

BONNER GEOGRAPHISCHE ABHANDLUNGEN

ISSN 0373-0468

Herausgegeben von
P. Höllermann - K.A. Boesler
E. Ehlers - J. Grunert - M. Winiger - R. Grotz
Schriftleitung: H.-J. Ruckert

Heft 98

Jörg Bendix

**Ein neuer Methodenverbund zur Erfassung der
klimatologisch-lufthygienischen Situation
von Nordrhein-Westfalen**

**Untersuchungen mit Hilfe boden- und satellitengestützter
Fernerkundung und numerischer Modellierung**

1998

In Kommission bei
Ferdinand Dümmlers Verlag - Bonn

**Ein neuer Methodenverbund zur Erfassung der
klimatologisch-lufthygienischen Situation
von Nordrhein-Westfalen**

**Untersuchungen mit Hilfe boden- und satellitengestützter
Fernerkundung und numerischer Modellierung**

BONNER GEOGRAPHISCHE ABHANDLUNGEN

ISSN 0373-0468

Herausgegeben von: P. Höllermann · K.A. Boesler

E. Ehlers · J. Grunert · M. Winiger · R. Grotz

Schriftleitung: H.-J. Ruckert

Heft 98

Jörg Bendix

**Ein neuer Methodenverbund zur Erfassung der
klimatologisch-lufthygienischen Situation
von Nordrhein-Westfalen**

**Untersuchungen mit Hilfe boden- und satellitengestützter
Fernerkundung und numerischer Modellierung**



1998

In Kommission bei

FERD. DÜMMLERS VERLAG · BONN

— Dümmlerbuch 7648—

**Ein neuer Methodenverbund zur Erfassung der
klimatologisch-lufthygienischen Situation
von Nordrhein-Westfalen**

**Untersuchungen mit Hilfe boden- und satellitengestützter
Fernerkundung und numerischer Modellierung**

von

Jörg Bendix

**mit 12 Tabellen, 62 Abbildungen
und 6 Beilagen**

In Kommission bei

FERD. DÜMMLERS VERLAG · BONN

 **Dümmlerbuch 7648**

**Habilitationsschrift zur Erlangung der Venia Legendi
der Mathematisch-Naturwissenschaftlichen Fakultät
der Rheinischen Friedrich-Wilhelms-Universität Bonn**

alle Rechte vorbehalten

ISBN 3 - 427 - 76481 - 8

© 1998 Ferd. Dümmlers Verlag, 53113 Bonn

Herstellung: Druckerei Martin Roesberg, 53347 Witterschlick

Vorwort

Die vorliegende Arbeit ist Teil des Projekts *INKLIM* („Inversions- und Nebelklimatologie NRW“), das sich mit der Untersuchung der klimatologisch-lufthygienischen Grundbedingungen in Nordrhein-Westfalen beschäftigt. Die Durchführung des gesamten Projekts wäre ohne die vielfältige Unterstützung verschiedener Personen und Institutionen nicht möglich gewesen, denen ich an dieser Stelle meinen Dank aussprechen möchte.

Mein Dank gilt an erster Stelle Herrn Professor Dr. M. WINIGER, der mich im Rahmen meiner Tätigkeit als wissenschaftlicher Mitarbeiter nachhaltig bei der Bearbeitung der vorliegenden Fragestellung unterstützt hat und mir stets den nötigen Freiraum für die wissenschaftlichen Untersuchungen gewährte. Durch seine ständige Diskussionsbereitschaft hat er darüber hinaus maßgeblich zum Gelingen der vorliegenden Arbeit beigetragen.

Bedanken möchte ich mich ferner bei den folgenden Personen und Institutionen:

- ▶ Dem Bundesministerium für Verteidigung für die Bereitstellung verschiedener meteorologischer Meßgeräte (Wolkenhöhenmesser IWO).
- ▶ Dem Bundesamt für Wehrtechnik und Wiederbeschaffung (Koblenz) für die leihweise Überlassung eines Kurbelmastes zur Installation von automatischen Klimastationen.
- ▶ Den Herren Dipl.-Ing. U. BLEEK und Dipl.-Ing. G. BRÖMME (Deutscher Wetterdienst, Instrumentenamt Potsdam) für die Überlassung eines Vertikal-SODAR's sowie die freundliche Beratung und Einweisung in das Ceilometersystem IWO.
- ▶ Herrn Dipl.-Ing. D. KALAS (Frauenhofer-Institut für Atmosphärenchemie Berlin) für die Bereitstellung einiger SODAR-Ersatzteile.
- ▶ Herrn Prof. Dr. D. KLAUS (Geogr. Institut Bonn) für die Überlassung der Daten des Meßturms der KFA Jülich.
- ▶ Herrn Dipl.-Met. M. KLÖPPEL (Bundesministerium für Verkehr) für die Unterstützung bei der Beschaffung meteorologischer Daten (DWD)
- ▶ Den Herren MECHTERSHEIMER (Regierungspräsident Köln), Dipl.-Ing. Dereje (Rheinisches Autobahnamt Köln) sowie Dipl.-Ing. BRÜCK (Autobahnmeisterei Frechen) für den Zugang zu den Sichtweitedaten aus der Verkehrsbeeinflussungsanlage BABSY entlang der Autobahn A4.
- ▶ Herrn Dipl.-Ing. H. MICHAEL (Geschäftsführer UKW-Technik Baidersdorf) für die gewährten Sonderkonditionen bei der Beschaffung der projekteigenen NOAA-HRPT Empfangsanlage sowie die zahlreichen kostenlosen Updates der Empfangssoftware.
- ▶ Herrn Dr. D. MISTEREK (Umweltamt Bonn) die Abgabe von Luftschadstoffdaten des Bonner Meßwagens.
- ▶ Herrn MÜLLER (Haustechnik des Deutschen Bundestages) für die Unterstützung bei der Installation der automatischen Klimastation auf dem Dach des Bonner Abgeordnetenhochhauses.

- ▶ Herrn Dr. F. SCHUBIGER, Schweizer Meteorologische Anstalt (Zürich) für die Überlassung des SHWAMEX Programm-Codes
- ▶ Herrn Prof. Dr. C. SIMMER, Meteorologisches Institut der Universität Bonn für die Übernahme des Zweitgutachtens.
- ▶ Herrn Dipl.-Ing. WEDEKIND (Westdeutscher Rundfunk Köln, Abt. Senderbetriebstechnik) und der gesamten Sendemastmannschaft für die Genehmigung und die freundliche Unterstützung bei der Installation der automatischen Klimastationen am WDR-Sendemast Bonn-Venusberg.

Mein Dank gilt weiterhin dem gesamten *INKLIM*-Team (Dipl.-Geogr. H. MEIER, Dipl.-Geogr. I. GÜLS, Dipl.-Geogr. S. KLEIN, Dipl.-Geogr. CH. REUDENBACH, Dipl.-Geogr. M. BAUMANN, Dipl.-Geogr. F. BERTHMANN), ohne das die recht aufwendigen Installations- und Betreuungsarbeiten des Meßnetzes nicht möglich gewesen wären.

Zu großem Dank verpflichtet bin ich besonders den Herrn Dipl.-Geogr. CH. REUDENBACH für seine zahllosen Arbeiten im Rahmen des Projekts und Dipl.-Geogr. H. MEIER für seinen unermüdlichen Einsatz bei der Installation und Wartung der automatischen Klimastation.

Auch unserem Haustechniker Herrn H. BÖTTGER, der das Projekt mit großem Arbeitseinsatz (Verlegen und Löten von Datenleitungen, Konstruktion der Spezialhalterungen für die automatischen Klimastationen) unterstützte und der mit mir in endlosen Stunden exotische Schaltpläne in russischer Sprache studierte, sei hiermit ausdrücklich gedankt.

Für das abschließende Korrekturlesen bedanke ich mich ganz herzlich bei Frau Dipl.-Volksw. S. WERMUTH und den Herren Jur. H. WERMUTH, Dipl.-Geogr. H. MEIER, cand.-Geogr. G. GASBER, Dipl.-Geogr. CH. ANGERMANN.

Dem Ministerium für Wissenschaft und Forschung NRW (MWF, Nr. 212 009 93) sowie der Stadt Bonn danke ich für die finanzielle Unterstützung des Projektes.

Die Arbeit widme ich meiner Frau Astrid und meinem Sohn Joshua.

Inhaltsverzeichnis

Vorwort	V
Inhaltsverzeichnis	VII
Abbildungsverzeichnis	X
Tabellenverzeichnis	XIII
Verwendete Abkürzungen	XIV
I. EINLEITUNG	
1. PROBLEMSTELLUNG UND GENERELLE ZIELSETZUNG	1
2. DER DATEN- UND METHODENVERBUND	7
3. GENERELLER ABLAUF DER ARBEIT	11
4. KLIMATOLOGISCH-LUFTHYGIENISCHE ASPEKTE DES UNTERSUCHUNGSRAUMS	14
II. INSTRUMENTIERUNG, DATEN UND ANALYSEVERFAHREN	
1. EINLEITUNG	17
2. DIE MEBNETZKONFIGURATION	17
3. AUTOMATISCHE KLIMASTATIONEN	18
4. BODENGEBUNDENE FERNERKUNDUNGSSYSTEME	20
4.1 Der Wolkenhöhenmesser IWO	21
4.2 Transmissometer entlang der BAB 4	23
4.3 Das Vertikalsodar Echo-1	24
4.3.1 Funktionsweise des SODAR's	24
4.3.2 Aussagewert von SODARgrammen	27
4.3.3 Qualitative und quantitative Auswertung von SODARgrammen	28
4.3.4 Das Auswertungs-Verfahren der SODARgramme	32
4.3.4.1 SODAR-Kalibrierung und Validierung	33
4.3.4.2 Bestimmung von Inversionshöhe und Inversionsstärke	40
5. SATELLITENGESTÜTZTE NEBELKLIMATOLOGIE NRW	40
5.1 Ableitung von Nebelverbreitung und lufthygienisch relevanten Nebeleigenschaften aus NOAA-AVHRR Daten - Problemstellung	40
5.2 Algorithmus zur Berechnung der optischen Nebeleigenschaften und des Flüssigwasserwegs	44
5.2.1 Berechnung der optischen Dicke	46
5.2.2 Berechnung der spektralen Nebelalbedo	46
5.2.2.1 Kalibrierung	47

5.2.2.2 Anisotropie-Korrektur	48
5.2.2.3 Atmosphärenkorrektur	51
5.2.2.4 Das Strahlungstransfermodell	57
5.2.3 Sensitivitätstests zur Albedoberechnung	59
5.2.4 Valdierung des entwickelten Berechnungsverfahrens	61
5.2.4.1 Bestimmung von Nebelextinktion, horizontaler Sichtweite und Flüssigwassergehalt (LWC)	62
5.2.4.2 Ergebnisse der Validierung	63
5.2.4.3 Beschränkung der Sichtweiteberechnung und die Möglichkeit der Trennung von Boden- und Hochnebel in NOAA-AVHRR Daten	65
6. MODELLIERUNG DER DURCHLÜFTUNGSBEDINGUNGEN FÜR NRW	68
6.1 Grundsätzliche Bemerkungen zu mesoskaligen Strömungsmodellen	68
6.2 Das hydrostatische Strömungsmodell SHWAMEX (Shallow Water Model Experiment)	70
6.3 Funktionsweise des Modells und klimatologische Auswertungen	71
6.3.1 Modelleingangsgrößen	72
6.3.2 Validierung der Modellergebnisse	74
6.3.3 Zeitreihenanalyse mit Hilfe des Modells	75
6.4 Der Stagnationsindex als lufthygienische Synthese	76
7. ZUSAMMENFASSUNG / SUMMARY	77

III. KLIMATOLOGIE UND LUFTHYGIENISCHE ASPEKTE VON INVERSIONSWETTERLAGEN IN NRW

1. WINDFELD UND LUFTSTAGNATION IN NRW	80
1.1 Mittlere Ausprägung des Grundsichtwindfelds und Luftstagnation bei winterlichen Inversionswetterlagen in NRW	81
1.2 Die Ausprägung von Grundsichtwindfeld und Luftstagnation bei winterlichen Inversionswetterlagen in NRW in Abhängigkeit der 850 hPa-Anströmungsrichtung	83
1.3 Zusammenfassung der Durchlüftungsverhältnisse NRW's	86
2. NEBELKLIMATOLOGIE VON NRW UND ANGRENZENDER GEBIETE	88
2.1 Nebelverbreitung	88
2.2 Einstrahlungsbedingte Tagesdynamik	95
2.3 Optische Nebeldicke und Flüssigwasser der Nebeldecken in NRW	97
2.4 Fallbeispiele	102
2.4.1 Die Nebelperiode vom Februar 1993	102
2.4.2 Die Nebelperiode vom Januar 1996	108
2.5 Zusammenfassung zur Nebelklimatologie	114

3. INVERSIONSSTRUKTUR IM RHEINTAL BEI BONN	118
3.1 Einleitung	118
3.2 Inversionshäufigkeiten im Rheintal bei Bonn	119
3.3 Inversionshöhen im Rheintal bei Bonn	123
3.4 Inversionsstärke im Rheintal bei Bonn	128
3.5 Mittlere Inversionsdynamik im Rheintal bei Bonn	131
3.6 Fallbeispiele	145
3.6.1 Die Strahlungssituation vom 4.5. bis zum 7.5.1995	146
3.6.2 Die Periode vom 15. bis zum 18. Dezember 1994	152
3.7 Zusammenfassung zur Inversionsklimatologie Bonn	160
4. ZUSAMMENFASSUNG UND ABSCHLIEßENDE BEWERTUNG	165
4.1. Zusammenfassende Bewertung des Daten- und Methodenverbunds	165
4.2. Klimatologisch-lufthygienische Bewertung NRW's	168
 LITERATURVERZEICHNIS	 172

