum an, dass sich dieser Trend weiter entwickelt und erwarten viel eher, dass sich die Zahl der Nebeltage stabilisiert oder auf Grund des zunehmenden Inputs von Kondensationskernen in die Atmosphäre ansteigt. Dabei ist jedoch nicht auszuschliessen, dass die Nebeldecke durch die verstärkte Wärmeproduktion lokal abgehoben wird, wodurch sich die Häufigkeitsmaxima gegen die höheren Regionen hin verschieben können.

14. OFFENE FRAGESTELLUNGEN

Wir haben in der vorliegenden Arbeit den Versuch unternommen, einen Beitrag zur Frage der Bildungsmechanismen, der daraus resultierenden Verteilungsmuster sowie der Vorhersage winterlicher Nebel im Gebiet zwischen Jura und Alpen zu liefern. Dabei konzentrierten wir unsere Betrachtungen fast ausschliesslich auf die "Schönwetternebel", welche prinzipiell als Indikatoren austauscharmer und lufthygienisch ungünstiger Wetterverhältnisse bezeichnet werden dürfen. Viele Aussagen bleiben dabei in mehr oder weniger erhärteten Hypothesen stecken. Der Grund liegt vor allem darin, dass Feinsondierungen der Grundschicht sowie mikrophysikalische Untersuchungen und Strömungsanalysen innerhalb der Kaltluft- und Nebelkörper im Untersuchungsgebiet weitgehend fehlen. Wir müssen deshalb unsere zukünftigen Anstrengungen vor allem auf diese Fragestellungen ausrichten:

1. Eine der ersten Aufgaben muss es sein, jene Wetterlagen, welche in den stark überbauten Niederungen unseres Landes häufig stagnierende Kaltluft- und Nebelansammlungen aufweisen, präziser zu beschreiben. Als erfolgversprechende Methode dürfte sich dabei die genaue Feinanalyse des Boden- und Höhendruckfeldes anbieten. Dabei stellt sich bloss die Frage, ob die vorhandenen Messstationen für die Lösung dieses Problem ausreichen werden.
2. Die Analyse dieser Erscheinungen darf sich nicht lediglich auf das Druckfeld beschränken. Wir müssen auch dem daraus resultierenden Strömungsfeld sowie der Mikrophysik des Nebels die nötige Beachtung zukommen lassen. Als grundlegend muss dabei die Forderung nach detaillierten Feinsondierungen innerhalb der Grundschicht bezeichnet werden.
3. Aus den genannten Untersuchungen der austauscharmen Wetterlagen soll als wichtigstes Ziel eine Prognose abgeleitet werden können, welche neben der Nebelbildung und -verteilung auch Rückschlüsse auf die Inversionsstärke, das Strömungsfeld innerhalb der Inversions- oder Nebelschicht und besonders auf die mögliche lufthygienische Belastung zulässt.
4. Schliesslich muss sich an eine derartige Untersuchung eine Klassierung und Kartierung der Durchlüftung oder sogar der lufthygienischen Belastung anschliessen.

Wir sind uns bewusst, dass eine Beantwortung der erwähnten Fragen nur mit grösstem finanziellem und zeitlichem Aufwand vorgenommen werden kann. Die Entwicklung neuer Satellitensysteme (METEOSAT, HCMM, TIROS-N) und die Anwendung spezieller Untersuchungsmethoden (Kartierung von Nebel- und Dunstgrenzen,

detaillierte Beobachtung von Rauchkaminen, Messfahrten usw.) lassen jedoch die Hoffnung zu, dass wir in Zukunft wenigstens auf einen Teil der dargestellten Fragen eine gültige Antwort finden können.

15. LITERATURVERZEICHNIS

- ACKERMANN, P., BIDER, M., und VERZAR, F., 1954: Kontinuierliche Messungen von atmosphärischen Kondensationskernen. *Geofisica pura e applic.*, Vol. 29 : 167 - 200.
- ACKERMANN, P., 1959: Die meteorologischen Verhältnisse im schweizerischen Mittelland als Faktor zur Standortwahl und zur Ueberwachung von Reaktoren. *Mitt. blatt des Deleg. f. Fragen d. Atomenergie*, Nr. 1, 3 S.
- ACKERMANN, P., o. J.: Die meteorologischen Verhältnisse im schweizerischen Mittelland als Faktor zur Standortwahl und zur Ueberwachung von Reaktoren. Unveröff. Manuskript, 7 S.
- AESCHBACHER, R. und MELI, R., 1977: Die Schwefeldioxyd-Belastung der Bieler Stadtluft. Unveröff. Hausarbeit, Geogr. Inst. Bern, 56 S.
- AMELIN, A. G., 1967: Theorie of fog condensation. Israel Program for Scientific Transl., Jerusalem, 2. Aufl., 236 S.
- AUBERT, S., 1932: Considérations sur le climat de la Vallée de Joux. *Bull. Soc. Vaud. Sc. Nat.* 57/230 : 493 - 524.
- BAHRENBERG, G. und GIESE, E., 1975: Statistische Methoden und ihre Anwendung in der Geographie. Teubner Studienbücher, Stuttgart, 308 S.
- BALZER, K., 1972: Aufbau eines Algorithmus zur objektiven Hochnebelprognose. *Zeitschrift f. Meteorol.*, Bd. 22 : 62 - 66.
- BALZLI, M., 1974: Die Nebelarmut im Berner Oberland. Unveröff. Prosem. arbeit, Geogr. Inst. Bern, 61 S.
- BAUR, F., 1948: Einführung in die Grosswetterkunde. Dietrichsche Verl., Wiesbaden, 165 S.
- BECK, B., 1970: Bemerkenswerte Feststellungen zur Nebelhäufigkeit 1949 - 1969 in Kloten. Unveröff. Ber. d. Flugwetterzentrale Zürich-Kloten, 4 S.
- BERLINCOURT, P. und HEIM, M., 1978: Zur Dynamik der Nebelmeere im Schweizerischen Mittelland. Film, Geogr. Inst. Bern, Aufführungszeit: ca. 20 Min.
- BEZOLD von, W., 1959: Eine objektive Vorhersagemethode für geringe Sichtweiten auf statistischer Grundlage. *Meteorol. Rundschau*, 12. Jg., Heft 3 : 100 - 104.
- BIDER, M., und VERZAR, F., 1957: Ergebnisse mehrjähriger kontinuierlicher Registrierungen der Zahl der atmosphärischen Kondensationskerne in St. Moritz. *Geofisica pura e applic.*, Vol. 36 : 110 - 117.

BIDER, M. und WINTER, H., 1964: Untersuchungen über die Nebelverhältnisse bei Basel. Verhandl. d. Sz. Naturforsch. Ges., 144. Jahresvers. : 106 - 108.

BIGLER, C., 1976: Nebelverbreitung im schweizerischen Mittelland aus Satellitenaufnahmen. Unveröff. Hausarbeit, Geogr. Inst. Bern, 42 S.

BLUETHGEN, H. J., 1964: Allgemeine Klimageographie. Verl. Walter de Gruyter, Berlin, 599 S.

BOUËT, M., 1952 a: Le brouillard dans les Alpes valaisannes. Archiv f. Met., Geoph. u. Biokl., Serie B, Bd. 4 : 26 - 33.

BOUËT, M., 1952 b: Le brouillard en Valais. Bull. d. l. Murithienne, Fasc. 69 : 1 - 9.

BOUËT, M., 1952 c: Vagues de brouillard. Verhandl. d. Sz. Naturforsch. Ges., 132. Jahresvers. : 114 - 115.

BOUËT, M., 1957: L'orage et le brouillard à la Vallée de Joux, Bull. d. l. Soc. vaud. des sciences nat., Vol. 66, Nr. 295 : 433 - 439.

BOUËT, M., und KUHN, W., 1970: Vagues de brouillard considérées comme ondes de gravité. Verhandl. d. Sz. Naturforsch. Ges., 150. Jahresvers. : 170 - 172.

BOUËT, M., 1972: Climat et météorologie de la Suisse romande. Verl. Payot Lausanne, 171 S.

BRUECKMANN, W. und UTTINGER, H., 1932: Klimakarten der Schweiz. Separatabdr. aus Annalen d. Sz. Met. Zentralanstalt, Jg. 1931.

BUSER, H., 1976: Die Schwefeldioxid-Belastung der Zürcher Stadtluft. Unveröff. Hausarbeit, Geogr. Inst. Bern, 47 S.

BYERS, H. R., 1974: General Meteorology. McGraw-Hill Book Company, 4. Aufl., 461 S.