Abbildungsverzeichnis

Abb. 1:	Interaktion von methodischer und inhaltlicher Zielsetzung im Zusammenhang mit dem Daten- und Methodenverbund	6
Abb. 2:	Untersuchungsraum sowie Daten- und Methodenverbund	7
Abb. 3:	Klimatologisch-lufthygienisch orientiertes Raster-GIS (1 km ²) NRW	9
Abb. 4:	Ablaufschema zur vorliegenden Arbeit	12
Abb. 5:	Topographische Gliederung von NRW	16
Abb. 6:	Das INKLIM-Meßnetz	17
Abb. 7:	Beispiel einer automatischen Klimastation	19
Abb. 8:	Funktionsschema von Impulsmeßgeräten	21
Abb. 9:	Der Wolkenhöhenmesser IWO	22
Abb. 10:	Transmissometermeßnetz entlang der Autobahn A4 und Sichtweitedaten für den 3.2.1993	23
Abb. 11:	Konstruktive Gestaltung des Sodars ECHO-1	24
Abb. 12:	Analoges SODARgramm vom 11.5.1994	26
Abb. 13:	Digitales SODARgramm vom 18.7.1996	26
Abb. 14:	Durch Regen gestörtes SODARgramm	28
Abb. 15:	Beispiele möglicher Temperaturverläufe	31
Abb. 16:	Verarbeitungsschema der SODAR-Daten	32
Abb. 17:	Polynomische Anpassung der Funktion $L(\theta_0)$	36
Abb. 18:	Akustische Dämpfung durch Temperatur und Feuchte	37
Abb. 19:	Vertikalprofil von Lufttemperatur (Meßprofil) und Temperaturstrukturparameter (C^2_T , SODAR) vom 26.4.1995	38
Abb. 20:	Vergleich C^2_T -Werten und $ dT /100$ m Werten	39
Abb. 21:	Rechengang zur Ableitung optischer Nebeleigenschaften und Flüssigwasser aus NOAA-AVHRR Daten	45
Abb. 22:	Beleuchtungs- und Beobachtungsgeometrie für den 11.5.1994, 6:59 UTC, NOAA-12	49
Abb. 23:	Anisotropiekoeffizienten für Nebel, 11.5.1994, 6:59 UTC, NOAA-12	50
Abb. 24:	Beitrag atmosphärischer Effekte zum Satellitensignal	52
Abb. 25:	Ablaufschema des 5S-Codes	54
Abb. 26:	Koeffizienten τ_{gas} , τ_{scat} und ρ_{atm} in Abhängigkeit von θ_s , 3.2.1993, NOAA-11, 14:59 UTC	56
Abb. 27:	Spektrale Oberflächenalbedo (0,56-0,68 μ m) im Untersuchungsgebiet (5.2.1990, NOAA-11, 14:23 UTC)	58
Abb. 28:	Differenz zwischen Nebelalbedo berechnet mit und ohne Atmosphärenkorrektur	60

Abb. 29:	Differenz zwischen Nebelalbedo berechnet mit Atmosphärenkorrektur basierend auf polynomischer Interpolation und Atmosphärenkorrektur mit einfachem Parametersatz	61
Abb. 30:	Optische Dicke und Flüssigwasserweg für zwei Nebelereignisse der Nebelperiode Februar 1993	62
Abb. 31:	Validierung des entwickelten Berechnungsverfahrens am Beispiel von Sichtweite und Flüssigwassergehalt, 3. und 4. Februar 1993.	65
Abb. 32:	Vertikale Extinktionsprofile im Nebel von Nürnberg	67
Abb. 33:	Funktionsweise des Modells SHWAMEX und klimatologisch/ lufthygienische Auswertungen	72
Abb. 34:	Vergleich von modelliertem und gemessenem Grundsichtwindfeld (6:00 UTC)	75
Abb. 35:	Bodenwetterkarte vom 3.2.1993	96
Abb. 36:	Schadstoffkonzentrationen im Februar 1993. Links: Moltkestraße (Bad Godesberg) vom 2.2.-9.2.1993. Rechts: Reuterstraße (Bonn) vom 10.2.-16.2.1993	103
Abb. 37:	Bodenwetterkarte vom 7. Februar 1993	104
Abb. 38:	Vertikalprofil der Windgeschwindigkeit (oben) und der Schichtungsstabilität (unten) für den 2.2.-14.2.1993 (Jülich)	107
Abb. 39:	Schadstoffkonzentrationen im Januar 1996, Bonn-Reuterstraße	109
Abb. 40:	Bodenwetterkarten vom 14.1.96 (links) und 16.1.96 (rechts)	110
Abb. 41:	(a) Temperatur, Luftfeuchte und Windgeschwindigkeit (Station Langer Eugen) sowie (b) Ceiling (ab 15.1.96) und IUG (ab 14.1.96) der ersten abgehobenen Inversion im Rheintal bei Bonn	112
Abb. 42:	(c) SODARgramm für die Hochnebelperiode 14.1.-19.1.1996, Rheintal bei Bonn	113
Abb. 43:	Jahres- und tageszeitliche Wahrscheinlichkeiten für Inversionen im Rheintal bei Bonn	120
Abb. 44:	Jahres- und tageszeitliche Wahrscheinlichkeiten für doppelte Inversionsstrukturen im Rheintal bei Bonn	123
Abb. 45:	Jahres- und tageszeitliche Höhenverteilung der IOG der stärksten Bodeninversion im Rheintal bei Bonn	125
Abb. 46:	Jahres- und tageszeitliche Verteilung der IUG-Höhenlage bei angehobener Inversion	126
Abb. 47:	Spannweite der Höhenlage des stärksten Temperaturgradienten in der sekundären Inversion	127
Abb. 48:	Inversionsstärke (Minimum, Maximum und Modalwert) von Bodeninversionen im Rheintal bei Bonn	129
Abb. 49:	Mittelwerte der Inversionsstärke nach der IOG-Höhenlage für Boden- und Sekundärinversionen $> 1^{\circ}\text{C}/100\text{ m}$	130

Abb. 50:	Mittlere Höhenlage der IOG für Bodeninversionen zwischen Sonnenuntergang und Sonnenaufgang	133
Abb. 51:	Tageszeitliche Verteilung der Windrichtungen im Sommer	133
Abb. 52:	Mittlerer Tagesgang von Temperatur, Luftfeuchte und Windgeschwindigkeit im Rheintal, Sommer	137
Abb. 53:	Tageszeitliche Verteilung der Windrichtungen im Winter	140
Abb. 54:	Mittlerer Tagesgang von Temperatur, Luftfeuchte und Windgeschwindigkeit im Rheintal, Winter	142
Abb. 55:	SODARgramm für die Periode 5. bis 7. Mai 1995	147
Abb. 56:	Temperatur und Luftfeuchte vom 4. bis zum 7. Mai 1995	149
Abb. 57:	Windfeld vom 4. bis zum 7. Mai 1995	149
Abb. 58:	Inversionsentwicklung vom 4. bis zum 7. Mai 1995	151
Abb. 59:	Luftschadstoffbelastung vom 4. bis zum 7. Mai 1995 in Bonn	152
Abb. 60:	SODARgramm für die Periode 15. bis 18. Dezember 1994	157
Abb. 61:	Windfeld für die Periode 15. bis 18. Dezember 1994	158
Abb. 62:	Wolkenuntergrenze und IOG für die Periode 15.-18. Dezember 1994	158

Tabellenverzeichnis

Tab 1:	Lage der Inversionsuntergrenze im SODARgramm und an der Station Venusberg	27
Tab. 2:	Atmosphärenmodell für den 9.2.1993, Radiosonde Essen 12:00 UTC	55
Tab. 3:	Differenz zwischen Nebelalbedo berechnet mit und ohne Anisotropiekorrektur	59
Tab. 4:	Berechnung von horizontaler Sichtweite (VIS_c) und Flüssigwassergehalt (LWC_c) aus optischer und geometrischer Dicke des Nebels und Flüssigwasserweg	64
Tab. 5:	Grundlegende Modellgleichungen für hydrostatische und nicht-hydrostatische Mesoscale-Modelle	69
Tab. 6:	Initialisierungsparameter für das Modell SHWAMEX	73
Tab. 7:	Verteilung der 850 hPa-Anströmungsrichtungen (Radiosonde Essen 0:00 UTC) auf das Datenkollektiv der NOAA-AVHRR Nebelbilder	93
Tab. 8:	Bodenwindfeld am 3.2.1993	97
Tab. 9:	Verteilung der 850 hPa-Anströmungsrichtung (Radiosonde Essen, 0:00 UTC) auf das Datenkollektiv von Tafel 9	99
Tab. 10:	Mittlerer Flüssigwasserweg bezogen auf die 850 hPa-Anströmungsrichtung für verschiedene Landschaftseinheiten NRW's	99
Tab. 11:	Häufigkeit von Bodeninversionen im Vergleich zu Angaben für Köln	121
Tab. 12:	Mittlere Inversionsstärke nach Inversionstyp	129

Verwendete Abkürzungen

A4	Autobahn 4
A/D	Analog/Digital
APT	Analog Picture Transmission
AVHRR	Advanced Very High Resolution Radiometer
BAB	Bundes-Autobahn
BimSchG	Bundes-Immissionsschutzgesetz
CBL	Convective Boundary Layer
dd	Windrichtung
DGM	Digitales Geländemodell
DHM	Digitales Höhenmodell
DN	Digital Number = Grauwert
DWD	Deutscher Wetterdienst
ERB	Earth Radiation Budget Experiment
ff	Windgeschwindigkeit
FITNAH	Flow over Irregional Terrain with Natural and Anthropogenic Heat Sources
FOV	Field of View
5S	Simulation of the Satellite Signal in the Solar Spectrum
GCP	Ground Control Point
GEOPHYS	Geophysikalischer Beratungsdienst der Bundeswehr
GIS	Geographisches Informationssystem
GIUB	Geographisches Institut der Universität Bonn
GWL	Großwetterlage
GWT	Großwettertyp
HRPT	High Resolution Picture Transmission
INKLIM	Inversions- und Nebelklimatologie NRW
IOG	Inversionsobergrenze
IR	Infra-red
IUG	Inversionsuntergrenze
KB	Kilobyte
KFA	Kernforschungsanlage Jülich
LIDAR	Light Detection and Ranging
LIS	Landesanstalt für Immissionsschutz des Landes NRW
LLJ	Low-Level Jet
LWC	Flüssigwassergehalt (Liquid Water Content)
LWP	Flüssigwasserweg (Liquid Water Path)
MB	Megabyte
MEWZ	Mitteuropäische Winterzeit (UTC+1 Stunde)
MESZ	Mitteuropäische Sommerzeit (UTC+2 Stunden)
MEZ	Mitteuropäische Zeit
MSG	Meteosat Second Generation
NFP	Nationales Forschungsprogramm (Schweizer Nationalfonds)
NOAA	National Oceanic and Atmospheric Administration

NRW	Nordrhein-Westfalen
PC	Personal Computer
Pixel	Picture Element
rF	Relative Feuchte
SHWAMEX	Shallow Water Model Experiment
SMA	Schweizer Meteorologische Anstalt, Zürich
SODAR	Sonic Detection and Ranging

1. The first part of the report	is a general introduction to the
2. The second part of the report	describes the methods used in the
3. The third part of the report	describes the results of the
4. The fourth part of the report	describes the conclusions of the
5. The fifth part of the report	describes the recommendations of the

I. Einleitung

1. Problemstellung und generelle Zielsetzung

Tiefliegende Temperaturinversionen, die vor allem bei winterlichen Hochdruckwetterlagen auftreten, führen in Verdichtungsräumen mit hoher Besiedlungs-, Verkehrs- und Industriedichte wie z.B. dem Ruhrgebiet (Nordrhein-Westfalen) häufig zu einer Konzentration von Luftschadstoffen in der vom Höhenwindfeld entkoppelten atmosphärischen Grundschicht und sind daher von besonderer klimaphysiologischer Bedeutung (z.B. SCHULZ 1963). Ein Indikator dafür ist die mittlere Immissionskonzentration, die für stark belastete Gebiete im Rhein-Ruhr Raum bei winterlichen Inversionswetterlagen gegenüber Tagen, an denen keine Inversion auftritt, im Mittel um den Faktor 2,1 (SO₂) bzw. 2,2 (NO_x) erhöht ist (KUTTLER 1988a,b). Wettersituationen, die mit sehr hohen Konzentrationen von Luftschadstoffen einhergehen, werden als Smoglagen (Smoke & Fog) bezeichnet, wobei für Wintersmog die vornehmlich aus Verbrennungsprozessen stammenden Schadstoffe SO₂ und NO_x eine zentrale Stellung einnehmen. Meteorologisch sind solche Wetterlagen häufig durch eine geringmächtige, konvektiv durchmischte Grundschicht (CBL) gekennzeichnet, die durch eine stabil geschichtete Temperaturinversion von den darüber liegenden Luftschichten abgegrenzt ist; ein vertikaler Austausch von Luftschadstoffen mit höheren Atmosphärenschichten ist damit nur noch sehr eingeschränkt möglich (KRAUS & EBEL 1989). Ist die durchmischte Grundschicht zusätzlich noch durch eine schlechte Ventilation charakterisiert (Windgeschwindigkeit < 4 m sec⁻¹), wird auch ein horizontaler Abtransport von Luftschadstoffen unterbunden. Bei längerer Andauer dieser kritischen Wetterlage sind gefährliche Schadstoffanreicherungen in der Grundschicht die Folge.

Aus klimatologischer Sicht gehören zu den lufthygienisch wirksamen Grundbedingungen in der atmosphärischen Grundschicht vor allem die Inversionshöhe und -stärke (d.h. die Kenntnis der vertikalen Temperaturstruktur der Grundschicht), der horizontale und vertikale Luftaustausch unterhalb der Inversion (d.h. die Kenntnis des dreidimensionalen Windfelds in der durchmischten Grundschicht) sowie die Persistenz der stabilen Wetterlage, mit deren Hilfe der Lufthaushalt einer Region abgeschätzt werden kann (WINIGER, BACHMANN & BENDIX 1992).

Eine Verschärfung der lufthygienischen Situation tritt dann ein, wenn sich zusätzlich zur Inversion ausgedehnte Hochnebel- oder Nebelmeere bilden, die auch in Westdeutschland häufig mit dem durch eine Inversion begrenzten CBL-Grundschichttyp einhergehen und kritische Smogwetterlagen begünstigen (KRAUS & EBEL 1989). Meteorologisch nachteilig wirkt sich Nebel auf die lufthygienische Situation aus, indem gerade im Winterhalbjahr die thermisch bedingte Auflösung einer Bodeninversion im Laufe des Tages durch den erheblich reduzierten Strahlungsumsatz am Boden unterbunden wird und damit die Inversionswetterlage über mehrere Tage stabil bleiben kann (PETKOVŠEK & VRHOVEC 1994). Dabei hängt der Strahlungsumsatz am Boden vom Strahlungstransport durch die Nebelschicht ab, der von den optischen Nebeleigenschaften (Albedo der Nebeloberfläche), der Dicke der Nebelschicht und dem Flüssigwassergehalt im Nebel gesteuert wird.

Vor allem die Flüssigwasserphase spielt in der jüngeren lufthygienischen Forschung wie z.B. dem europäischen EUROTRAC (*European experiment on transport and transformation of environmentally relevant trace constituents in the troposphere over Europe*) Subproject GCE (*Ground-based cloud experiment*) eine große Rolle, bei dem in aufwendigen Feldexperimenten (Poebene, Kleiner Feldberg, Great Dun Fell UK) unter anderem der Flüssigwassergehalt im Nebel als Schlüsselgröße für die Phasenumwandlung und Deposition von Luftschadstoffen untersucht wird (FUZZI *et al.* 1992, WOBROCK *et al.* 1992). Einige Luftschadstoffe (wie z.B. SO₂) bilden durch Lösung im Nebelwasser aggressive Säuren, so daß auch in der weiteren Umgebung von Verdichtungsräumen eine hohe Acidität des Nebelwassers im Vergleich zu belastetem Regenwasser festzustellen ist (VERHOEVEN *et al.* 1987, ZIER 1992, BENDIX 1993a). Durch trockene oder feuchte Deposition und Oberflächenkontakte mit saurem Nebelwasser werden beim Menschen vor allem Atemwegserkrankungen (Asthma, Bronchitis) gefördert (z.B. SCHIRMER 1970, SCHLIPKÖTER *et al.* 1985, BENDIX 1993a), beschleunigte Korrosion an Bauwerken verursacht volkswirtschaftliche Schäden (z.B. HEINZ 1985) und auch die Vegetation wird im Kontaktbereich mit saurem Nebelwasser negativ beeinflusst. Durch säurebedingte Korrosion, der die meisten Blattoberflächen überziehenden schützenden Wachsschicht, können wichtige Nährelemente mit Hilfe von saurem Nebel- oder Niederschlagswasser ausgewaschen und eine nachhaltige Schädigung der Blattorgane besonders im Kronenraum von Bäumen verursacht werden (z.B. STEUBING 1986, ZIER 1992). Dabei ist zu berücksichtigen, daß ein Großteil der Waldfläche NRW's in Höhenbereichen liegt, die durch ein Maximum an Hochnebelfällen gekennzeichnet sind (KUTTLER 1988c). Für eine lufthygienisch orientierte Klimauntersuchung ist neben den bereits angeführten Größen Temperaturstruktur und Windfeld der Grundsicht daher die Kenntnis über die Nebelverteilung, Nebelhäufigkeit aber auch über die optischen Eigenschaften (Albedo, optische Dicke) und den Flüssigwassergehalt im Nebel unbedingt notwendig.

Vor allem die flächendeckende Analyse aller angesprochenen Größen unter Einbezug der dritten Dimension (zeit-höhenkontinuierliche Untersuchungen) ist bis heute weitgehend nicht realisiert, wird aber immer wieder gefordert (KUTTLER 1985).

Betrachtet man die für NRW durchgeführten klimatologischen Studien, so bestehen **eindeutige Forschungsdefizite** vor allem bei der flächendeckenden und zeit-höhenkontinuierlichen Analyse der lufthygienisch relevanten Klimaelemente über die stabile Grundsicht aber auch bei der wetterlagenabhängigen Differenzierung der Inversions- und Durchlüftungsverhältnisse.

Die jüngste umfassende Beschreibung der klimatischen Verhältnisse mit lufthygienischer Relevanz für Nordrhein-Westfalen bildet der Klimaatlas NRW (MURL 1989), der allerdings mit den grundlegenden Problemen stationsbasierter Klimauntersuchungen behaftet ist:

► Bei den Klimakarten etwa zum Windfeld oder zur Nebelverbreitung handelt es sich generell um Interpolationen auf der Basis von gemessenen Bodendaten und der unterliegenden Topographie mit der daraus resultierenden Unsicherheit für weite, nicht durch Stationsmessungen abgedeckte Gebiete.

► Die verwendeten Meßdaten sind in Geländehöhen von 2 (z.B. Temperatur) bzw. 10 m (z.B. Wind) erhoben worden und entsprechen je nach lokalen Gegebenheiten an der Station nicht den Verhältnissen der durchmischten Grundschicht unterhalb der Inversion, die für lufthygienische Studien maßgeblich sind. Die klimatischen Verhältnisse der dritte Dimension in NRW werden damit, abgesehen von ortsgebundenen Auswertungen an der Radiosondenstation Essen, durch dieses Werk nicht repräsentiert.

► Der Klimaatlas NRW präsentiert vorwiegend Mittelwertsuntersuchungen; eine wetterlagenabhängige Differenzierung oder die spezielle Berücksichtigung von Inversionswetterlagen hat nicht stattgefunden.

Die klimatologische Beschreibung in den einzelnen Luftreinhalteplänen NRW's orientiert sich ebenfalls an Mittelwertsbetrachtungen weniger Klimastationen und Auswertungen an den Radiosonden Essen bzw. am Flughafen Köln/Bonn (Daten 1962-1965) (s. z.B. MURL 1992). Allerdings liegen einige detailliertere Untersuchungen zum angesprochenen Themenkomplex vor, die meist auf kürzeren Feldexperimenten an Orten des in NRW lufthygienisch besonders belasteten Rhein-Ruhr-Raums basieren. Zu erwähnen sind beispielsweise die auf Lasersondierungen beruhenden Arbeiten zum Zusammenhang von Sperrschichthöhen und Schadstoffkonzentrationen in Essen (GIEBEL 1981 & 1983), die Untersuchung zur Mischungsschichthöhe an der Radiosonde Essen (GUTSCHE & LEFEBVRE 1981), die SODAR-gestützten Untersuchungen zur Inversionsstruktur und zum Grundschichtwindfeld im Raum Köln bzw. Essen (DOHRN *et al.* 1981 & 1982, BECKRÖGE & FRANK 1986) sowie verschiedene, meist nur wenige Tage umfassende Studien zum Grundschichtwindfeld und zur Inversionsbildung mit Fesselballonsondierungen, die im Rahmen städtischer Klimagutachten durchgeführt worden sind (s. z.B. für Bonn: BACH 1972, OTTE *et al.* 1990).

Auch eine systematische wetterlagenabhängige Untersuchung der Durchlüftungs- und Inversionsverhältnisse liegt für NRW nicht vor; allerdings finden sich einige Beschreibungen ausgewählter Inversions- und Smog-Wetterlagen, die sich auf größere Gebiete in NRW beziehen. Genannt seien hier exemplarisch die Arbeiten von SEIFERT (1963), KÜLSKE (1982) und KÜLSKE *et al.* (1985), die vor allem das Rhein-Ruhrgebiet behandeln und sich in der dritten Dimension ebenfalls auf die vorhandenen Sondierungen stützen. Flächendeckende Spezialuntersuchungen über optische Eigenschaften oder den Flüssigwassergehalt im Nebel fehlen für NRW völlig.

Die beschriebenen Defizite in der klimatologisch-lufthygienischen Forschung NRW's bestimmt sowohl die inhaltliche (klimatologische) als auch die daraus resultierende methodische Zielsetzung der vorliegenden Arbeit.

Folgende Punkte sind Gegenstand der inhaltlichen Zielsetzung:

- ▶ Die Inventarisierung der klimatologisch-lufthygienischen Grundbedingungen bei winterlichen Inversions- und Nebelwetterlagen für NRW und ausgewählte Teilräume (Rheintal bei Bonn) in möglichst guter horizontaler, vertikaler und zeitlicher Auflösung.
- ▶ Eine differenzierte Betrachtung der Inversions- und Nebelwetterlagen nach Anströmungsrichtungen (850 hPa), da deutliche Auswirkungen der synoptischen Strömungssituation auf die klimatologisch-lufthygienische Situation der einzelnen Teilregionen NRW's (z.B. Niederrheinische Bucht) zu erwarten sind.
- ▶ Die Analyse typischer Muster der täglichen Inversions- und Nebeldynamik für NRW und das Rheintal bei Bonn.

Im Mittelpunkt der Untersuchungen steht damit die flächendeckende und zeit-höhenkontinuierliche Analyse der folgenden Klimatelemente:

- ▶ Die Temperaturstruktur der atmosphärischen Grundschrift, (Inversionshöhe, -stärke) als Indikator von Mischungsschicht und Stabilitätsverhältnissen.
- ▶ Das Windfeld in der Grundschrift unterhalb der Inversion als Steuergröße des Luftaustauschs.
- ▶ Die Nebelverteilung und -dynamik zur Abschätzung der Persistenz lufthygienisch bedenklicher Wetterlagen.
- ▶ Die optischen Eigenschaften und der Flüssigwassergehalt im Nebel als Indikator für Nebelpersistenz und die Gefahr für feuchte Deposition.

Bei der flächendeckenden Untersuchung der angesprochenen Klimatelemente über die gesamte stabile Grundschrift ergibt sich bezogen auf die Methodik ein eindeutiges Skalenproblem, da eine meßtechnische Erfassung der angeführten Klimatelemente nur in Teilräumen, nicht aber für das gesamte Landesgebiet NRW's möglich ist. Die inhaltliche Zielsetzung erfordert daher den Aufbau und die Evaluierung eines speziell auf die Problematik ausgerichteten Daten- und Methodenverbunds.

Für eingegrenzte Gebiete konnte die genauere meßtechnische Erfassung der lufthygienisch relevanten Parameter in der Mischungsschicht auch in der dritten Dimension bereits realisiert werden. Beispiele dafür geben verschiedene Grundschriftexperimente wie z.B. das im Rahmen des DfG-Schwerpunktprogramms „*Physikalische Grundlagen des Klimas und Klimamodelle*“ (1978-85) durchgeführte Teilprojekt „MERKUR“, in dem mit aufwendiger Meßtechnik (Fesselballonsondierung, Pilotsondierung, Vertikal-SODAR) die Struktur der nächtlichen Grenzschicht im Alpenvorland kleinräumig untersucht wurde (ULBRICHT-EISSING & STILKE 1986, WIPPERMANN 1987b), oder etwa die Messung des Flüssigwassergehalts im Nebel auf verschiedenen Niveaus eines Meßmastes im Rahmen des EUROTRAC GCE-Projekts (FUZZI *et al.* 1992).

Zur Untersuchung von größeren Räumen wurde bereits im Rahmen mehrerer lufthygienisch orientierter Klimaprojekte nach einer geeigneten Daten- und Methodenkombination gesucht.

► Im Projekt „*CLIMOD*“ (1975-1981), das sich mit regionalen Veränderungen im Energiehaushalt der Grundsicht und den Durchlüftungsverhältnissen in komplexer Topographie beschäftigte, wurden zur Ergänzung des bestehenden Bodenmeßnetzes Sondermeßprogramme mit Meßfahrten, Fessel- und Schwebeballsondierungen und Flugzeugmessungen aufgelegt sowie ergänzend dazu NOAA-AVHRR Satellitendaten zur Nebelkartierung, Oberflächentemperaturbestimmung und Strömungsmustererkennung eingesetzt. Für die Prognose möglicher Veränderungen in der Grundsichtstruktur durch menschliche Eingriffe wurden darüber hinaus Einsatzmöglichkeiten von geeigneten Modellen untersucht (WINIGER 1982 & 1986, DÜTSCH 1985). Im Umfeld dieses Projektes konnten zudem Karten zur Nebelverbreitung aus flächendeckend vorhandenen, analogen NOAA-AVHRR Daten (digitalisiert) abgeleitet werden, mit deren Hilfe auch Aussagen über Inversionshöhen möglich waren (WANNER & KUNZ 1983).

► Ein etwas abweichender Ansatz wurde im nachfolgenden Projekt NFP14 „*Lufthaushalt und Luftverschmutzung in der Schweiz*“ gewählt, indem der Schwerpunkt auf der flächendeckenden Auswertung von meteorologischen Bodendaten lag. Eine Verdichtung der Windfelddaten durch Kaminbeobachtungen lieferte eingehende Einsichten in das wetterlagenabhängige Strömungsmuster einer entkoppelten Grundsicht, die Auswertungen von höhennormierten Temperaturdaten (pseudopotentielle Äquivalenttemperatur) ermöglichte Einblicke in die Inversionsstruktur der Schweiz und mit Hilfe einer kombinierten Auswertung von analogen NOAA-Satelliten- sowie Sichtweitedaten konnte die Nebelkartierung weiter verbessert werden. Die Ergebnisse des Projektes zeigten erneut, daß ein zweidimensional ausgerichtetes Methodenkonzept für eine vollständige Analyse der klimatologisch-lufthygienischen Situation eines größeren Raums nicht ausreicht und die Autoren der abschließenden Publikation verweisen auf die Notwendigkeit, Informationen über die vertikale Grundsichtstruktur für zukünftige Forschungen auf diesem Gebiet heranzuziehen (FURGER *et al.* 1989).

► Die jüngsten Arbeiten im Rahmen des interdisziplinären, trinationalen (Deutschland, Frankreich, Schweiz) REKLIP-Projekts („*Regio-Klima-Projekt*“) haben sich zum Ziel gesetzt, einen anwendungsorientierten Klimaatlas des Oberrheingraben auf der Basis neuerer Methoden zu erstellen, der unter anderem für lufthygienische Fragestellungen relevant sein soll. Auch in diesem Projekt bildet die Auswertung zweidimensionaler Datensätzen das methodische Fundament, wobei aber vermehrt eine Kombination meteorologischer Punktdaten und digitaler Fernerkundungsdaten zur flächendeckenden Ableitung von Klimakarten eingesetzt wird. Die Analysen in der dritten Dimension wie z.B. die Windfelduntersuchungen greifen dabei auf numerische Modellansätze zurück, so daß die entsprechenden Meßdaten vornehmlich der Modell-Validierung dienen (REKLIP 1995).

Die Erfahrungen aus den angeführten Projekten haben gezeigt, daß die inhaltlichen Ziele für NRW nur mit einer Kombination verschiedener Daten und Methoden erreicht werden können.

Daher ergeben sich die folgenden **methodischen Zielpunkte**:

- ▶ Die Realisierung eines **Daten- und Methodenverbunds** aus numerischer Modellierung, boden- und satellitengestützter Fernerkundung und dreidimensionaler Klimamessungen, mit dessen Hilfe ein möglichst realitätsnahes Abbild der stabilen atmosphärischen Grundschicht NRW's bezogen auf die inhaltliche Zielsetzung der Arbeit ermöglicht wird (Abb. 1).
- ▶ Die optimale Kombination von Methoden- und Datenebenen mit verschiedener horizontaler, vertikaler und zeitlicher Auflösung, um über Synergieeffekte ein für die vorliegende Arbeit vertretbares Verhältnis von Meßaufwand und Rechenzeit zu erreichen.
- ▶ Die abschließende Bewertung der Signifikanz des Daten- und Methodenverbunds für die inhaltliche Fragestellung auf der Basis der klimatologischen Ergebnisse.