CARSON, R. B. und HARDY, R. C., 1963: On the forecasting of winter fog: A geographical approach. Journ. of Applied Meteorol., Vol. 14 : 351 - 357.

CHAKRAVORTTY, K. C., 1955: Use of tephigrams in the prediction of radiation fog. Indian Journ. of Meteorol. and Geoph., Vol. 6, Nr. 4 : 327 - 332.

CHAMBETTAZ, A., KORTEN, A. und DUPANLOUP, M., 1971: Préviation des brouillards à l'aéroport Genève-Cointrin. Arbeitsber. d. Sz. Met. Zentralanstalt, Nr. 27, 26 S.

CHROMOW, S. P., 1940: Einführung in die synoptische Wetteranalyse. Verl. Jul. Springer, Wien, 532 S.

COENDET, M., und LEISER, F., 1977: Nebelverteilung im Raum Basel aus Satellitenbildern. Unveröff. Seminararbeit, Geogr. Inst. Bern, 70 S.

COURVOISIER, H. W., 1962: Nebelperioden und ganztägige Nebel in Zürich-Kloten und deren Prognose. Unveröff. Bericht, Flugwetterzent. Zürich-Flughafen, 13 S.

COURVOISIER, H. W., 1975: Katalog objektiv-statistischer Wetterprognosen für die Alpensüdseite und das Oberengadin. Veröffentl. d. Sz. Met. Zentralanstalt, Heft 32, 21 S.

COURVOISIER, H. W., 1976: Die Abhängigkeit der Sonnenscheindauer vom kleinräumigen Druckgradienten in den Niederungen bei winterlichen Inversionslagen. Arbeitsber. d. Sz. Met. Zentralanstalt, Nr. 62, 9 S.

DEACON, E. L., 1969: Physical processes near the surface of the earth. World Survey of Climatol., Vol. 2 : 39 - 104.

DESCHWANDEN, von, P., 1973: Nebelbeobachtung und Kurortplanung. Unveröff. Vortragsmanuskript, 10 S.

DESCHWANDEN, von, P., 1974: Nebelbeobachtung und Kurortplanung. Inform. u. Beitr. z. Klimaforschung, Nr. 12 : 21 - 23.

DIXON, W. J. (Hrsg.), 1974: BMD Biomedical Computer Programs. Univ. of California Press, Berkeley - Los Angeles - London, 773 S.

DIXON, W. J. (Hrsg.), 1975: BMDP Biomedical Computer Programs. Univ. of California Press, Berkeley - Los Angeles - London, 792 S.

DRIMMEL, J., 1958: Theorie und Vorhersage der Hochnebelbildung im Wiener Becken. Archiv f. Met., Geoph. u. Biokl., Serie A, Bd. 10 : 410 - 414.

DUFOUR, L., 1958: Quelques considérations sur la définition du brouillard. Beiträge z. Physik d. Atmosph., Bd. 30 : 289 - 296.

EGLI, H. R., 1975: Klima und Wetter von Biel. Unveröff. Prosem. arbeit, Geogr. Inst. Bern, 35 S.

ELDRIDGE, R. G., 1971: The relationship between visibility and liquid water content in fog. Journ. of the Atm. Sciences, Vol. 28, Nr. 7 : 1183 - 1186.

EVANS, E., AANANSEN, C. J. M. und WILLIAMS, T. E., 1958: Deterioration of visibility in radiation fog. The Meteorol. Mag., Vol. 87, Nr. 1028 : 33 - 35.

FELBER, H. U., 1975: Niederschlagsverteilungen von Bern in Abhängigkeit von verschiedenen Wetterlagen. Unveröff. Prosem. arbeit, Geogr. Inst. Bern, 48 S.

FLIRI, F., 1965: Ueber Signifikanzen synoptisch-klimatologischer Mittelwerte in verschiedenen alpinen Wetterlagensystemen. Carinthia II, 24. S. heft : 36 - 48.

FLIRI, F., 1967: Witterungsklimatologie. Veröffentl. d. Sz. Met. Zentralanstalt, Heft 4 : 215 - 229.

FLIRI, F., 1974: Niederschlag und Lufttemperatur im Alpenraum. Wissenschaftl. Alpenv. hefte, Heft 24, 111 S.

- FLOHN, H., 1954: Witterung und Klima in Mitteleuropa. Forschung z. Dt. Landesk., Bd. 78, 214 S.
- FORTAK, H., 1971: Meteorologie. Verl. Carl Habel, Berlin u. Darmstadt, 287 S.
- FRIEDERICH, R. und HAEUSELMANN, F., 1976: Die Ventilation im Becken von Bern - Bericht zum Meteofilm. Unveröff. Hausarbeit, Geogr. Inst. Bern, 131 S.
- GENSLER, G. A., 1969: Winterliche Flussnebel im Oberengadin. Verhandl. d. Sz. Naturforsch. Ges., 155. Jahresvers. : 108 - 111.
- GEORGE, J. J., 1941: On the technique of forecasting low ceilings and fog. Journ. of the Aeron. Sciences, Vol. 8, Nr. 6 : 236 - 241.
- GEORGE, J. J., 1951: Fog. Compend. of Meteorology: 1179 - 1189.
- GEORGII, H. W., 1969: Das natürliche Aerosol in reiner und verunreinigter Luft. Zeitschr. f. angew. Bäder- u. Klimaheilk., 16. Jg., Nr. 6 : 1 - 8.
- GEORGII, H. W., JOST, D., SCHMITT, R. und WEBER, E., 1970: Untersuchungen zur Chemie der Atmosphäre in St. Moritz-Bad. Zeitschr. f. angew. Bäder- u. Klimaheilk., 17. Jg., Nr. 1 : 3 - 11.
- GEORGII, H. W., JOST, D., KALLER, R. S. und MUELLER, J., 1974: Ueber den Zusammenhang zwischen luftchemischen und meteorologischen Parametern im Hochtal von St. Moritz. Archiv f. Met., Geoph. u. Biokl., Serie B, Bd. 22 : 363 - 373.
- GRIFFITH, M. M., 1968: A temperature change and fog forecasting diagram. Rivista di Meteorol. Aeronautica, Nr. 4 : 12 - 18.
- GUTERMANN, T., 1970: Vergleichende Untersuchungen zur Föhnhäufigkeit im Rheintal zwischen Chur und Bodensee. Veröffentl. d. Sz. Met. Zentralanstalt, Heft 18, 68 S.
- HANN, J. V., 1897: Handbuch der Klimatologie. Verl. J. Engelhorn Stuttgart, 2. Aufl., Bd. I, 576 S.
- HAVLIK, D., 1970: Inversionswetterlagen im südlichen Oberrheingebiet. Meteorol. Rundschau, 23. Jg., Heft 5 : 129 - 134.
- HEIMANN, H., 1964: Auswirkungen der Luftverunreinigung auf die Gesundheit des Menschen. Die Verunreinigung der Luft. Verlag Chemie GmbH, Weinheim : 152 - 216.
- HENSMAN, G. W. J., 1971: Wave in a fog top. Weather 2 (Febr.), Vol. 26 : 58 - 60.
- HERRMANN, R., 1974: Ein Anwendungsversuch der mehrdimensionalen Diskriminanzanalyse auf die Abflussvorhersage. Catena, Vol. 1, Nr. 3/4 : 367 - 385.
- HESS, P. und BREZOWSKY, H., 1952: Katalog der Grosswetterlagen Europas. Ber. des Dt. Wetterdienstes in der US-Zone, Nr. 33, 39 S.
- HOOVER, R. A., 1950: Forecasting radiation fog at Elkins. Monthly weather rev., Vol. 78 : 75 - 80.
- HOUGHTON, H. G. und RADFORD, W. H., 1938: On the measurement of drop size and liquid water content in fogs and clouds. Papers in Phys. Oceanogr. and Meteorol., Vol. VI, Nr. 4, 31 S.
- JACOBI, W., JUNGE, C. und LIPPERT, W., 1952: Reihenuntersuchung des natürlichen Aerosols mittels Elektronenmikroskops. Archiv f. Met., Geoph. u. Biokl., Serie A, Bd. 5 : 166 - 178.
- JUNGE, F., 1952: Die Konstitution des atmosphärischen Aerosols. Ann. d. Meteorologie, Beiheft, 55 S.
- KIRCHHOFER, W., 1971: Abgrenzung von Wetterlagen im zentralen Alpenraum. Veröffentl. d. Sz. Met. Zentralanstalt, Heft 23, 69 S.
- KOEHLER, H., 1936: The nucleus in and the growth of hygroscopic droplets. Transact. of the Faraday Soc., Vol. 32, Nr. 184 : 1152 - 1161.
- KOEHLER, H., 1950: On the problem of condensation in the atmosphere. Nova acta reg. soc. scientiarum Upsaliensis, Vol. 14, Nr. 9, 76 S.
- KRATZER, A., 1956: Das Stadtklima. Verl. Vieweg u. Sohn, Braunschweig, 2. Aufl., 184 S.
- KRAUS, H., 1958: Untersuchungen über den nächtlichen Energiehaushalt in der bodennahen Luftschicht bei der Bildung von Strahlungsnebeln. Ber. des Dt. Wetterdienstes, Bd. 7, Nr. 48, 25 S.
- KREYSZIG, E., 1968: Statistische Methoden und ihre Anwendungen. Verl. Vandenhoeck u. Ruprecht, Göttingen, 3. Aufl., 422 S.
- KUHN, W., 1971: Zur Theorie der Gravitationswellen in der Atmosphäre. Verhandl. d. Sz. Naturforsch. Ges., 151. Jahresvers. : 124 - 127.
- KUHN, W., 1972: Flussnebel über dem Rhein: Theorie und Beobachtung. Verhandl. d. Sz. Naturforsch. Ges., 152. Jahresvers. : 197 - 201.
- KUENG, P., 1977: Zum Problem der Nebelauflösung im Dezember. Unveröff. Prakt. bericht, Geogr. Inst. Bern, 3 S.
- LALA, G. G., MANDEL, E. und JIUSTO, J. E., 1975: A numerical evaluation of radiation fog variables. Journ. of the Atm. Sciences, Vol. 32, Nr. 4 : 720 - 728.
- LAUSCHER, F., 1954: Dynamische Klimaskizze von Oesterreich. Forschungen z. Dt. Landesk., Bd. 78 : 145 - 158.
- LAUSCHER, F., 1972: 25 Jahre mit täglicher Klassifikation der Wetterlage in den Ostalpenländern. Wetter und Leben, 24. Jg., Heft 9 - 10 : 185 - 189.
- LEHMANN, P., TERCIER, P. und JUNOD, A., 1977: Circulation patterns in the upper Rhein Valley. Proc. of the Joint scient. meeting on mountain met. and biometeorology, AMS, SGBB, SSG : 275 - 300.