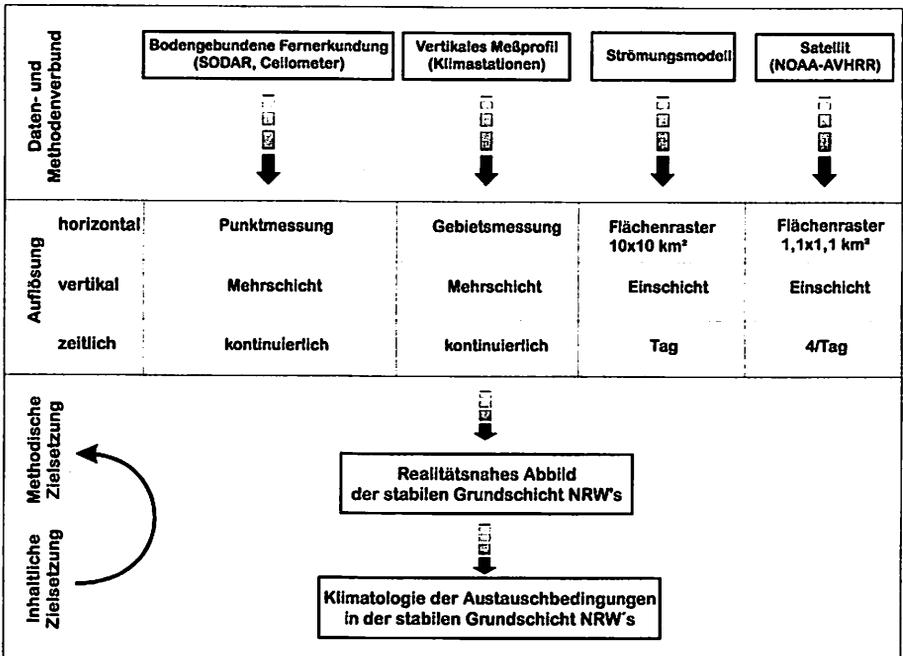


Abb. 1: Interaktion von methodischer und inhaltlicher Zielsetzung im Zusammenhang mit dem Daten- und Methodenverbund

2. Der Daten- und Methodenverbund

Die vorliegende Arbeit basiert auf dem in den Abbildungen 1 und 2 dargestellten Daten- und Methodenverbund klimatologischer Messungen, Fernerkundungsdaten und Modellergebnissen unter Berücksichtigung von drei unterschiedlichen Raumskalen.

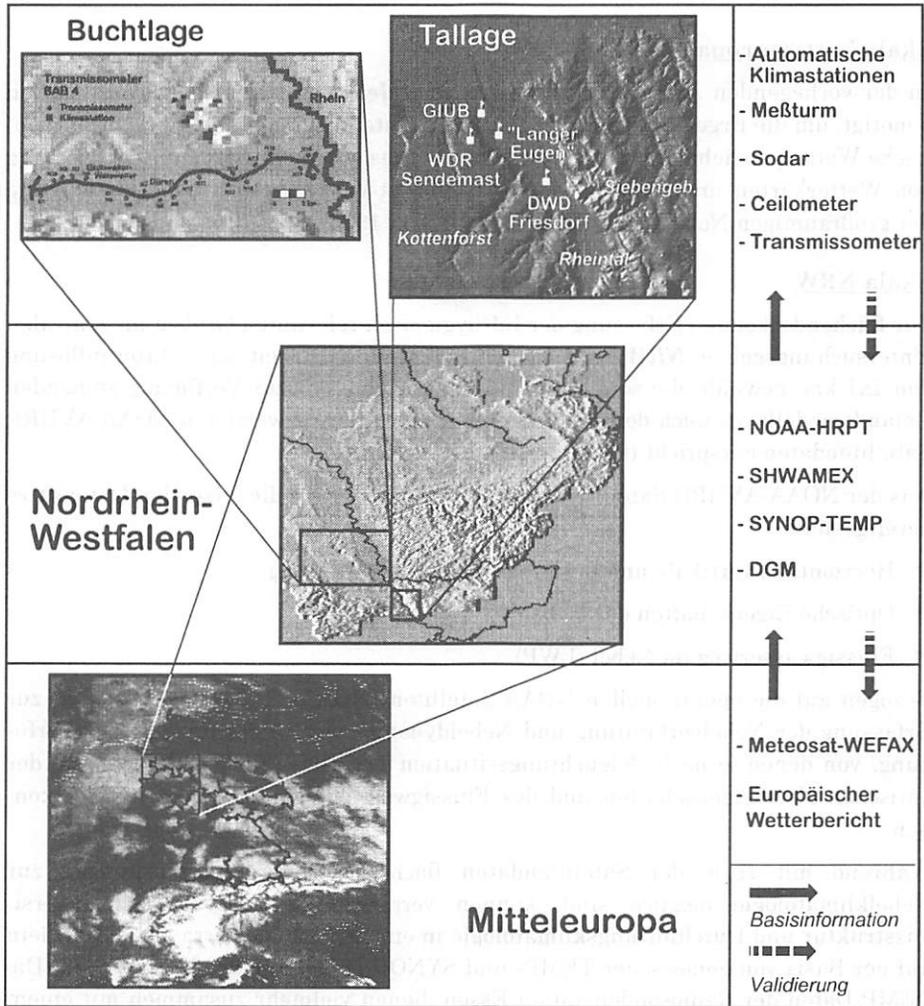


Abb. 2: Untersuchungsraum sowie Daten- und Methodenverbund

Es ist anzumerken, daß im folgenden Abschnitt nur über die grundlegende Konzeption des Daten- und Methodenverbunds informiert wird; eine genaue Beschreibung der verwendeten Datensätze, der Meßsensorik und der Auswertemethodik erfolgt in Teil II der vorliegenden Arbeit.

Der Daten- und Methodenverbund ist so ausgelegt, daß Daten und Ergebnisse der klimatologisch-lufthygienischen Analysen innerhalb einer Raumskala als Basisinformation für Untersuchungen auf dem jeweils niedrigeren Skalenniveau verwendet werden können, gleichzeitig aber auch die Validierung und Ergänzung (Synergie) von Ergebnissen auf dem jeweils höheren Skalenniveau ermöglichen. Je nach betrachteter Skala werden unterschiedliche Daten oder Methoden für die Untersuchungen eingesetzt:

Skala Mitteleuropa:

In der vorliegenden Arbeit wird die Skala *Mitteleuropa* nur als Basisinformation benötigt, um die Ergebnisse aus den zentralen Untersuchungsgebieten in das synoptische Wettergeschehen einbinden zu können. Dies geschieht durch die Auswertung von Wetterkarten und die Analyse von Meteosat-WEFAX Daten zur Abschätzung der großräumigen Nebeldynamik (GÜLS & BENDIX 1996).

Skala NRW

Zur flächendeckenden Erfassung der lufthygienisch relevanten Größen im zentralen Untersuchungsgebiet *NRW* wird in der vorliegenden Arbeit eine Gitterauflösung von 1x1 km² gewählt, die sowohl der Raumauflösung des zur Verfügung stehenden Geländemodells als auch der nominalen Auflösung der verwendeten NOAA-AVHRR Satellitendaten entspricht (s. Teil II).

Aus der NOAA-AVHRR Satellitenbildverarbeitung werden die folgenden Datensätze bereitgestellt:

- ▶ Horizontale, vertikale und tageszeitliche Nebelverteilung
- ▶ Optische Eigenschaften des Nebels
- ▶ Flüssigwasserweg im Nebel (LWP)

Bezogen auf die operationellen NOAA-Satelliten (NOAA-12, NOAA-14) stehen zur Erfassung der Nebelverbreitung und Nebeldynamik vier Bilder pro Tag zur Verfügung, von denen je nach Beleuchtungssituation 1-2 Bilder für die Berechnung der optischen Nebeleigenschaften und des Flüssigwasserwegs verwendet werden können.

Während mit Hilfe der Satellitendaten flächendeckende Untersuchungen zur Nebelklimatologie möglich sind, können vergleichbare Analysen zur Inversionsstruktur und Durchlüftungsklimatologie in einem 1 km² Gitteraster nicht allein auf der Basis von gemessener TEMP- und SYNOP-Daten durchgeführt werden. Die TEMP-Daten der Radiosondenstation Essen dienen vielmehr zusammen mit einem digitalen Geländemodell von NRW als Eingabeinformation für ein numerisches Einschicht-Strömungsmodell (SHWAMEX, Teil II), mit dessen Hilfe die Ventilation und die Mächtigkeit der Grundsicht in NRW in einem 10x10 km² Gauß-Krüger Raster flächendeckend modelliert werden kann.

Das Strömungsmodell liefert pro Tag einen Datensatz über:

- ▶ das vertikal gemittelte Windfeld in der durchmischten Grundschicht unterhalb der Inversion (u und v Komponente)
- ▶ die Grundschichtmächtigkeit

Die verhältnismäßig grobe räumliche Auflösung des verwendeten Modellansatzes erlaubt zwar eine flächendeckende Bearbeitung der Grundschichtstruktur, subskalige Phänomene wie z.B. die Durchlüftung einzelner Talsysteme können damit aber nur in generalisierter Form erfaßt werden. Zur weiteren statistischen Verarbeitung werden die Ergebnisse des Strömungsmodells auf ein 1 km² Gauß-Krüger Raster interpoliert.

Alle aus dem Daten- und Methodenverbund resultierenden Datenebenen der Skala NRW werden in einem 1 km² Raster-GIS zusammengefaßt, um durch gezielte Kombination und Verschneidung zusätzliche Datenebenen mit lufthygienischer Relevanz ableiten zu können (Abb. 3).

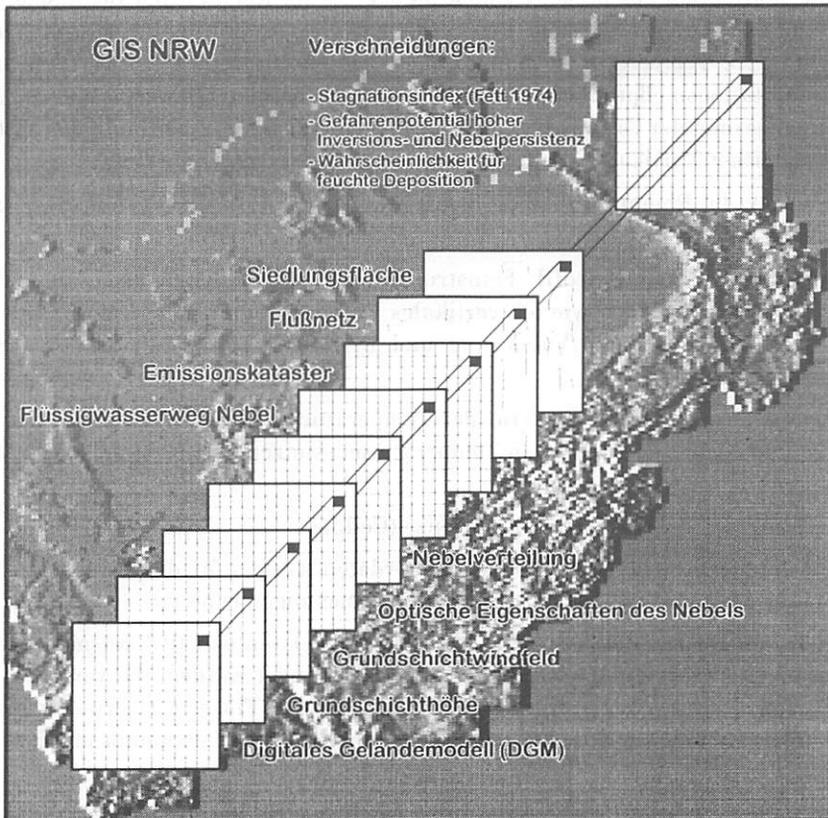


Abb. 3: Klimatologisch-lufthygienisch orientiertes Raster-GIS (1 km²) NRW

Vor allem die Verschneidung der aus der Strömungsmodellierung resultierenden Datenebenen Grundsichtmächtigkeit und Grundsichtwindfeld zum Stagnationsindex nach FET (1974) (s. Teil II) stellt eine direkte klimatologisch-lufthygienische Synthese einzelner Datenebenen dar.

Lokalskala

Vor allem um eine genauere vertikale und zeitliche Auflösung der Untersuchungen gegenüber den Einschichtansätzen auf der Skala NRW zu ermöglichen, wurden zwei *lokale Testräume* berücksichtigt, die die unterschiedliche naturräumliche Ausstattung Nordrhein-Westfalens repräsentieren. Stellvertretend für das Mittelgebirgs-Talrelief werden Temperaturstruktur und Luftaustausch im Rheintal bei Bonn mit Hilfe eines eigenen Meßnetzes untersucht, während die klimatischen Verhältnisse der Niederungen in einem Testgebiet entlang der Autobahn Köln-Aachen (A4) abgeschätzt werden.

Für die Konzeption des projekteigenen Meßnetzes im Rheintal bei Bonn spielt die zeit- und höhenkontinuierliche Erfassung von Vertikalprofilen wichtiger Klimaelemente (z.B. Temperatur, Windfeld) durch die Ausstattung eines vertikal angeordneten Stationsmeßprofils (automatische Klimastationen, Meßturm) und die indirekte Sondierung der Grundsicht mit bodengebundenen Fernerkundungssensoren (monostatisches Vertikal-SODAR, Ceilometer) eine übergeordnete Rolle.

Das Meßnetz im Rheintal bei Bonn liefert die folgenden zeit-höhenkontinuierlichen Datenebenen:

- ▶ **Vertikales Stationsprofil:** Feinstruktur des bodennahen Grundsichtwindfelds (bis 303 ü. m NN) sowie ein vertikales Luftfeuchteprofil. Zusätzlich dient das gemessene Windprofil zur Validierung und Ergänzung der Ergebnisse des Strömungsmodells.
- ▶ **SODAR:** Vertikale Feinstruktur der Temperaturschichtung (Inversion) (bis 875 ü. m NN) in Kombination mit den Temperaturmessungen aus dem vertikalen Stationsmeßprofil.
- ▶ **Ceilometer:** Nebel-/Wolkenuntergrenze (Ceiling).

Sowohl die SODAR- als auch die Ceilometerdaten werden für die Validierung und Ergänzung der satellitengestützten Nebeluntersuchungen benötigt.

Im Testraum entlang der Autobahn A4 können die Daten von 19 Transmissometer-Sensoren einer Verkehrsbeeinflussungsanlage verwendet werden, die vor allem zur Validierung der satellitengestützten Berechnungen zum Flüssigwasserweg im Nebel und zur Ergänzung der Studien über Nebelverbreitung und -dynamik in NRW dienen.

Zusammenfassend wird im Daten- und Methodenverbund der folgende Synergieeffekt angestrebt:

Die flächendeckenden Untersuchungen im Skalenbereich NRW liefern mit ihrer reduzierten vertikalen (Einschichtmodus) und zeitlichen (bis zu vier Datenebenen pro Tag) Auflösung leicht generalisierte Informationen zur mittleren Grundstruktur der stabilen Grundschicht, während die vertikal und zeitlich hochaufgelösten Meßsysteme aus den Testräumen vor allem die der Grundstruktur unterlagerte Dynamik der Grundschicht erfassen. Die Kombination beider Datenebenen erlaubt somit ein realitätsnahes Abbild der stabilen Grundschicht in NRW. Vor allem dem Testraum Rheintal bei Bonn kommt eine besondere Bedeutung zu, da im Mittelgebirgs-Talrelief eine stärkere Modifikation der Grundstruktur als in den topographisch wenig beeinflussten Niederungen NRW's zu erwarten ist.

3. Genereller Ablauf der Arbeit

Aufbau und Untergliederung der vorliegenden Arbeit in einen methodischen (Teil II) und einen klimatologischen Teil (Teil III) orientieren sich grundlegend am Arbeitsablauf der Untersuchungen, der in Abbildung 4 dargestellt ist.

Nach dem Aufbau des Meßnetzes in den Testräumen (automatische Klimastationen und bodengebundene Fernerkundungssysteme SODAR/LIDAR) sowie der NOAA-HRPT Satellitenempfangsanlage folgt die Entwicklung der für den Daten- und Methodenverbund benötigten Auswertelgorithmen, die neben einer kurzen Beschreibung der verwendeten Meßsensorik in Teil II der vorliegenden Arbeit schwerpunktmäßig behandelt werden. Teil III der vorliegenden Arbeit beschreibt die klimatologischen Ergebnisse aus den Bereichen NRW und dem Rheintal bei Bonn, die letztlich aus der statistischen Analyse der im Daten- und Methodenverbund integrierten und berechneten Datenebenen resultieren.

Zu Teil II:

Im **methodischen Teil** der Arbeit werden die folgenden Aspekte eingehend behandelt:

- ▶ Die Konfiguration und Sensorik der im Daten- und Methodenverbund verwendeten Datenebenen sowie die für den Daten- und Methodenverbund extern verfügbaren Zusatzdaten.
- ▶ Die Entwicklung eines kombinierten Verfahrens zur Kalibrierung der SODAR-Daten aus den SODAR-Rückstreuintensitäten und dem Temperaturmeßprofil. Dieses Verfahren liefert letztlich die für den Daten- und Methodenverbund notwendige Information zur Inversionsfeinstruktur (Häufigkeit, Höhe, Stärke, Dynamik) im Rheintal bei Bonn.

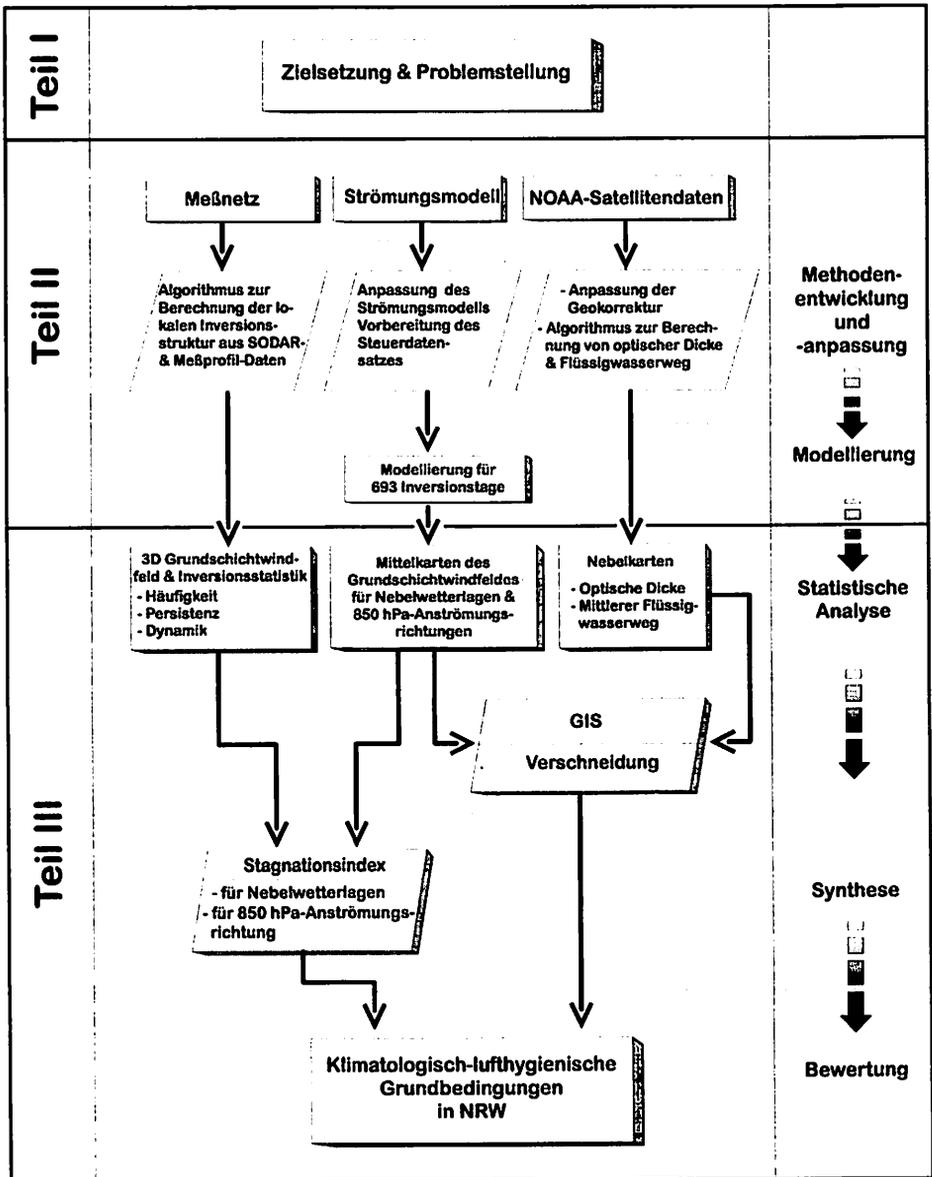


Abb. 4: Ablaufschema zur vorliegenden Arbeit

► Die Anpassung und Entwicklung verschiedener Algorithmen zur NOAA-AVHRR Bildauswertung, die für die Nebelklimatologie im Daten- und Methodenverbund benötigt werden: (1) Die Nebelerkennung in digitalen NOAA-AVHRR Daten, (2) die aus Orbitalmodell und Paßpunktmethode kombinierte Geokorrektur-Methode, mit deren Hilfe die ausgewerteten NOAA-Daten auf ein einheitliches Gauß-Krüger Netz

mit einer räumlichen Auflösung von 1 km² projiziert werden sowie (3) die Entwicklung eines Algorithmus zur Berechnung der optischen Nebelneigenschaften und des Flüssigwasserwegs im Nebel von NRW. Die im Rahmen der Berechnung notwendigen Teilschritte (Kalibrierung, radiometrische Korrekturen) werden ebenso beschrieben wie die Validierung der berechneten Größen mit Hilfe der Sichtweitedaten aus dem Testraum A4 und das Verfahren zur Berechnung der abschließenden Nebelhäufigkeitskarten.

► Die Anpassung des verwendeten Strömungsmodells SHWAMEX an die topographischen Gegebenheiten von NRW sowie die Aufstellung eines 10-jährigen Steuerdatensatzes, der für die Modellierung benötigt wird. Schwerpunkte liegen dabei auf der Beschreibung der Modellgrundlagen, der genauen Auswahlkriterien des für die Modellierung verwendeten Datensatzes von Inversionstagen (Januar 1985 bis Januar 1996) sowie der Extraktion notwendiger Modelleingangsgrößen (Mächtigkeit und Dichte der Grundsicht, Stabilität der Inversion) aus den Daten der Radiosonde Essen.

Zu Teil III:

Im **klimatologischen Teil** der Arbeit werden die Ergebnisse der statistischen Auswertungen sowie die Betrachtung von typischen Fallbeispielen auf der Basis der im Daten- und Methodenverbund integrierten Datenebenen vorgestellt. Dabei ist der klimatologische Teil in drei Schwerpunktthemen aufgeteilt:

► Mit Hilfe des Strömungsmodells und den Daten der Radiosonde Essen werden das Grundsichtwindfeld und die Grundsichtmächtigkeit an ausgewählten winterlichen Inversionstagen der Jahre 1985-1996 (693 Tage, Hochdrucklagen) für NRW flächendeckend modelliert. Neben den erstellten Mittelkarten für die Windgeschwindigkeit bezogen auf das gesamte Datenkollektiv findet zusätzlich eine getrennte Auswertung der Modelldaten und des aus dem GIS resultierenden Stagnationsindex nach verschiedenen Anströmungsrichtungen auf dem 850 hPa-Niveau (8-teilige Windrose) wie auch für Nebelsituationen statt. Die eingehenden Analysen der mittleren Verbreitungsmuster sowie die zusätzliche Untersuchung von typischen Einzelfällen beschreibt letztlich die Grundstruktur der Ventilationsbedingungen in der stabilen Grundsicht NRW's.

► Basierend auf der Satellitenbilddauswertung werden vor allem Nebelhäufigkeitskarten sowie Mittelkarten der optischen Dicke und des Flüssigwasserwegs im Nebel von NRW erstellt und hinsichtlich ihrer lufthygienischen Relevanz auch in Abhängigkeit verschiedener Anströmungssituationen (850 hPa) diskutiert. Einzelfallanalysen markieren Gebiete mit hoher Nebel- und Inversionspersistenz. Die Betrachtung typischer Nebel- und Hochnebelsituationen unter Berücksichtigung der GIS-Ebenen Stagnationsindex und Windfeld sowie den Daten aus den Meßnetzen erlaubt einen tieferen Einblick in die Zusammenhänge von anströmungsbedingter Nebeldynamik, Inversionsstruktur als auch dem Gefährdungspotential für feuchte Deposition. Mit diesem Teil der Arbeit wird die Kenntnis über die Grundstruktur der stabilen Grundsicht in NRW bei lufthygienisch besonders bedenklichen Wetterlagen deutlich erweitert.

► Das dritte Schwerpunktthema behandelt die vertikale Inversionsfeinstruktur im lokalen Testraum Rheintal bei Bonn. Dafür werden alle Meßdaten des Daten- und Methodenverbunds in einem ersten Schritt zu einer Inversionsstatistik (Inversionswahrscheinlichkeit, -höhe, -stärke) aufgearbeitet, die den jahres- und tageszeitlichen Verlauf der Inversionsgefährdung im Rheintal beschreibt. Anhand erweiterter Analysen auch unter Einbezug von Fallbeispielen wird zusätzlich die tages- und jahreszeitliche Inversionsdynamik, die Abhängigkeit der Inversionsdynamik von den Strömungsverhältnissen im Rheintal sowie der Sonderfall der freien Inversion bei Nebel und Hochnebel behandelt. Die Ergebnisse aus diesem Teilkomplex beschreiben letztlich die Modifikation der aus den vorangegangenen Kapiteln abgeleiteten Grundstruktur der stabilen Grundschicht NRW's, die vor allem im Mittelgebirgs-Talrelief von Bedeutung ist.

In der Zusammenfassung der Arbeit wird dann basierend auf den Ergebnissen der drei inhaltlichen Schwerpunkte eine klimatologisch-lufthygienische Bewertung von Nordrhein-Westfalen vorgenommen.

4. Klimatologisch-lufthygienische Aspekte des Untersuchungsraums

Das zentrale Untersuchungsgebiet der vorliegenden Arbeit umfaßt das gesamte Landesgebiet von Nordrhein-Westfalen, wobei die Untersuchungen zur Nebelklimatologie auf Hessen und das nördliche Rheinland-Pfalz ausgeweitet werden. Im folgenden Kapitel sollen die klimatischen und lufthygienischen Aspekte der naturräumlichen Gliederung des Untersuchungsgebiets einführend behandelt werden; eine genauere Analyse der klimatologisch-lufthygienischen Situation in NRW wird in Teil III vorgenommen.

Im Rahmen der dynamischen Klimagliederung Deutschlands fällt das Untersuchungsgebiet in die überwiegend maritim geprägte Klimazone nördlich der Linie Taunus-Pfälzer Wald, die besonders durch die Auswirkungen advektiver Witterungserscheinungen bei Wetterlagen mit westlicher Anströmung geprägt ist (SCHREIBER 1985, HESS & BREZOWSKY 1977). Gegenüber den südlichen und östlichen Bundesländern ergibt sich damit eine leicht reduzierte Wahrscheinlichkeit für winterliche Inversionssituationen:

► Kontinentale Hochdruckwetterlagen mit Kern über dem östlichen Europa, die durch trocken-kalte Luftmassen nächtliche Ausstrahlungsinversionen begünstigen, werden für NRW manchmal nur noch randlich wirksam und betreffen vor allem die östlichen Mittelgebirgsabdachungen sowie die Täler des Weserberglandes. Auch der Einfluß der im Druckzentrum deutlich spürbaren Absinkinversionen mit sehr schwacher Ventilation in der atmosphärischen Grundschicht wird wegen der randlichen Lage des Untersuchungsgebiets zum Hochdruckzentrum teilweise abgeschwächt.

► Die aus der topographischen Gliederung resultierende Öffnung vor allem der flachen, nordwestlichen Landesteile hin zur Nordsee begünstigt die Advektion

warm- oder kalt-feuchter Luftmassen aus westlicher Richtung (NW-SW), die bei winterlichen Hochdrucklagen mit bodennahem Kaltluflufteinfluß (z.B. BM, HB nach HESS & BREZOWSKY 1977) vor allem über den Niederungen NRW's niedrige Stratusbewölkung oder ausgedehnte und zähe Hochnebelfelder verursachen können.

► Die bevorzugte Bildung von Strahlungsinversionen und das Auftreten reduzierter Durchlüftungsverhältnisse ist in NRW bei Wetterlagen des Typs HM, Wa oder HNa zu erwarten. Gerade bei der im Winter häufiger auftretenden Wetterlage HM (Hoch Mitteleuropa) liegt NRW in der Regel im Bereich des Druckzentrums, wo vertikal mächtige Absinkinversionen nachhaltig zur Stabilisierung der Grundschicht beitragen können.

Über die rein dynamische Betrachtung hinaus muß Nordrhein-Westfalen aufgrund der differenzierten Topographie auch innerhalb seiner Landesgrenzen klimatologisch-lufthygienisch unterteilt werden. Dabei sind vor allem die topographisch ungeschützten Flachlandbereiche im Nordwesten (*Niederrhein, Westfälische Bucht*) von den geschützten Buchtlagen (*Niederrheinische Bucht*) und den Mittelgebirgsregionen (*Wiehengebirge, Sauerland, Rothaargebirge, Bergisches Land und Eifel*) mit den darin eingeschnittenen Talsystemen zu unterscheiden (Abb. 5).