- LILJEQUIST, G. H., 1974: Allgemeine Meteorologie. Verl. Vieweg u. Sohn, Braunschweig, 368 S.
- LINDER, A., 1964: Statistische Methoden für Naturwissenschaftler, Mediziner und Ingenieure. Verl. Birkhäuser, Basel u. Stuttgart, 4. Aufl., 484 S.
- LINKE, F. (Hrsg.), 1931: Meteorologisches Taschenbuch. Akad. Verlagsges., Leipzig, 1. Aufl., 316 S.
- LOW, R., 1975: Microphysical evolution of fog. Journ. de rech. atmosph., Vol. IX, Nr. 1 : 23 - 32.
- MAEDER, F., 1968: Untersuchung über die Windverhältnisse in Bodennähe bei verschiedenen Witterungslagen. Veröffentl. d. Sz. Met. Zentralanstalt, Heft 9, 42 S.
- MATHYS, H. und WANNER, H., 1975: Sonnenscheindauer, Bewölkung und Nebel. Beitr. z. Klima d. Region Bern, Nr. 5, 117 S.
- MAURER, R., 1977: Das regionale Windgeschehen. Beitr. z. Klima d. Region Bern, Nr. 2, 153 S.
- MESSERLI, P. und MAURER, R., 1973: Windverhältnisse im Raum Bern. Jahrb. d. Geogr. Ges. Bern, Bd. 50 : 54 - 59.
- MOELLER, F., 1973: Einführung in die Meteorologie. 2 Bde. B. I.-Hochschultaschenb. Nr. 276 u. 288, 222 u. 223 S.
- MORALES, C., 1958: Synoptic and meso-aerological study of radiation fog. Archiv f. Met., Geoph. u. Biokl., Serie A, Bd. 10 : 387 - 409.
- MOSER, D., 1972: Untersuchungen über die Nebelhäufigkeit in Bern zwischen 1761 und 1969 (Zusammenfassung). Inform. u. Beitr. z. Klimaforschung, Nr. 7: 31 - 36.
- NAGEL, E., 1970: Untersuchungen über die Luftströmungen im unteren Aaretal im Hinblick auf die Überwachung von Atomanlagen. EIR-Bericht Nr. 185, 60 S.
- OGIWARA, S. und OKITA, T., 1952: Electron-Microscope study of cloud and fog nuclei. Tellus, Vol. 4, Nr. 3 : 233 - 240.
- OLIVER, V. J. und OLIVER, M. B., 1949: Ice fogs in the interior of Alaska. Bull. of the Amer. Meteorol. Society, Vol. 30, Nr. 1 : 23 - 26.
- OMM, 1973: Guide des instruments et des observations météorologiques. OMM-Publ. Nr. 8, Genf, 354 S.
- PATTERSON, V. L. und CRABTREE, J., 1970: Forecasting the time of fog clearance. The Meteorol. Mag., Vol. 99, Nr. 1180 : 342 - 346.
- PEPPLER, W., 1934: Studie über die Aerologie des Nebels und Hochnebels. Ann. d. Hydrographie, Heft 2 : 49 - 59.
- PETTERSEN, S., 1956: Weather analysis and forecasting. Vol. I u. II, McGraw-Hill Book Comp., New York/Toronto/London, 2. Aufl., 428 u. 266 S.
- PHAN CONG, L. und DESSENS, H., 1973: Brouillards artificiels produits par émission industrielle de vapeur d'eau. Journ. de rech. atmosph., Vol. VII, Nr. 2 : 109 - 116.
- PIAGET, A., 1973: First preliminary report on meteorological interpretation of clouds or cloud systems appearing on pictures of the Alpine region received from the earth's resources satellite ERTS-1. Arbeitsber. d. Sz. Met. Zentralanstalt, Nr. 37, 31. S.
- PILIE, R. J., MACK, E. J., KOCMOND, W. C., ROGERS, C. W. und EADIE, W. J., 1975: The life cycle of valley fog. Journ. of Applied Meteorol., Vol. 14, Nr. 3 : 347 - 374.
- PRIMAULT, B., 1972: Etude méso-climatique du Canton de Vaud. Cah. de l'aménagement régional, Nr. 14, 186 S.
- PRUEGEL, H., 1943: Zum Problem der Nebelverstärkung und -auflösung nach Sonnenaufgang. Ann. d. Hydrogr. und marit. Meteorol., 61. Jg., Heft 12 : 420 - 422.
- REGULA, H., 1959: Entstehen und Verhalten von Strahlungsnebeln im Rhein-Main-Gebiet. Meteorol. Rundschau, 12. Jg., Heft 5 : 139 - 142.
- REIDAT, R., 1948: Formen des Strahlungsnebels. Ann. d. Meteorologie, 1. Jg., Heft 7/8 : 217 - 220.
- RIEDWYL, H., 1976: Die Regressionsgerade und verwandte Probleme (Einführung in die Methode der kleinsten Quadrate und Varianzanalyse). Skriptum Univ. Bern, 100 S.
- ROACH, W. T., BROWNS, S., CAUGHEY, S. J., GARLAND, J. A. und READINGS, C. J., 1976: The physics of radiation fog: I-a field study. Quart. Journ. of the Royal Met. Soc., Vol. 102 : 313 - 333.
- RODHE, B., 1962: The effect of turbulence on fog formation. Tellus 14 (1) : 49 - 86.
- SAUNDERS, W. E. und OGDEN, R. J., 1958 (Disk. Leiter): Meteorological Office discussion: Fog forecasting. The Meteorol. Mag., Vol. 87, Nr. 1028 : 51 - 58.
- SCHACHER, F., 1974: Nebelkarte der Schweiz. Unveröff. Diplomarbeit, Geogr. Inst. Zürich, 61 S.
- SCHERHAG, H., 1948: Wetteranalyse und Wetterprognose. Springer-Verlag, Berlin/Göttingen/Heidelberg, 424 S.
- SCHIRMER, H., 1970: Beitrag zur Methodik der Erfassung der regionalen Nebelstruktur. Abhandl. d. 1. Geogr. Instituts d. Freien Univ. Berlin, Bd. 13 : 135 - 146.
- SCHIRMER, H., 1974: Methodischer Beitrag zur Kartierung der Nebelverhältnisse im Gebirgsgebieten. Zbornik Meteoroloških i Hidroloških Radova, Nr. 5 : 277 - 281.
- SCHIRMER, H., 1976: Klimadaten. Dt. Planungsatlas, Bd. I: Nordrhein-Westfalen, Lieferung 7. Veröffentl. d. Akad. f. Raumforschung u. Landesplanung, 22 S.
- SCHNEIDER-CARIUS, K., 1953: Die Grundsicht der Troposphäre. Probl. d. kosmischen Physik, Bd. 26, 168 S.

- SCHNEIDER, R., 1952: La prévision du brouillard de rayonnement et la baisse nocturne de température. Verhandl. d. Sz. Naturforsch. Ges. : 113 - 114.
- SCHNEIDER, R., 1954: Brouillard et Stratus bas (brouillards élevés) à l'aéroport de Zürich-Kloten. Annalen d. Sz. Met. Zentralanstalt, 90. Jg. : 113 - 114.
- SCHNEIDER, R., 1957: Formation et dissolution des brouillards à l'aéroport de Zürich-Kloten. Annalen d. Sz. Met. Zentralanstalt, 93. Jg. : 8/1 - 8/10.
- SCHNELLE, F., 1972: Lokalklimatische Studien im Odenwald. Ber. des Dt. Wetterdienstes, Bd. 17, Nr. 128, 38 S.
- SCHOENWIESE, C.-D., 1970: Zur Systematik der Nebelerscheinungen. Wetter u. Leben, 22. Jg., Heft 9 - 10 : 185 - 190.
- SCHÜEPP, M., 1950: Wolken, Wind und Wetter. Büchergilde Gutenberg, Zürich, 263 S.
- SCHÜEPP, M., 1955: Die Nebelverhältnisse im schweizerischen Voralpengebiet. Ann. d. Sz. Ges. f. Balneol. u. Klimatologie, 44./45. Heft : 37 - 44.
- SCHÜEPP, M., 1963: Bewölkung und Nebel. Beiheft z. d. Ann. d. Sz. Met. Zentralanstalt, Heft H, 68 S.
- SCHÜEPP, M., 1965 a: Ziele und Aufgaben der Witterungsklimatologie. Vierteljahrsschrift d. Nat. f. Ges. in Zürich, Jg. 110, Heft 3 : 405 - 418.
- SCHÜEPP, M., 1965 b: Jahresmittel der Bewölkung und der Nebelhäufigkeit (1931 - 60). Atlas der Schweiz, Blatt 11.
- SCHÜEPP, M., 1968: Kalender der Wetter- und Witterungslagen im zentralen Alpengebiet. Veröffentl. d. Sz. Met. Zentralanstalt, Heft 11, 43 S.
- SCHÜEPP, M., 1974: Die klimatologische Bearbeitung der Nebelhäufigkeit. Bonner Meteorol. Abh., Heft 17 : 505 - 511.
- SCHULZ, L., 1963: Die winterliche Hochdrucklage und ihre Auswirkung auf den Menschen. Ber. des Dt. Wetterdienstes, Nr. 88, 28 S.
- SCULTETUS, H. R., 1972: Gutachten über die Veränderung der Nebelhäufigkeit über der Unterweser durch Einleiten von Kühlwasser aus einem Kernkraftwerk bei km 52 der Unterweser. Hamburg, 66 S.
- SPINNER, H., 1926: Le climat de la vallée de la Brévine et du vallon des Verrières. Bull. d. l. Soc. neuchâteloise des Sciences nat., Bd. 51 : 20 - 52.
- STEINHAUSER, F., 1969: Der Tagesgang der Bewölkung und der Nebelhäufigkeit in Oesterreich. Arb. a. d. Zentr. anstalt f. Meteorologie u. Geodyn. Wien, Heft 6, 14 S.
- STREUN, G., 1901: Die Nebelverhältnisse der Schweiz. Sonderdr. aus Annalen d. Sz. Met. Zentralanstalt, Jg. 1899, 39 S.
- STUCKI, H., 1977: Nebel im Seeland. Unveröff. Hausarbeit, Geogr. Inst. Bern, 71 S.
- TANDBERG, M., 1958: Occurrence and forecasting of local mist, fog and low stratus at Oslo airport (Fornebu) and in the Oslo area. Meteorol. Annaler, Bd. 4, Nr. 11 : 215 - 291.
- THOMAS, M. D., 1964: Auswirkungen der Luftverunreinigung auf Pflanzen. Die Verunreinigung der Luft. Verlag Chemie GmbH, Weinheim : 229 - 277.
- TSCHIRHART, G., 1974: Caractéristiques physiques générales des brouillards. Mon. d. l. Météorologie Nat. d. France, Nr. 92, 48 S.
- UEBERLA, K., 1971: Faktorenanalyse. Verl. Springer, Berlin/Heidelberg/New York, 2. Aufl., 399 S.
- URFER, A., 1953: Un cas particulier de brouillard en Valais. Bull. d. l. Murithienne, Fasc. 70 : 25 - 36.
- URFER, A., 1956: Sur les changements du gradient vertical de température dans le brouillard de rayonnement. Geofis. pura e applic., Vol. 34 : 231 - 245.
- URFER, A., 1957: Brouillards de rayonnement et gradient vertical de température. La Météorologie, Nr. 45 - 46 : 101 - 107.
- WANNER, H., 1971: Die Nebelverhältnisse im Winter 1970/71 (Oktober bis März). Beitr. z. klimatol. Grundlagenforschung, Nr. 6, 36 S.
- WANNER, H. und KRUMMEN, A., 1973: Sonnenscheindauer, Bewölkung und Nebel im Raum Bern SE. Jahrbuch d. Geogr. Ges. Bern, Bd. 50/1970 - 72 : 47 - 53.
- WANNER, H., 1976: Zur Nebelhäufigkeit im Raum Thuner- und Brienersee. Jahrb. v. Thuner- u. Brienersee : 47 - 59.
- WANNER, H. und KUNZ, S., 1977: Die Lokawettertypen der Region Bern. Beitr. z. Klima d. Region Bern, Nr. 10, 96 S.
- WEBER, E., 1967: Grundriss der biologischen Statistik. Verl. Gustav Fischer, Stuttgart, 674 S.
- WEBER, O., 1975: Nebel/Sichtweiten. Arbeitsber. d. Sz. Met. Zentralanstalt, Nr. 50, 16 S.
- WEISCHET, W., 1977: Einführung in die Allgemeine Klimatologie. Teubner Studienbücher, Stuttgart, 256 S.
- WILLET, H. C., 1930: Synoptic studies in fog. Meteorol. Papers MIT, Vol. I, Nr. 1 : 2 - 36.
- WILMERS, F., 1968: Wettertypen für mikroklimatische Untersuchungen. Archiv f. Met. Geoph. u. Biokl., Serie B, Bd. 16 : 144 - 150.
- WINIGER, M., 1974: Die raum-zeitliche Dynamik der Nebeldecke aus Boden- und Satellitenbeobachtungen. Inform. u. Beitr. z. Klimaforschung, Nr. 12 : 24 - 30.
- WITTMANN, J., 1962: Beitrag zum Problem der Nebelvorhersage am Flughafen München-Riem. Meteorol. Rundschau, 15. Jg., Heft 6 : 169 - 173.

WMO (OMM), 1973: Guide des instruments et des observations
météorologiques. WMO-Publ. Nr. 8, 354 S.

ZINGG, T., 1945: Die Nebel- und Hochnebelhäufigkeiten in Düben-
dorf in den Jahren 1938/1944. Annalen d. Sz. Met. Zentral-
anstalt, 81. Jg.: Anhang.

ZITNIK, V., 1967: Forecast of fog on the Ljubljana Airport on
the basis of pressure distribution at the ground and
circulation on 700 mb level. Razprave Papers VIII:
79 - 85.

ZVEREV, A.S., 1972: Practical work in synoptic meteorology.
Hydrometeorol. publ. house, Leningrad, 303 S.

ANHANG

Tabellen der Nebelwahrscheinlichkeit für sieben Regionen
im Querschnitt durch die Schweiz

Für die einzelnen Regionen verwendete Abkürzungen (vgl. Fig. 9):

BS Basel
JU Jura
BM Berner Mittelland
AM Aaretal zwischen Bern und Meiringen
AT Alpentäler
VS Wallis
TI Tessin

ANHANG

Tabellen der Nebelwahrscheinlichkeit für sieben Regionen im Querschnitt durch die Schweiz. Im Feld rechts wurden die Wahrscheinlichkeiten für bestimmte Nebelobergrenzen (OG) im bernischen Mittelland angegeben.