Während die Flachlandbereiche bei winterlichen Inversionswetterlagen generell durch eine erhöhte Dunst- und Nebelhäufigkeit mit gelegentlich auftretenden Smogperioden in den Ballungsräumen gekennzeichnet sind, bieten die Hochlagen der Mittelgebirge klares und sonniges Wetter, wenn sie die Inversionsuntergrenze überragen (MURL 1989). Die Flachlandbereiche müssen vor allem in Bezug auf die Durchlüftungsverhältnisse in topographisch geschützte und ungeschützte Bereiche unterteilt werden. Während der Niederrhein von keiner Seite durch hervortretende Höhenzüge begrenzt ist, liegt die Westfälische Bucht bei Anströmungen zwischen Ost und Süd im Lee von Wiehengebirge und Sauerland. Es ist zu erwarten, daß sich eine solche Leelage bei Inversionswetterlagen durch eine reibungsbedingte Abbremsung bodennaher Strömungen nachteilig auf die Durchlüftungsverhältnisse auswirken kann. Dies gilt auch für die Niederrheinische Bucht, die durch Bergisches Land und die Höhenzüge von Eifel und Ville von bodennahen Strömungen aus NE bis SW großräumig abgeschottet wird (WEISCHET 1955). Die Höhenlagen der Mittelgebirge weisen gegenüber den Flachlandbereichen erhöhte Windgeschwindigkeiten auf, so daß die Durchlüftung hier generell besser ist (MURL 1989).

Eine Ausnahme bilden dabei die Talungen, in denen die Durchlüftung bei Anströmung durch den synoptischen Wind senkrecht zur Talachse mit abnehmender Talbreite und zunehmender Eintiefung abnimmt (KAPS 1955). Bei windschwachen Strahlungswetterlagen kann eine nächtliche Durchlüftung der Talsysteme nur noch durch autochthone Kaltluftabflüsse von den umgebenden Höhen gewährleistet werden, die aber gleichzeitig zur Ausbildung einer starken Temperaturinversion in den Tälern führen und besonders bei Nebelbildung und niedriger Abflußgeschwindigkeit der Kaltluft die lufthygienische Situation in den Tälern eher verschlechtern.

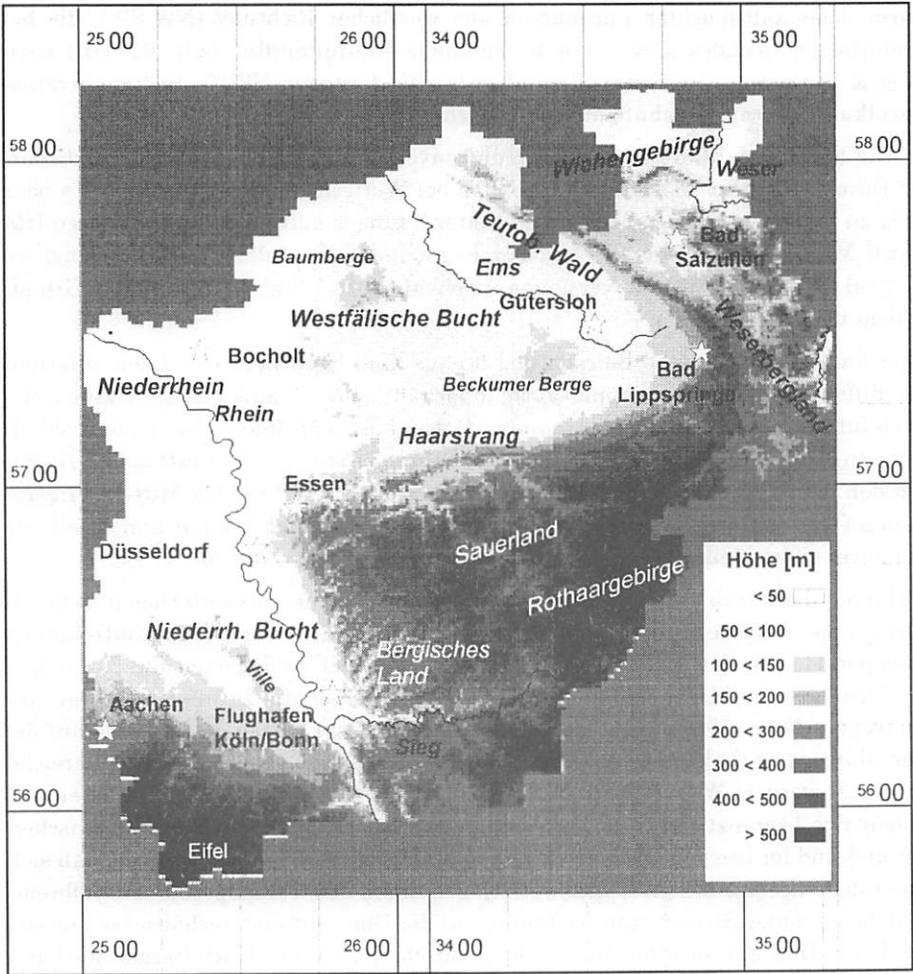


Abb. 5: Topographische Gliederung von NRW (Datenquelle: 1 km² DGM, Landesvermessungsamt NRW); die eingezeichneten Orte entsprechen den für die Arbeit verfügbaren SYNOP-Stationen des DWD (Europäischer Wetterbericht)

II. Instrumentierung, Daten und Analyseverfahren

1. Einleitung

In den folgenden Kapiteln werden die instrumentellen und methodischen Grundlagen der vorliegenden Arbeit behandelt. Die Ausführungen werden in drei Abschnitte untergliedert: (1) Die Beschreibung der Meßnetzkonfiguration und die Funktionsweise der verwendeten Instrumente, (2) kurze Ausführungen über externe Datenquellen und (3) die Präsentation der im Rahmen dieser Arbeit entwickelten Auswertungsmethoden, die die Kalibrierung der Sensoren, die Modellierung lufthygienisch relevanter Sachverhalte und die Validierung sowohl der Kalibrierungs- als auch der Modellergebnisse umfaßt.

2. Die Meßnetzkonfiguration

Im Rahmen des Projekts *INKLIM* konnte ab 1993 mit dem Aufbau eines projekteigenen Sondermeßnetzes begonnen werden, das die klimatologisch-lufthygienischen Untersuchungen in den lokalen Testräumen erlaubt und gleichzeitig als Datenlieferant für Modellierung und Validierung der flächendeckenden Untersuchungsergebnisse in NRW dient. Die Meßnetzkonzeption ist in Abbildung 6 schematisch wiedergegeben.

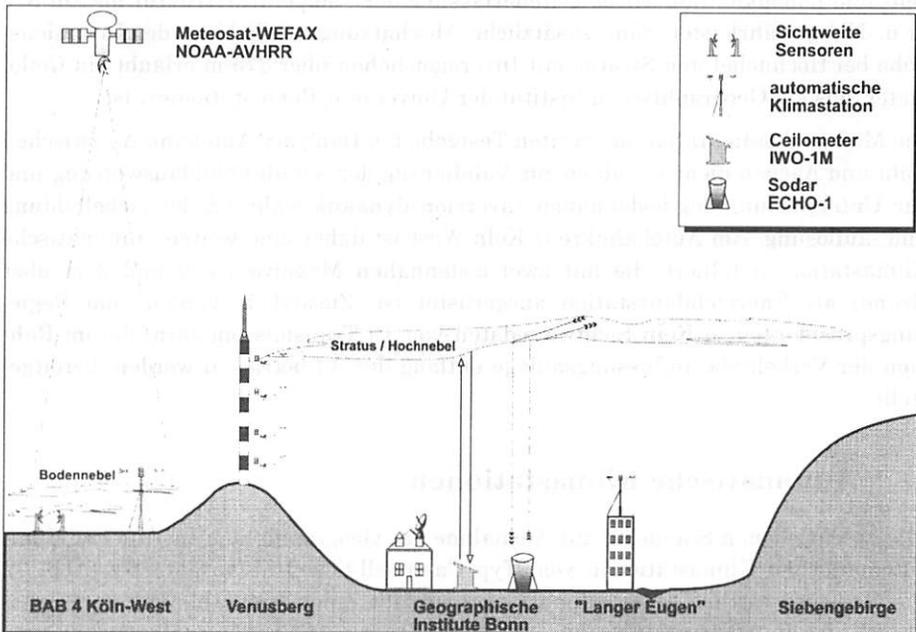


Abb. 6: Das *INKLIM*-Meßnetz

Die verwendeten Daten werden grundlegend von satellitengestützter oder bodengebundener Sensorik bereitgestellt. Für die Satellitenbilddauswertung werden bevorzugt hochaufgelöste (HRPT) Daten der polarumlaufenden NOAA-Satelliten verwendet, die mit der projekteigenen HRPT-Empfangsanlage aufgenommen werden können. Mit den Satellitendaten, die hauptsächlich für die Untersuchung von Nebelwetterlagen eingesetzt werden, wird NRW nominal im 1,1 km² Raster flächendeckend erfaßt. Bilder aus der analogen Meteosat Wetterfaxübertragung dienen in dieser Arbeit nur als Zusatzinformation.

Das verwendete Sondermeßnetz ist auf die längerfristige Erfassung eines zeitkontinuierlichen Vertikalprofils der Grundsicht bezogen auf die lufthygienisch relevanten Klimaelemente Temperatur, Luftfeuchte und Windfeld abgestimmt. Die Grundlage des Profils bilden drei automatische Klimastationen auf verschiedenen Höhenlagen, die jeweils mit einem Minimalstandard von Wind-, Temperatur und Luftfeuchtesensoren ausgestattet sind. Einzelne Stationen sind mit zusätzlichen Meßwertgebern bestückt. Das Bodenniveau (52 und 66 m über NN) repräsentiert die Klimastation des Geographischen Instituts der Universität Bonn. Eine weitere automatische Klimastation ist auf dem Abgeordnetenhaus „Langer Eugen“ (169 m ü. NN) installiert. Darüber hinaus ist der WDR-Sendemast auf dem Venusberg auf vier Höhenniveaus (193, 213, 263, 303 m ü. NN) mit Meßwertgebern ausgestattet.

Zur weiteren Sondierung der Grundsichtstruktur über das 303 m Niveau hinaus, stehen die bodengebundenen Fernerkundungssysteme zur Verfügung. Mit Hilfe eines monostatischen SODAR-Geräts (Standort: Bonn, Carl-Troll Straße) ist die zeit- und höhenkontinuierliche Datenerfassung der Temperaturstruktur bis auf 875 m ü. NN gewährleistet. Eine zusätzliche Abschätzungsmöglichkeit der Inversionshöhe bei Hochnebel und Stratus mit Inversionshöhen über 875 m erlaubt ein Ceilometer, das am Geographischen Institut der Universität Bonn stationiert ist.

Die Meßnetzkonfiguration im zweiten Testgebiet entlang der Autobahn A4 zwischen Köln und Aachen dient vor allem zur Validierung der Satellitenbilddauswertung und zur Untersuchung der bodennahen Inversionsdynamik während der Nebelbildung und -auflösung. Am Autobahnkreuz Köln-West ist daher eine weitere automatische Klimastation installiert, die mit zwei bodennahen Meßniveaus (2 und 8 m über Grund) als Energiebilanzstation ausgerüstet ist. Zusätzlich werden vom Regierungspräsidenten in Köln Sichtweitedaten von 19 Transmissometern, die im Rahmen der Verkehrsbeeinflussungsanlage entlang der A4 betrieben werden, bereitgestellt.

3. Automatische Klimastationen

Alle beschriebenen Standorte mit Ausnahme des Geographischen Instituts sind mit automatischen Klimastationen vom Typ Campbell-Scientific ausgerüstet (Abb. 7). Die Basisausstattung jeder Klimastation umfaßt einen programmierbaren Data-Logger, der die Meßwernerfassung steuert. Im Projekt *INKLIM* werden zwei Loggertypen (Typ CR-10: Station „Langer Eugen“ und Autobahnkreuz Köln-West A4; Typ

21-X: Sendemast Venusberg) eingesetzt. Da die Anzahl der angeschlossenen Sensoren für die Stationen A4 und Venusberg die Anzahl der Logger-Eingänge übersteigt, wird die Datenabfrage des Loggers über einen Multiplexer, der einem Loggereingang mehrere Sensoren zuweist, gesteuert. Die aufgenommenen Meßdaten werden automatisch vom internen Speicher des Loggers in ein Speicher-Modul übertragen, das mit einem PC ausgelesen werden kann. Je nach Belegung des Loggers mit Sensoren und dem eingestellten Zeittakt der Sensoraustattung kann die Station über mehrere Wochen ohne Betreuung betrieben werden. Die Stromversorgung wird dabei über ein Solar-Panel (Station A4) oder direkten Netzanschluß („Langer Eugen“, Venusberg) gewährleistet. Die Sensor-Grundausstattung umfaßt bei allen Stationen die Meßwertgeber Lufttemperatur und -feuchte sowie Windrichtung und -geschwindigkeit. Bei den Meßgebern für Temperatur und Feuchte handelt es sich um einen Kombisensor, der durch einen Strahlungsschutz vor direkter Sonneneinstrahlung geschützt wird. Die Temperatursensoren arbeiten auf der Basis eines Platin-Widerstandsthermometers (Pt100), bei den Feuchtesensoren handelt es sich um das kapazitive Meßprinzip. Auf die Meßprinzipien der einzelnen Sensoren soll hier nicht weiter eingegangen werden, da sie in den meisten Meteorologiebüchern eingehend beschrieben werden (s. z.B. HÄCKEL 1985).

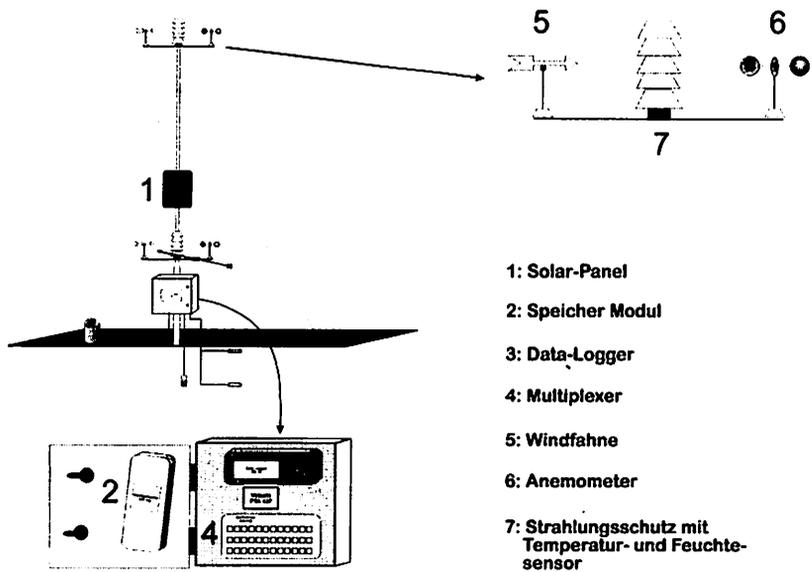


Abb. 7: Beispiel einer automatischen Klimastation von Campbell-Scientific, Autobahnkreuz Köln-West

Bei den verwendeten Windsensoren handelt es sich um getrennte Meßgeber für Windrichtung und -geschwindigkeit. Besonders kritisch bei Untersuchungen windschwacher Inversionswetterlagen ist die Ansprechgeschwindigkeit der Windmeßgeräte, die die kleinste vom Sensor noch wahrnehmbare Windgeschwindigkeit darstellt. Die Ansprechgeschwindigkeit der verwendeten Windsensoren liegt bei 0,2 m

sec⁻¹ und ist somit geeignet, auch noch sehr schwache Kaltluftabflüsse zu registrieren.