Analyse für:
 - 8 Wettertypen (Buchstaben A - H)
 - 40 Wetterlagen (Nummern 1 - 40)

KONVEKTIVE LAGEN

A. HOCHDRUCKLAGEN (389)

	BS	JU	BM	AM	AT	VS	TI	Nebelmeer	(OG)
Hochnebel	13	4	28	19	3	3	6	500 m	12
Lok. Hochnebel	4	5	8	7	3	3	6		
Bodennebel	24	14	33	14	1	1	4	600-700 m	16
Lok. Bodennebel	4	24	15	5	4	3	6	800-900 m	18
Hangnebel					5			1000-1200 m	10
Lok. Hangnebel					3				
Hohe Bewölkung		29						1200 m	6
Lok. hohe Bew.		8							

1. windschwache Hochdrucklagen (126)

	BS	JU	BM	AM	AT	VS	TI	Nebelmeer	(OG)
Hochnebel	16	6	28	18	3	2	6	500 m	11
Lok. Hochnebel	4	4	5	4	2	4	9		
Bodennebel	29	21	45	16	1	2	2	600-700 m	22
Lok. Bodennebel	6	25	14	5	4	4	8	800-900 m	22
Hangnebel					1			1000-1200 m	11
Lok. Hangnebel					0				
Hohe Bew.			27					1200 m	6
Lok. hohe Bew.			5						

2. Hochdrucklagen - Höhenstrom W (56)

	BS	JU	BM	AM	AT	VS	TI	Nebelmeer	(OG)
Hochnebel	9	4	21	9	0	0	7	500 m	14
Lok. Hochnebel	4	4	9	7	4	0	14		
Bodennebel	20	11	30	7	2	2	5	600-700 m	11
Lok. Bodennebel	5	27	14	5	2	0	4	800-900 m	14
Hangnebel					11			1000-1200 m	9
Lok. Hangnebel					5				
Hohe Bewölkung			34					>1200 m	4
Lok. hohe Bew.			14						

3. Hochdrucklagen - Höhenstrom N (99)

	BS	JU	BM	AM	AT	VS	TI	Nebelmeer	(OG)
Hochnebel	10	1	18	10	1	3	5	500 m	11
Lok. Hochnebel	4	5	11	11	0	2	3		
Bodennebel	19	9	23	11	1	0	6	600-700 m	10
Lok. Bodennebel	3	23	21	7	6	1	6	800-900 m	11
Hangnebel					7			1000-1200 m	5
Lok. Hangnebel					3				
Hohe Bew.			33					>1200 m	4
Lok. hohe Bew.			11						

4. Hochdrucklagen - Höhenstrom E (77)

	BS	JU	BM	AM	AT	VS	TI	Nebelmeer	(OG)
Hochnebel	17	4	48	42	7	3	7	500 m	9
Lok. Hochnebel	5	9	9	9	5	5	3		
Bodennebel	23	10	23	10	1	1	1	600-700 m	9
Lok. Bodennebel	0	22	5	1	4	4	4	800-900 m	21
Hangnebel					3			1000-1200 m	18
Lok. Hangnebel					0				
Hohe Bewölkung			20					>1200 m	13
Lok. hohe Bew.			4						

5. Hochdrucklagen - Höhenstrom S (31)

	BS	JU	BM	AM	AT	VS	TI	Nebelmeer	(OG)
Hochnebel Lok. Hochnebel	7 0	10 0	23 0	10 3	0 3	3 0	0 0	500 m	19
Bodennebel Lok. Bodennebel	32 3	10 19	48 23	32 10	0 0	0 3	7 10	600-700 m	36
Hangnebel Lok. Hangnebel					13 0			800-900 m	16
Hohe Bewölkung Lok. hohe Bew.			36 10					1000-1200 m	0
								>1200 m	0

B. FLACHDRUCKLAGEN (565)

	BS	JU	BM	AM	AT	VS	TI	Nebelmeer	(OG)
Hochnebel Lok. Hochnebel	15 5	8 6	22 11	16 11	3 4	4 6	6 6	500 m	7
Bodennebel Lok. Bodennebel	19 2	11 14	15 18	4 6	4 5	2 1	2 7	600-700 m	5
Hangnebel Lok. Hangnebel					24 4			800-900 m	9
Hohe Bew. Lok. hohe Bew.			35 9					1000-1200 m	8
								>1200 m	9

6. windschwache Flachdrucklagen (171)

	BS	JU	BM	AM	AT	VS	TI	Nebelmeer	(OG)
Hochnebel Lok. Hochnebel	21 7	8 6	26 12	17 17	4 6	5 5	5 9	500 m	11
Bodennebel Lok. Bodennebel	28 3	14 24	21 22	4 8	5 6	1 2	2 11	600-700 m	6
Hangnebel Lok. Hangnebel					19 1			800-900 m	10
Hohe Bewölkung Lok. hohe Bew.			37 7					1000-1200 m	11
								>1200 m	11

7. Flachdrucklagen - Höhenstrom W (107)

	BS	JU	BM	AM	AT	VS	TI	Nebelmeer	(OG)
Hochnebel Lok. Hochnebel	8 4	6 4	13 10	10 6	3 2	0 6	6 4	500 m	7
Bodennebel Lok. Bodennebel	14 5	9 9	12 16	7 8	2 1	1 0	5 9	600-700 m	3
Hangnebel Lok. Hangnebel					22 5			800-900 m	9
Hohe Bewölkung Lok. hohe Bew.			43 11					1000-1200 m	4
								>1200 m	3

8. Flachdrucklagen - Höhenstrom N (113)

	BS	JU	BM	AM	AT	VS	TI	Nebelmeer	(OG)
Hochnebel Lok. Hochnebel	12 4	4 11	17 18	12 11	3 4	4 5	4 8	500 m	4
Bodennebel Lok. Bodennebel	16 3	6 12	11 18	6 4	2 5	2 0	2 4	600-700 m	4
Hangnebel Lok. Hangnebel					13 7			800-900 m	7
Hohe Bew. Lok. hohe Bew.			35 11					1000-1200 m	6
								>1200 m	6

9. Flachdrucklagen - Höhenstrom E (57)

	BS	JU	BM	AM	AT	VS	TI	Nebelmeer	(OG)
Hochnebel Lok. Hochnebel	32 7	26 7	53 7	44 14	11 7	9 11	16 4	500 m	5
Bodennebel Lok. Bodennebel	21 0	16 9	11 5	4 0	11 14	0 0	0 2	600-700 m	4
Hangnebel Lok. Hangnebel					12 0			800-900 m	9
Hohe Bewölkung Lok. hohe Bew.			21 5					1000-1200 m	18
								>1200 m	28

10. Flachdrucklagen - Höhenstrom S (117)

	BS	JU	BM	AM	AT	VS	TI	Nebelmeer (OG)
Hochnebel	9	4	15	10	0	1	3	500 m 4
Lok. Hochnebel	3	3	7	7	2	5	5	600-700 m 6
Bodennebel	13	10	13	3	3	3	2	800-900 m 8
Lok. Bodennebel	0	8	22	6	3	3	6	1000-1200 m 7
Hangnebel					48			1000-1200 m 7
Lok. Hangnebel					3			1000-1200 m 7
Hohe Bewölkung			29					>1200 m 3
Lok. hohe Bew.			9					>1200 m 3

12. Tiefdrucklagen - Höhenstrom W (41)

	BS	JU	BM	AM	AT	VS	TI	Nebelmeer (OG)
Hochnebel	7	2	10	10	5	0	2	500 m 5
Lok. Hochnebel	0	10	10	5	0	2	2	600-700 m 2
Bodennebel	2	2	7	0	0	0	0	800-900 m 5
Lok. Bodennebel	2	2	5	0	2	0	0	800-900 m 5
Hangnebel					34			1000-1200 m 0
Lok. Hangnebel					17			1000-1200 m 0
Hohe Bewölkung			29					>1200 m 5
Lok. hohe Bew.			2					>1200 m 5

C. TIEFDRUCKLAGEN (181)

	BS	JU	BM	AM	AT	VS	TI	Nebelmeer (OG)
Hochnebel	9	4	12	9	4	2	1	500 m 3
Lok. Hochnebel	3	8	11	7	3	2	2	600-700 m 2
Bodennebel	6	2	5	1	2	1	1	800-900 m 2
Lok. Bodennebel	1	8	11	1	1	2	2	800-900 m 2
Hangnebel					43			1000-1200 m 4
Lok. Hangnebel					6			1000-1200 m 4
Hohe Bew.			28					>1200 m 7
Lok. hohe Bew.			7					>1200 m 7