Die Station *Venusbergmast* ist auf allen 4 Niveaus mit der Minimalkombination (Wind, Temperatur und Luftfeuchte) an Meßgebern ausgestattet. Zur Befestigung der Sensoren am Sendemast wurden für jede Plattform 2,25 m lange Ausleger konstruiert, die den Einfluß der mastbedingten Abschattung sowie mögliche Turbulenzeffekte minimieren. Die Ausleger mußten mit Gelenken versehen werden, um die Sensoren für Wartungsarbeiten zugänglich zu machen. Die Befestigung der Ausleger an den Profilträgern des Mastes konnte mit Hilfe individuell angepaßter Klemmhalterungen realisiert werden. Eigens konstruierte Verteilerkästen auf jeder Plattform und eine 140 m lange Datenleitung im Sendemast stellen die Verbindung zwischen den Sensoren und dem Datenlogger her, der am Boden neben dem Sendemast aufgebaut ist.

Ergänzend zur Minimalausstattung verfügt die Klimastation auf dem Dach des „*Langen Eugen*“ über einen zusätzlichen Meßgeber für Globalstrahlung. Die Sensoren sind an einem 6 m Mast installiert, um mögliche Gebäudeeinflüsse auszuschließen. Ein 10 m Mast wäre wünschenswerter gewesen, wurde aber aus Gründen der Flugsicherheit nicht genehmigt.

Die Station am *Autobahnkreuz Köln-West A4* ist mit allen Sensoren ausgerüstet, die für die Berechnung der bodennahen Energiebilanz notwendig sind: Temperatur, Luftfeuchte, Windrichtung und -geschwindigkeit auf 2 Niveaus (2 und 8 m), Strahlungsbilanz, Globalstrahlung, Reflexstrahlung (Boden), Bodentemperatur (2 Tiefen), Bodenfeuchte (1 Tiefe) sowie Niederschlag.

Die automatischen Stationen am *Geographischen Institut* (Fa. Thies und Ecotech) garantieren ebenfalls die Mindestausstattung bei gleichen Meßprinzipien der Sensorausstattung.

Für die vorliegende Arbeit wurde ein minimaler Zeittakt der Meßwertspeicherung von 15 Minuten gewählt. Die erhobenen Meßdaten werden in einer eigens entwickelten Datenbank als 15-Minuten-, Stunden- und Tagesmittel archiviert und liegen seit Dezember 1993 vor. Davon abweichend werden die Daten der Klimastation Geographisches Institut in einem systemvorgegebenen Zeittakt von 10 Minuten abgespeichert. Schwierigkeiten ergaben sich für die Station Venusberg, die durch Loggerprobleme (Blitzschlag) und Einstrahlungsstörungen durch die Sendeanlage des WDR's im Winter 1993/94 häufig Datenlücken aufweist.

4. Bodengebundene Fernerkundungssysteme

Neben der konventionellen Klimameßtechnik, die in der Regel mit Meßfühlern arbeitet, werden zur Erkundung von Prozessen in der Grundschicht häufig bodengebundene Fernerkundungssysteme eingesetzt. Im Rahmen des Projektes konnten zwei solcher Systeme beschafft werden, mit deren Hilfe die Höhenmessung der Wolkenuntergrenze (Ceilometer) und der Inversionshöhe (SODAR) möglich ist. Ebenfalls den bodengebundenen Fernerkundungssystemen zuzurechnen ist die Beobäch-

tung der Sichtweite mit Hilfe von Transmissometern, die entlang der Autobahn A4 installiert sind.

Bei allen Systemen handelt es sich um Impulsmeßgeräte, die die Ausbreitung von Licht (LIDAR Light Detection And Ranging) bzw. Schall (SODAR Sonic Detection And Ranging) und die Schwächung des ausgesendeten Signals durch den Zustand der atmosphärischen Grundschicht ausnutzen (s. Abb. 8). Von einem Sender wird ein Licht- bzw. Schallimpuls mit einer vorgegebenen Pulswiederholrate und Frequenz sowie einer festgelegten Intensität (I_0) ausgesendet und das aus der Atmosphäre zurückgestreute Signal über einen Empfänger in verschiedenen Zeitintegrationschritten wieder aufgefangen. Die Messung der Laufzeit (T_1 - T_4) ermöglicht es, auf die Höhenlage des Signals (z.B. Wolkenuntergrenze, Inversionshöhe) und die Intensität der Rückstreuung (I_1 - I_4) auf die Struktur des Reflektors (z.B. Temperaturdifferenz, Wolkendichte, Sichtweite) rückzuschließen.

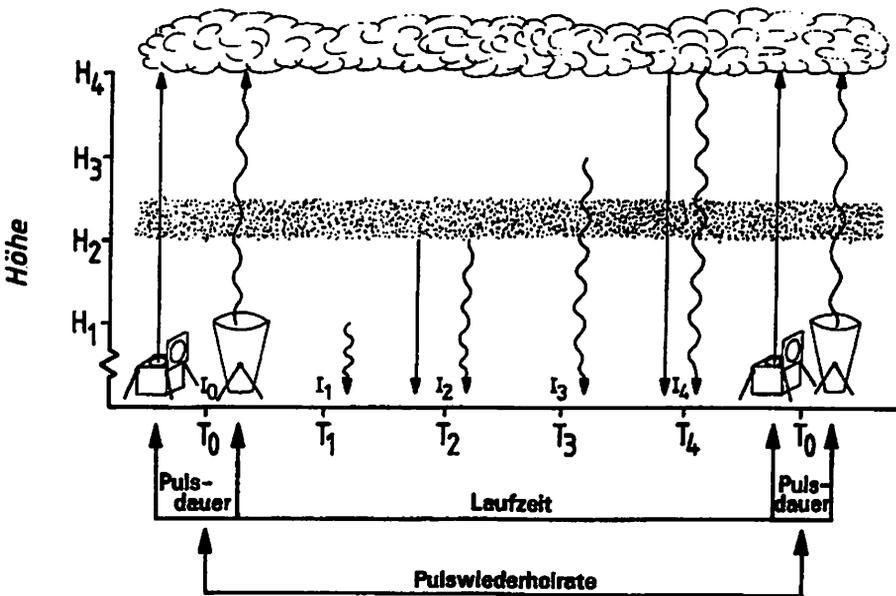


Abb. 8: Funktionsschema von Impulsmeßgeräten

4.1 Der Wolkenhöhenmesser IWO

Bei dem für die vorliegende Arbeit verwendeten System IWO handelt es sich um ein Streulicht-LIDAR russischer Bauart (Abb. 9).

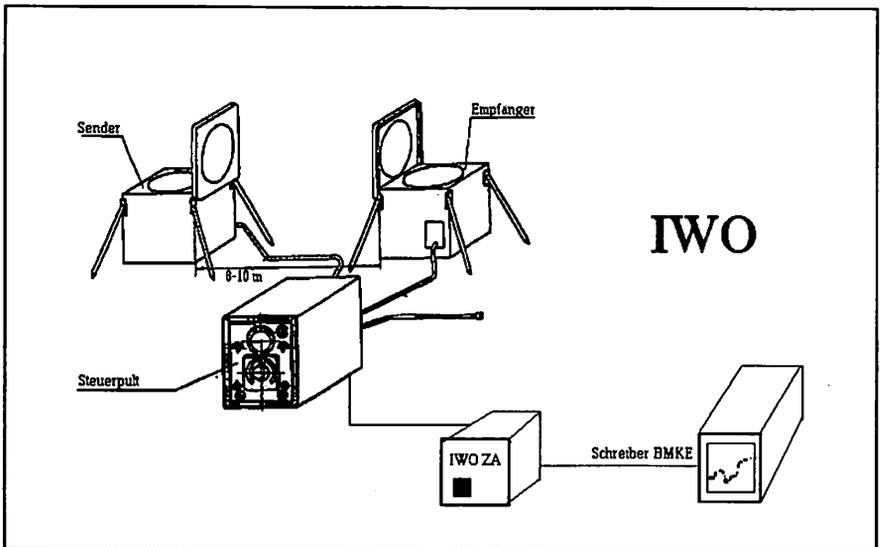


Abb. 9: Der Wolkenhöhenmesser IWO

Mit Hilfe einer Blitzlampe werden im Sender mit einer Pulswiederholrate von 3 Minuten 4 Sekunden lang Blitzimpulse gesendet und das von der Wolkenuntergrenze reflektierte Signal im Empfänger von einem Photostromverstärker aufgenommen. Die Auswertung der Laufzeit (t) im Steuerpult bis zum Empfang des Rückstreusignals liefert auf der Basis der Lichtgeschwindigkeit (c) die Wolkenhöhe (h):

$$h = \frac{c}{2} \cdot t \quad (1)$$

Das Originalgerät ist nur für die Handauslösung, d.h. für die Einmalmessung der Wolkenhöhe vorgesehen und besteht aus dem Steuerpult, dem Sender und dem Empfänger sowie den Verbindungskabeln. Um eine zeitkontinuierliche Erfassung der Wolkenhöhe zu gewährleisten, wurden alle Geräte für den Einsatz in der ehemaligen DDR beim Instrumentenamt Potsdam umgebaut (BLEEK 1980). Das Zusatzgerät IWO-ZA übernimmt dabei den Zeitsteuerzyklus (Pulswiederholrate) sowie die Umsetzung der ausgewerteten Empfangsintensität (Stromstärke) in eine auf einen Kompensationsbandschreiber vom Typ BMKE angepasste Spannung. Mit Hilfe dieses Schreibers wird die Wolkenhöhe auf Blaupapier aufgezeichnet.

Auf der Basis der Pulswiederholrate liefert der Wolkenhöhenmesser dreiminütige Terminbeobachtungen. Je nach Durchlässigkeit der Atmosphäre ist bei Handauslösung eine Messung der Wolkenuntergrenzen bis zu 3000 m möglich. Die automatische Steuerung läßt allerdings nur Messungen bis 1500 m Höhe zu; die Meßgenauigkeit liegt nach Herstellerangaben im Höhenbereich von 50-150 m bei ± 5 m, zwi-

schen 150 und 500 m bei ± 10 m bzw. zwischen 500 und 1500 m bei ± 15 m (IA-MD o.J.). Für die weitere EDV-gestützte Verarbeitung der Ceilometerdaten werden die Schreibstreifen mit einem Digitalisiertablet und dem Programm Tosca digitalisiert. Die Wolkenhöhendaten liegen nach der Digitalisierung in einer zeitlichen Auflösung von einem Wert für je drei Minuten vor.

4.2 Transmissometer entlang der BAB 4

Die Transmissometer der Verkehrsbeeinflussungsanlage entlang der A4 gehören wie der Wolkenhöhenmesser zu den optischen Impulsmeßgeräten (FRÜNGEL 1989). Sender und Empfänger sind auf einem Stativ so montiert, daß sie sich gegenseitig anschauen. Das vom Sender produzierte optische Signal wird beim Vorhandensein von Nebeltröpfchen gestreut und gelangt dadurch in geschwächter Form zum Empfänger, wobei die Schwächung des ausgesendeten Signals proportional zur horizontalen Sichtweite ist. Die Lage der 19 Sensoren entlang der Autobahn A4 zwischen den Autobahnkreuzen Köln-West und Aachen zeigt Abbildung 10.

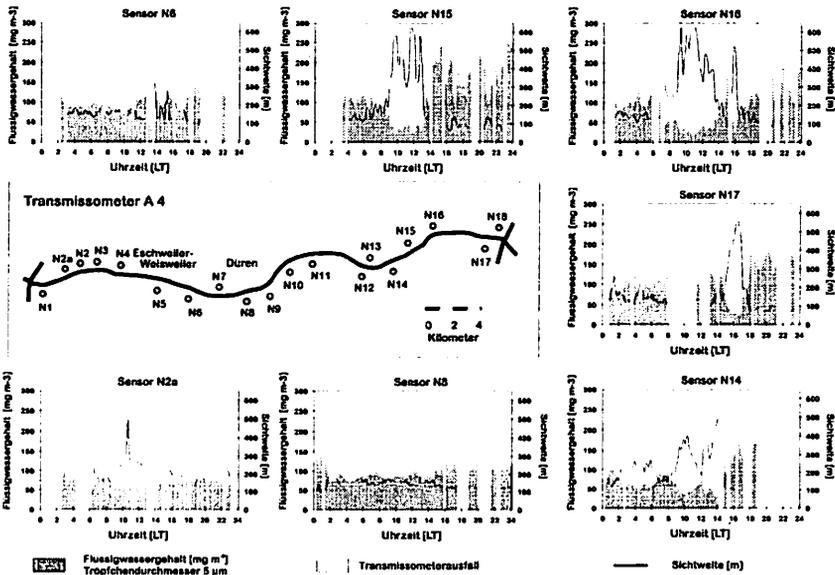


Abb. 10: Transmissometermeßnetz entlang der Autobahn A4 und Sichtweitedaten für den 3.2.1993

Die Steuerung der Transmissometer und die Datenaufzeichnung werden über den Prozessrechner der Anlage im Autobahnamt Frechen vorgenommen. Die Daten werden bis zu einem halben Jahr auf Tapes des Siemens-BS2000 Prozessrechners abgespeichert. Leider sah sich die Fa. Siemens außerstande, die Daten in ein für DOS oder UNIX lesbares Format umzusetzen, so daß für die vorliegende Arbeit nur analoge Ausdrücke der Sichtweitedaten vorlagen. Zur EDV-gestützten Verarbei-

tung mußten die Sichtweitedaten daher für alle Nebelereignisse mit Hilfe eines Digitalisiertabletts und dem Programmpaket Tosca digitalisiert werden (s. Beispiel in Abb. 10). Die zeitliche Auflösung nach der Digitalisierung liegt zwischen 1 und 3 Minuten. Gegenüber der internationalen Nebeldefinition (Nebel = Sichtweite < 1km) werden nur Sichtweiten bis 640 m registriert, bei Sichtweiten >640 m liefern die Sensoren keine Daten.

4.3 Das Vertikalsodar Echo-1

4.3.1 Funktionsweise des SODAR's

Das in der vorliegende Arbeit verwendete Vertikalsodar Echo-1 ist eine Entwicklung der Akademie der Wissenschaften der ehemaligen DDR (Heinrich-Hertz-Institut für Atmosphärenforschung und Geomagnetismus). Es handelt sich dabei um ein monostatisches Schallradar, daß vor allem gegenüber turbulenten Temperaturinhomogenitäten in der atmosphärischen Grundschicht sensitiv reagiert (GRONAK & KALAB 1986, KALLISTRATOVA *et al.* 1986, GRONAK, KALAB & ZORN 1989). Das dreidimensionale Windfeld kann im Gegensatz zum Doppler-Sodar mit einem monostatischen SODAR nicht erfaßt werden.