13. Tiefdrucklagen - Höhenstrom N (37)

	BS	JU	BM	AM	AT	VS	TI	Nebelmeer (OG)
Hochnebel	8	5	14	8	8	3	0	500 m 3
Lok. Hochnebel	3	3	8	5	0	3	3	600-700 m 3
Bodennebel	5	3	5	0	3	3	0	800-900 m 0
Lok. Bodennebel	0	14	8	0	3	0	0	800-900 m 0
Hangnebel					30			1000-1200 m 5
Lok. Hangnebel					5			1000-1200 m 5
Hohe Bew.			35					>1200 m 8
Lok. hohe Bew.			14					>1200 m 8

11. windschwache Tiefdrucklagen (39)

	BS	JU	BM	AM	AT	VS	TI	Nebelmeer (OG)
Hochnebel	13	11	15	13	3	8	0	500 m 5
Lok. Hochnebel	3	11	11	11	5	0	0	600-700 m 0
Bodennebel	3	3	5	0	3	0	3	800-900 m 3
Lok. Bodennebel	0	8	15	0	0	8	5	800-900 m 3
Hangnebel					39			1000-1200 m 5
Lok. Hangnebel					8			1000-1200 m 5
Hohe Bewölkung			31					>1200 m 8
Lok. hohe Bew.			5					>1200 m 8

14. Tiefdrucklagen - Höhenstrom E (9)

	BS	JU	BM	AM	AT	VS	TI	Nebelmeer (OG)
Hochnebel	22	11	22	22	11	0	0	500 m 0
Lok. Hochnebel	0	0	11	0	11	0	0	600-700 m 11
Bodennebel	22	11	11	11	0	0	0	800-900 m 0
Lok. Bodennebel	0	11	22	0	0	0	0	800-900 m 0
Hangnebel					44			1000-1200 m 0
Lok. Hangnebel					0			1000-1200 m 0
Hohe Bewölkung			33					>1200 m 22
Lok. hohe Bew.			0					>1200 m 22

15. Tiefdrucklagen - Höhenstrom S (55)

	BS	JU	BM	AM	AT	VS	TI	Nebelmeer	(OG)
Hochnebel	6	0	9	6	0	0	0	500 m	2
Lok. Hochnebel	6	9	13	7	4	2	2	600-700 m	0
Bodennebel	7	0	2	0	2	0	2	800-900 m	0
Lok. Bodennebel	3	9	13	4	0	2	4	1000-1200 m	6
Hangnebel					60			> 1200 m	4
Lok. Hangnebel					6				
Hohe Bewölkung			20						
Lok. hohe Bew.			9						

ADVEKTIVE LAGEN

D. WESTLAGEN (349)

	BS	JU	BM	AM	AT	VS	TI	Nebelmeer	(OG)
Hochnebel	3	1	4	3	1	1	3	500 m	1
Lok. Hochnebel	3	3	6	5	1	2	3	600-700 m	3
Bodennebel	1	1	4	1	1	0	1	800-900 m	2
Lok. Bodennebel	1	5	12	3	1	1	5	1000-1200 m	1
Hangnebel					39			> 1200 m	1
Lok. Hangnebel					12				
Hohe Bew.			36						
Lok. hohe Bew.			5						

16. Westlagen mit Jet (76)

	BS	JU	BM	AM	AT	VS	TI	Nebelmeer	(OG)
Hochnebel	0	0	0	0	0	0	0	500 m	0
Lok. Hochnebel	1	0	5	4	0	0	0	600-700 m	0
Bodennebel	0	0	0	0	0	0	3	800-900 m	0
Lok. Bodennebel	0	4	3	0	0	1	4	1000-1200 m	0
Hangnebel					62			> 1200 m	0
Lok. Hangnebel					13				
Hohe Bewölkung			16						
Lok. hohe Bew.			4						

17. Westlagen - Gleichstrom (Höhenhoch) (81)

	BS	JU	BM	AM	AT	VS	TI	Nebelmeer	(OG)
Hochnebel	1	0	3	1	1	0	6	500 m	3
Lok. Hochnebel	1	1	4	4	0	3	9	600-700 m	6
Bodennebel	1	4	10	1	0	0	0	800-900 m	4
Lok. Bodennebel	0	10	25	6	0	1	9	1000-1200 m	0
Hangnebel					20			> 1200 m	0
Lok. Hangnebel					6				
Hohe Bewölkung			56						
Lok. hohe Bew.			5						

18. Westlagen - Gleichstrom (Höhentief) (70)

	BS	JU	BM	AM	AT	VS	TI	Nebelmeer	(OG)
Hochnebel	0	0	0	0	0	0	0	500 m	1
Lok. Hochnebel	3	1	4	3	0	0	1	600-700 m	0
Bodennebel	0	0	1	0	0	0	1	800-900 m	0
Lok. Bodennebel	0	4	11	4	0	1	6	1000-1200 m	0
Hangnebel					39			> 1200 m	0
Lok. Hangnebel					21				
Hohe Bew.			30						
Lok. hohe Bew.			7						

19. Westlagen - Winddrehung (Höhenhoch) (45)

	BS	JU	BM	AM	AT	VS	TI	Nebelmeer	(OG)
Hochnebel	7	2	9	9	0	2	7	500 m	0
Lok. Hochnebel	4	4	13	7	0	4	2	600-700 m	4
Bodennebel	2	2	7	0	4	0	2	800-900 m	7
Lok. Bodennebel	4	4	11	4	7	2	7	1000-1200 m	2
Hangnebel					27			> 1200 m	2
Lok. Hangnebel					2				
Hohe Bewölkung			60						
Lok. hohe Bew.			7						

20. Westlagen - Winddrehung (Höhentief) (76)

	BS	JU	BM	AM	AT	VS	TI	Nebelmeer	(OG)
Hochnebel	7	4	12	5	1	3	4	500 m	0
Lok. Hochnebel	5	7	8	11	5	3	3	600-700 m	3
Bodennebel	0	1	1	3	1	0	1	800-900 m	1
Lok. Bodennebel	0	4	11	0	1	0	3	1000-1200 m	5
Hangnebel					43			> 1200 m	4
Lok. Hangnebel					12				
Hohe Bewölkung			29						
Lok. hohe Bew.			5						

22. Nordlagen - Gleichstrom (Höhenhoch) (42)

	BS	JU	BM	AM	AT	VS	TI	Nebelmeer	(OG)
Hochnebel	6	5	10	7	2	2	2	500 m	2
Lok. Hochnebel	2	5	5	5	2	5	2	600-700 m	0
Bodennebel	10	5	12	5	0	0	2	800-900 m	7
Lok. Bodennebel	0	5	5	0	0	5	7	1000-1200 m	10
Hangnebel					24			> 1200 m	2
Lok. Hangnebel					24				
Hohe Bewölkung			29						
Lok. hohe Bew.			5						

E. NORDLAGEN (564)

	BS	JU	BM	AM	AT	VS	TI	Nebelmeer	(OG)
Hochnebel	9	5	12	8	3	4	2	500 m	2
Lok. Hochnebel	3	6	9	8	3	3	4	600-700 m	3
Bodennebel	6	3	6	3	1	1	1	800-900 m	4
Lok. Bodennebel	1	7	7	2	2	1	3	1000-1200 m	4
Hangnebel					30			> 1200 m	6
Lok. Hangnebel					23				
Hohe Bew.			19						
Lok. hohe Bew.			9						

23. Nordlagen - Gleichstrom (Höhentief) (44)

	BS	JU	BM	AM	AT	VS	TI	Nebelmeer	(OG)
Hochnebel	9	0	7	5	2	0	0	500 m	0
Lok. Hochnebel	0	7	5	7	0	2	0	600-700 m	0
Bodennebel	0	0	0	0	0	0	0	800-900 m	0
Lok. Bodennebel	0	0	2	0	0	0	0	1000-1200 m	0
Hangnebel					41			> 1200 m	7
Lok. Hangnebel					41				
Hohe Bew.			39						
Lok. hohe Bew.			9						

21. Nordlagen mit Jet (156)

	BS	JU	BM	AM	AT	VS	TI	Nebelmeer	(OG)
Hochnebel	4	3	6	2	3	3	1	500 m	1
Lok. Hochnebel	1	5	5	5	1	1	2	600-700 m	1
Bodennebel	2	1	1	1	1	1	1	800-900 m	1
Lok. Bodennebel	0	1	5	1	2	0	2	1000-1200 m	1
Hangnebel					33			> 1200 m	3
Lok. Hangnebel					31				
Hohe Bewölkung			14						
Lok. hohe Bew.			9						

24. Nordlagen - Winddrehung (Höhenhoch) (158)

	BS	JU	BM	AM	AT	VS	TI	Nebelmeer	(OG)
Hochnebel	15	8	22	13	4	5	4	500 m	5
Lok. Hochnebel	6	8	15	13	5	4	8	600-700 m	9
Bodennebel	13	8	17	8	2	1	2	800-900 m	9
Lok. Bodennebel	4	18	11	4	3	3	4	1000-1200 m	8
Hangnebel					15			> 1200 m	9
Lok. Hangnebel					8				
Hohe Bewölkung			33						
Lok. hohe Bew.			8						

25. Nordlagen - Winddrehung (Höhentief) (164)

	BS	JU	BM	AM	AT	VS	TI	Nebelmeer	(OG)
Hochnebel	7	6	11	9	3	5	1	500 m	0
Lok. Hochnebel	4	4	9	7	2	2	2	600-700 m	1
Bodennebel	4	2	1	1	1	1	0	800-900 m	2
Lok. Bodennebel	1	2	8	1	2	1	2	1000-1200 m	3
Hangnebel					41			> 1200 m	6
Lok. Hangnebel					23				
Hohe Bewölkung			12						
Lok. hohe Bew.			11						

27. Ostlagen - Gleichstrom (Höhenhoch) (59)

	BS	JU	BM	AM	AT	VS	TI	Nebelmeer	(OG)
Hochnebel	29	22	49	37	12	10	3	500 m	0
Lok. Hochnebel	3	9	9	17	15	7	10	600-700 m	7
Bodennebel	25	14	10	9	10	3	0	800-900 m	10
Lok. Bodennebel	0	9	9	2	14	2	3	1000-1200 m	17
Hangnebel					17			> 1200 m	26
Lok. Hangnebel					7				
Hohe Bewölkung			29						
Lok. hohe Bew.			5						

F. OSTLAGEN (181)

	BS	JU	BM	AM	AT	VS	TI	Nebelmeer	(OG)
Hochnebel	18	13	28	24	8	6	4	500 m	0
Lok. Hochnebel	4	8	14	13	11	4	5	600-700 m	2
Bodennebel	11	5	4	3	4	2	1	800-900 m	4
Lok. Bodennebel	0	5	7	1	6	3	2	1000-1200 m	8
Hangnebel					27			> 1200 m	17
Lok. Hangnebel					8				
Hohe Bew.			22						
Lok. hohe Bew.			8						

28. Ostlagen - Gleichstrom (Höhentief) (76)

	BS	JU	BM	AM	AT	VS	TI	Nebelmeer	(OG)
Hochnebel	11	7	15	15	7	5	4	500 m	0
Lok. Hochnebel	4	11	20	11	11	1	1	600-700 m	0
Bodennebel	3	0	0	0	0	0	0	800-900 m	0
Lok. Bodennebel	0	1	5	0	3	4	0	1000-1200 m	1
Hangnebel					37			> 1200 m	13
Lok. Hangnebel					11				
Hohe Bew.			20						
Lok. hohe Bew.			11						

26. Ostlagen mit Jet (15)

	BS	JU	BM	AM	AT	VS	TI	Nebelmeer	(OG)
Hochnebel	7	7	7	7	0	7	0	500 m	0
Lok. Hochnebel	0	0	0	0	0	0	0	600-700 m	0
Bodennebel	0	0	0	0	0	0	0	800-900 m	0
Lok. Bodennebel	0	0	7	0	7	7	0	1000-1200 m	7
Hangnebel					27			> 1200 m	0
Lok. Hangnebel					20				
Hohe Bewölkung			7						
Lok. hohe Bew.			13						

29. Ostlagen - Winddrehung (Höhenhoch) (17)

	BS	JU	BM	AM	AT	VS	TI	Nebelmeer	(OG)
Hochnebel	24	6	35	41	12	0	6	500 m	0
Lok. Hochnebel	6	12	18	12	6	6	12	600-700 m	0
Bodennebel	12	6	6	0	6	6	6	800-900 m	12
Lok. Bodennebel	0	12	6	0	0	6	6	1000-1200 m	12
Hangnebel					6			> 1200 m	17
Lok. Hangnebel					0				
Hohe Bewölkung			29						
Lok. hohe Bew.			6						

30. Ostlagen - Winddrehung (Höhentief) (14)

	BS	JU	BM	AM	AT	VS	TI	Nebelmeer	(OG)
Hochnebel	14	21	21	21	7	0	7	500 m	0
Lok. Hochnebel	14	0	21	21	14	7	0	600-700 m	0
Bodennebel	7	0	0	0	7	7	0	800-900 m	0
Lok. Bodennebel	0	7	7	7	0	0	0	1000-1200 m	0
Hangnebel					43			1000-1200 m	0
Lok. Hangnebel					0			> 1200 m	21
Hohe Bewölkung			7						
Lok. hohe Bew.			7						

32. Südlagen - Gleichstrom (Höhenhoch) (89)

	BS	JU	BM	AM	AT	VS	TI	Nebelmeer	(OG)
Hochnebel	5	2	9	6	0	1	2	500 m	7
Lok. Hochnebel	1	5	5	6	2	2	5	600-700 m	11
Bodennebel	10	7	21	6	1	0	1	800-900 m	10
Lok. Bodennebel	0	11	27	3	0	0	10	1000-1200 m	2
Hangnebel					25			1000-1200 m	2
Lok. Hangnebel					1			> 1200 m	0
Hohe Bewölkung			47						
Lok. hohe Bew.			15						

G. SÜEDLAGEN (312)

	BS	JU	BM	AM	AT	VS	TI	Nebelmeer	(OG)
Hochnebel	3	2	6	5	0	1	2	500 m	5
Lok. Hochnebel	1	3	6	4	2	1	3	600-700 m	5
Bodennebel	8	3	11	3	1	0	1	800-900 m	5
Lok. Bodennebel	1	10	23	3	1	2	6	1000-1200 m	3
Hangnebel					54			1000-1200 m	3
Lok. Hangnebel					3			> 1200 m	1
Hohe Bew.			29						
Lok. hohe Bew.			8						

33. Südlagen - Gleichstrom (Höhentief) (91)

	BS	JU	BM	AM	AT	VS	TI	Nebelmeer	(OG)
Hochnebel	0	0	2	2	0	0	0	500 m	3
Lok. Hochnebel	1	3	9	3	0	1	3	600-700 m	3
Bodennebel	12	2	9	2	0	0	1	800-900 m	2
Lok. Bodennebel	3	18	26	4	3	1	4	1000-1200 m	2
Hangnebel					64			1000-1200 m	2
Lok. Hangnebel					6			> 1200 m	0
Hohe Bew.			20						
Lok. hohe Bew.			10						

31. Südlagen mit Jet (32)

	BS	JU	BM	AM	AT	VS	TI	Nebelmeer	(OG)
Hochnebel	0	0	0	0	0	0	0	500 m	6
Lok. Hochnebel	0	0	3	0	0	0	0	600-700 m	0
Bodennebel	3	0	6	0	0	0	0	800-900 m	0
Lok. Bodennebel	0	3	22	3	3	3	6	1000-1200 m	0
Hangnebel					81			1000-1200 m	0
Lok. Hangnebel					0			> 1200 m	0
Hohe Bewölkung			19						
Lok. hohe Bew.			0						

34. Südlagen - Winddrehung (Höhenhoch) (26)

	BS	JU	BM	AM	AT	VS	TI	Nebelmeer	(OG)
Hochnebel	4	4	12	4	0	0	8	500 m	8
Lok. Hochnebel	4	4	8	8	4	0	4	600-700 m	12
Bodennebel	4	0	15	12	4	0	0	800-900 m	4
Lok. Bodennebel	4	4	19	0	0	0	8	1000-1200 m	0
Hangnebel					35			1000-1200 m	0
Lok. Hangnebel					4			> 1200 m	4
Hohe Bewölkung			42						
Lok. hohe Bew.			8						

35. Südlagen - Winddrehung (Höhentief) (74)

	BS	JU	BM	AM	AT	VS	TI	Nebelmeer	(OG)
Hochnebel	5	3	8	10	0	3	3	500 m	1
Lok. Hochnebel	1	3	7	3	4	1	0		
Bodennebel	3	1	3	0	0	0	0	600-700 m	0
Lok. Bodennebel	0	5	16	1	0	7	1		
Hangnebel					70			800-900 m	3
Lok. Hangnebel					4				
Hohe Bewölkung			18					1000-1200 m	5
Lok. hohe Bew.			3						
								> 1200 m	1

MISCHFORMEN

H. WIRBEL- UND SCHERUNGSLAGEN (219)

	BS	JU	BM	AM	AT	VS	TI	Nebelmeer	(OG)
Hochnebel	11	6	19	18	5	4	3	500 m	3
Lok. Hochnebel	3	6	6	4	2	2	6		
Bodennebel	7	5	12	6	1	3	1	600-700 m	7
Lok. Bodennebel	1	8	10	4	3	1	5		
Hangnebel					36			800-900 m	6
Lok. Hangnebel					7				
Hohe Bew.			24					1000-1200 m	10
Lok. hohe Bew.			6						
								> 1200 m	6

36. Wirbellagen (15)

	BS	JU	BM	AM	AT	VS	TI	Nebelmeer	(OG)
Hochnebel	0	0	7	7	0	0	0	500 m	0
Lok. Hochnebel	7	0	7	7	0	0	7		
Bodennebel	0	0	0	0	0	7	0	600-700 m	0
Lok. Bodennebel	0	13	0	0	0	0	0		
Hangnebel					73			800-900 m	7
Lok. Hangnebel					7				
Hohe Bewölkung			13					1000-1200 m	0
Lok. hohe Bew.			0						
								> 1200 m	0

37. Höhenstrom - Jetlagen (Höhenhoch) (18)

	BS	JU	BM	AM	AT	VS	TI	Nebelmeer	(OG)
Hochnebel	0	11	17	22	6	0	0	500 m	0
Lok. Hochnebel	6	0	0	0	6	6	0		
Bodennebel	11	6	0	0	0	0	0	600-700 m	0
Lok. Bodennebel	6	11	33	6	0	0	6		
Hangnebel					22			800-900 m	0
Lok. Hangnebel					11				
Hohe Bewölkung			22					1000-1200 m	17
Lok. hohe Bew.			11						
								> 1200 m	0

38. Höhenstrom - Jetlagen (Höhentief) (32)

	BS	JU	BM	AM	AT	VS	TI	Nebelmeer	(OG)
Hochnebel	3	0	0	3	0	0	0	500 m	0
Lok. Hochnebel	0	0	13	3	0	0	3		
Bodennebel	0	0	0	0	0	0	0	600-700 m	0
Lok. Bodennebel	0	0	0	0	0	0	6		
Hangnebel					63			800-900 m	0
Lok. Hangnebel					6				
Hohe Bew.			22					1000-1200 m	0
Lok. hohe Bew.			3						
								> 1200 m	0

39. Bodenstromlagen (Höhenhoch) (75)

	BS	JU	BM	AM	AT	VS	TI	Nebelmeer	(OG)
Hochnebel	16	8	32	25	4	8	8	500 m	7
Lok. Hochnebel	1	9	4	3	3	3	11		
Bodennebel	12	11	29	13	3	5	1	600-700 m	19
Lok. Bodennebel	1	15	16	7	5	1	8		
Hangnebel					12			800-900 m	13
Lok. Hangnebel					0				
Hohe Bewölkung			33					1000-1200 m	17
Lok. hohe Bew.			5						
								> 1200 m	5

40. Bodenstromlagen (Höhentieftief) (79)

	BS	JU	BM	AM	AT	VS	TI	Nebelmeer (OG)
Hochnebel	15	6	18	17	8	4	0	500 m 1
Lok. Hochnebel	4	9	8	6	1	1	5	
Bodennebel	5	1	5	3	1	3	0	600-700 m 3
Lok. Bodennebel	0	4	4	3	4	2	2	800-900 m 1
Hangnebel					43			1000-1200 m 8
Lok. Hangnebel					14			
Hohe Bewölkung			18					> 1200 m 10
Lok. hohe Bew.			6					

GEOGRAPHICA BERNENSIA

Bisher sind erschienen:

- | | | |
|------|--|----------|
| G 1 | WINIGER Matthias: Bewölkungsuntersuchungen über der Sahara mit Wettersatellitenbildern, 1975 | Fr. 30.– |
| G 2 | PFISTER Christian: Agrarkonjunktur und Witterungsverlauf im westlichen Schweizer Mittelland 1755–1797, 1975 | Fr. 48.– |
| G 3 | JEANNERET François: Klima der Schweiz: Bibliographie 1921–1973; mit einem Ergänzungsverzeichnis von H. W. Courvoisier, 1975 | Fr. 26.– |
| G 4 | KIENHOLZ Hans: Kombinierte geomorphologische Gefahrenkarte 1 : 10'000 von Grindelwald, mit einem Beitrag von Walter Schwarz, 1977 | Fr. 48.– |
| G 5 | BUCHMÜLLER P., EGLI H. R., PESTALOZZI P., WIESMANN U.: Dorf und Flur der Gemeinde Lohn (SH), 1977 | Fr. 10.– |
| G 6 | JEANNERET François und VAUTIER Philippe: Kartierung der Klimateignung für die Landwirtschaft in der Schweiz – Levé cartographique des aptitudes climatiques pour l'agriculture en Suisse, 1977 | Fr. 20.– |
| G 7 | WANNER Heinz: Zur Bildung, Verteilung und Vorhersage winterlicher Nebel im Querschnitt Jura–Alpen, 1979 | Fr. 28.– |
| G 8 | Simen Mountains – Ethiopia, Volume 1: Cartography and its application for geographical and ecological problems, 1978 | Fr. 36.– |
| G 9 | Kamerun – Grundlagen zu Natur- und Kulturraum. Probleme der Entwicklungszusammenarbeit, 1978 | Fr. 43.– |
| P 1 | GROSJEAN Georges: Raumtypisierung nach geographischen Gesichtspunkten als Grundlage der Raumplanung auf höherer Stufe, 1975 (2. Aufl.) | Fr. 35.– |
| P 2 | ÜHLINGER Heiner: Räumliche Aspekte der Schulplanung in ländlichen Siedlungsgebieten. Eine kulturgeographische Untersuchung in sechs Planungsregionen des Kantons Bern, 1975 | Fr. 25.– |
| P 3 | ZAMANI ASHTIANI Farrokh: Province East Azarbayejan Iran, Geographical Study for an Environment Development Proposal, 1979 | Fr. 24.– |
| S 1 | AERNI K., AFFOLTER R., WENGER F., WÜTHRICH U.: Die Schweiz und die Welt im Wandel, 1975 | Fr. 7.– |
| S 2 | PFISTER Christian: Autobahnen verändern eine Landschaft, 1978 | Fr. 15.– |
| | 1 Klassensatz des Schülerteils (8 Blätter in je 25 Expl.) | Fr. 17.– |
| S 3 | BICHSEL Ulrich, KUNZ Rudolf: Indien – Entwicklungsland zwischen Tradition und Fortschritt, 1978 | Fr. 16.– |
| | Schülerpreis ab 15 Exemplaren | Fr. 6.– |
| U 1 | GROSJEAN Georges: Die Schweiz. Der Naturraum in seiner Funktion für Kultur und Wirtschaft, 1975 | Fr. 8.– |
| U 2 | GROSJEAN Georges: Die Schweiz. Landwirtschaft, 1975 | Fr. 15.– |
| U 3 | GROSJEAN Georges: Die Schweiz. Geopolitische Dynamik und Verkehr, 1978 | Fr. 12.– |
| U 4 | GROSJEAN Georges: Die Schweiz. Industrie, 1975 | Fr. 12.– |
| U 9 | GROSJEAN Georges: Kartographie für Geographen I. Allgemeine Kartographie, 1974 | Fr. 17.– |
| U 10 | GROSJEAN Georges: Kartographie für Geographen II. Thematische Kartographie, 1975 | Fr. 13.– |
| U 12 | AERNI Klaus: Kartenzeichnen und Arbeitstechnik. Skriptum und Unterlagen zum prop.-geogr. Praktikum, 1976 | Fr. 20.– |
| U 13 | MESSERLI Bruno, WINIGER Matthias (Leitung): Probleme der Entwicklungsländer (Seminararbeit), 1977 | Fr. 28.– |
| U 14 | Grindelwald. Bericht des Feldstudienlagers 1977, 1978 | Fr. 8.– |
| U 15 | MATTIG Franz: Genese und heutige Dynamik des Kulturraumes Aletsch, dargestellt am Beispiel der Gemeinde Betten-Bettmeralp, 1978 | Fr. 36.– |