Das verwendete System besteht aus den Komponenten Schallantenne, Vorverstärker, Steuereinheit und einem modifizierten Kompensationsbandschreiber vom Typ BMKE (Abb. 11):

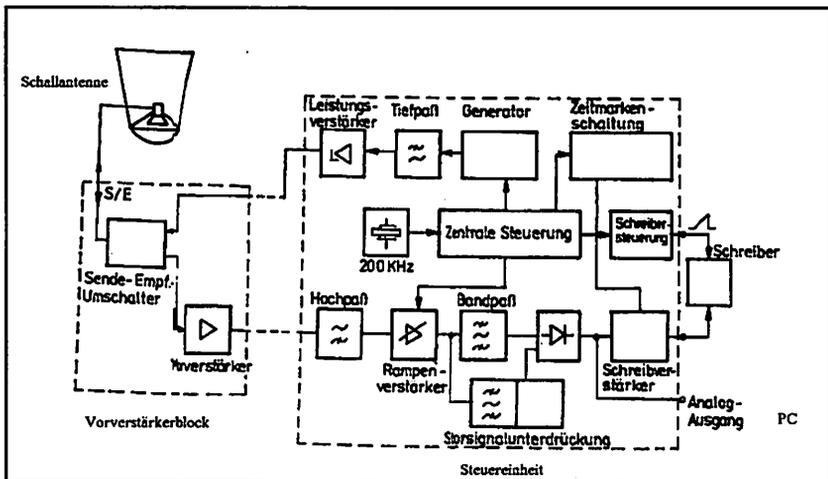


Abb. 11: Konstruktive Gestaltung des Sodars ECHO-1 (Gronak, Lehmann & Neisser 1989)

Über die Schallantenne (Parabolspiegel, Ø 1,2 m) wird mit Hilfe eines im Brennpunkt der Antenne installierten Druckkammerlautsprechers alle 5, 10 oder 20 Sekunden ein Schallimpuls mit einer Frequenz von 1,666 KHz und einer Pulsdauer

von 37,5, 75 oder 150 Millisekunden ausgesendet und das von ausgeprägten Temperaturinhomogenitäten erzeugte Rückstreusignal zwischen den einzelnen Sendeimpulsen laufzeitintegriert ausgewertet, indem der Lautsprecher in den Sendepausen als Mikrophon verwendet wird. Eine Filterschaltung sowie die Abschottung der Schallantenne durch einen kegelstumpfförmigen Absorptionstrichter (Höhe 2 m, Ø unten 1,4 m, Ø oben 2m) erlaubt die Separierung von Umweltschall und Nutzsignal. Für den Dauerbetrieb wird eine Einstellung von 150 Millisekunden Impulsdauer bei einer Pulswiederholrate von 10 Sekunden und einer Bandbreite des Empfängers von 20 Hz empfohlen (GRONAK & KALAB 1986), mit der auch das Projektsodar betrieben wird.

Das Steuergerät erlaubt generell eine Austastung in drei unterschiedlichen Höhenbereichen (12,5-400, 25-825 und 50-1600 m), wobei die besten Ergebnisse im Dauerbetrieb mit der Einstellung 25-825 m erzielt werden, die ebenfalls für das Projektsodar Verwendung findet. Die Genauigkeit der Höhenregistrierung liegt je nach Temperaturstruktur bei maximal ± 30 m bezogen auf 825 Meter. Die zeitdiskrete Rückstreuintensität des Schalls ist dabei ein Maß für den Temperaturgradienten im sondierten Schichtintegral; die Laufzeit bis zum Empfang des Signals ergibt das zugehörige Höhenintervall. Die Vertikalauflösung der Messungen bezogen auf die empfohlenen Einstellungen beträgt im Höhenbereich 25-825 m 12,5 m, so daß zwischen zwei Sendeimpulsen 63 Rückstreusignale registriert werden. Die Intensität des Rückstreusignals repräsentiert letztlich den **Temperaturstrukturparameter** (c^2_T), der sich als mittlere quadratische Temperaturdifferenz zwischen zwei Höhenpunkten mit dem Abstand Δz (hier 12,5 m) definieren läßt (KÜCHLER *et al.* 1986):

$$c^2_T = \left(\frac{T(z) - T(z + \Delta z)}{\Delta z^{1/3}} \right)^2 \cdot \left[K^2 \cdot m^{-\frac{2}{3}} \right] \quad (2)$$

mit: T = Temperatur [K]; z = Höhe über Grund [m]

Der Temperaturstrukturparameter wird auf einem modifizierten Kompensationsbandschreiber BMKE (Wolframnadel und Funkenregistrierpapier) als Zeit-Höhen-Diagramm (analoges SODARgramm) ausgegeben (Abb. 12). Zwar ist die Schwärzung des Papiers ein Maß für die Intensität des Temperaturstrukturparameters, eine quantitative Auswertung der Echointensität ist mit dem analogen SODARgramm aber nur sehr eingeschränkt möglich.

Um eine quantitative Auswertung der Daten und somit eine Kalibrierung der Rückstreuintensität vornehmen zu können, wurde das SODAR im Mai 1994 auf die PC-gestützte Datenerfassung umgestellt. Dabei wird ein mit einem A/D-Wandler ausgestatteter PC an den Analogausgang des Steuergeräts angeschlossen, so daß die empfangene Rückstreuintensität als intensitäts-proportionale Gleichspannung (0-5 Volt) am A/D-Wandler anliegt.

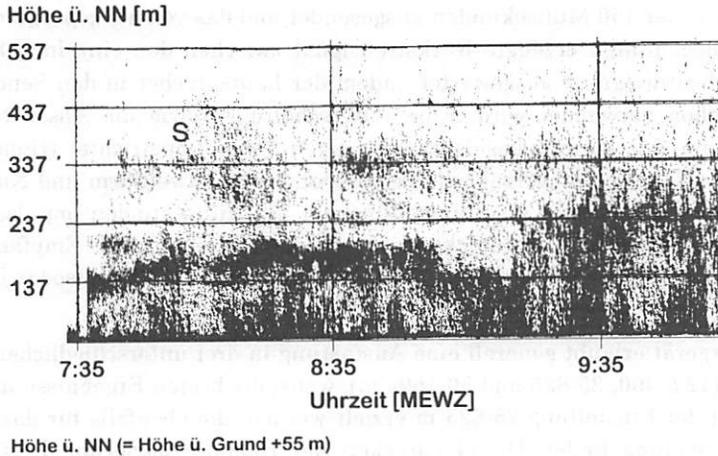


Abb. 12: Analoges SODARgramm vom 11.5.1994

Das TTL-Signal der Anlogschaltung im Steuergerät garantiert dabei die Zuordnung des am A/D-Wandler anliegenden Signals zum ausgetasteten Höhenintervall. Die im Rahmen des Projekts entwickelte Softwaresteuerung speichert für jedes 12,5 m Höhenintervall einen Minutenmittelwert des Signals ab, so daß pro Tag ein Datensatz von ca. 1 MB generiert wird. Ein Beispiel eines digitalen SODARgramms ist in Abbildung 13 dargestellt.

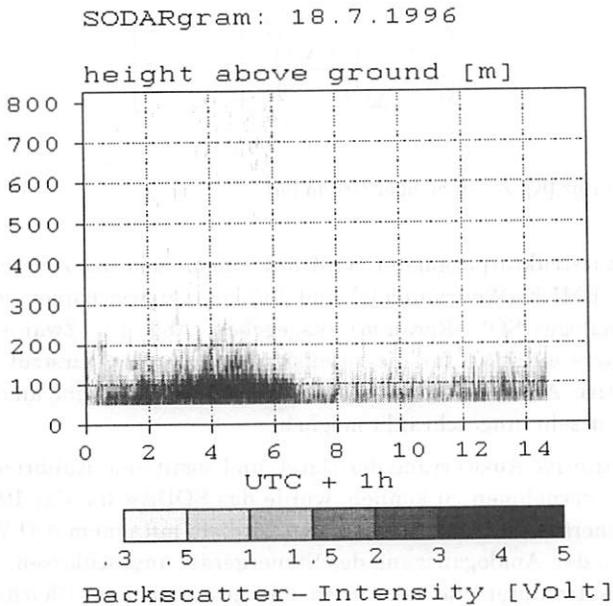


Abb. 13: Digitales SODARgramm vom 18.7.1996

Im Rahmen von lufthygienischen Studien besteht prinzipiell die Möglichkeit, SODARgramme qualitativ oder quantitativ auszuwerten. Besondere Priorität hat dabei die Analyse der lufthygienischen Größen Inversionshöhe, die als vertikale Begrenzung der durchmischten Grundschicht angesehen werden kann, sowie der Inversionsstärke (Temperaturdifferenz), die ein Maß für die Stabilität der Schichtung und die resultierende Persistenz der Inversion darstellt. In den folgenden Kapiteln sollen beide Möglichkeiten diskutiert und der für die Arbeit ausgewählte Weg präsentiert werden.

4.3.2 Aussagewert von SODARgrammen

Grundlegend können mit Hilfe des SODARgramms aufgezeichnete Echostrukturen in Schicht- oder Fischgrätenmuster unterteilt werden, wobei Schichtmuster mit geringer Höhenvariation eine stabile Schichtung (Inversion) und Fischgrätenmuster konvektive (labile) Verhältnisse in der Grundschicht (Konvektionsblasen) anzeigen (FOKEN *et al.* 1987). Strukturen können aber in Verbindung mit den verschiedensten Wettererscheinungen wie z.B. Frontdurchgängen mit jeweils spezifischen SODARgramm-Formen auftreten. Zur Analyse bekannter Strukturen in analogen SODARgrammen ist von mehreren Autoren ein dezidiertes Interpretationsschlüssel erarbeitet worden (KÜCHLER *et al.* 1986, FOKEN *et al.* 1987).

Die für lufthygienische Untersuchungen interessanten Inversionsstrukturen können dabei in am Boden aufliegende und abgehobene Bänderstrukturen unterteilt werden. Typische Beispiele zeigen die Abbildungen 12 und 13. Abbildung 12 repräsentiert eine Strahlungsnebelsituation im Rheintal, bei der die Nebelobergrenze (210-250 m ü. NN) durch eine Temperaturinversion begrenzt ist, die sich etwa gegen 9:00 Uhr einstrahlungsbedingt auflöst (s. Tab. 1). Die Inversion ist im SODARgramm durch eine deutlich abgehobene Bänderstruktur markiert. Demgegenüber zeigt Abbildung 13 einen typischen sommerlichen Strahlungstag mit starker nächtlicher Ausstrahlung und hohem Strahlungsgenuß am Tag. In der Nacht baut sich eine intensive, am Boden aufliegende Bänderstruktur auf, hervorgerufen durch eine Bodeninversion, die im Laufe der Nacht bis auf ca. 155 m ü. NN anwächst.

Tab 1: Lage der Inversionsuntergrenze im SODARgramm und an der Station Venusberg, Schwaches Signal = (), S = Satellitenüberflug (NOAA 12)

	7:30	8:00 S=7:54	8:30	9:00	9:30	10:00
Meßturm	213-263	213-263	213-263	119-193	-	(119-193)
Venusberg	(71-119)			(263-303)		(269-303)
SODAR	162-205	210-253	209-254	147-194	(246-290)	(188-228) (291-316)

Nach Sonnenaufgang löst sich die Bänderstruktur (Bodeninversion) schnell auf und weicht einem deutlichen Fischgrätenmuster, das gegen 14:00 Uhr seine stärkste Ausprägung erfährt und eine labile Schichtung der Grundsicht bis auf Höhen von 200 m über Grund anzeigt. Allerdings sind der akustischen Sondierung Grenzen gesetzt, wenn das Erregersystem direkt durch sehr starke akustische Störungssignale (z.B. Aufprall von Regentropfen oder Hagelkörnern auf den Parabolspiegel der Schallantenne) beeinflusst wird (s. Abb. 14).

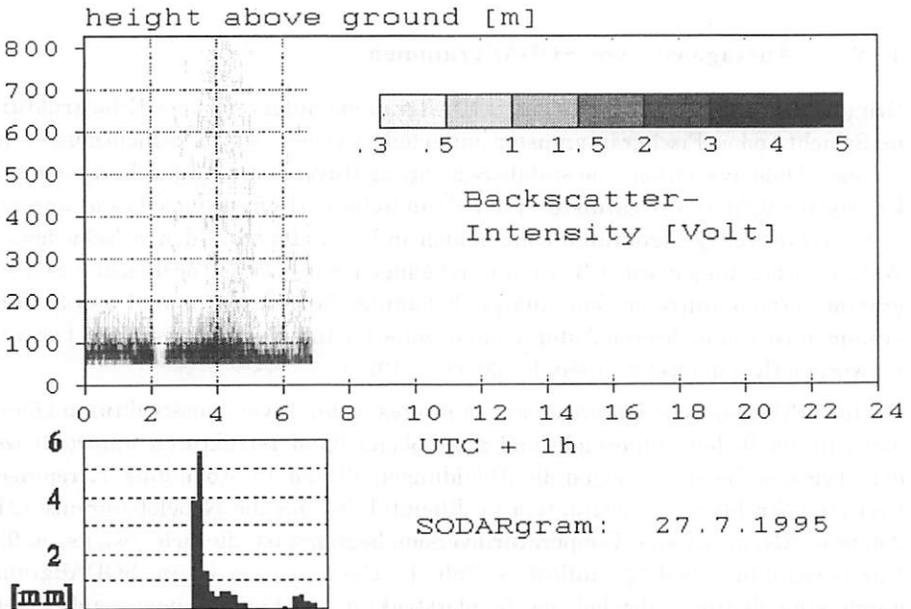


Abb. 14: Durch Regen gestörtes SODARgramm vom 27.1.1995, Niederschlagsdaten gemessen an der Station Geographisches Institut

In diesem Fall ergibt sich ein höhenkontinuierliches Reflexionsmuster im SODARgramm, daß nur durch sehr starke Inversionssignale überlagert werden kann. Eine genauere Interpretation solcher Diagramme ist in der Regel nur sehr schwer möglich.

4.3.3 Qualitative und quantitative Auswertung von SODARgrammen - Problemstellung

Die Nützlichkeit von SODARgramm-Auswertungen für lufthygienische Fragestellungen ist bereits in mehreren Studien aufgezeigt worden. Dabei spielte die Analyse der Inversionshöhe als Indikator für die Mischungsschichthöhe eine zentrale Rolle.

Die Abschätzung der Mischungsschichthöhe bei aufliegenden und abgehobenen Bänderstrukturen ist im Rahmen einer umfassenden Studie im Raum San Francisco untersucht worden (RUSSEL & UTHE 1978). Danach ist die Mischungsschicht bei abgehobenen Bänderstrukturen ganz klar durch die Höhe der Strukturuntergrenze bestimmt, die bei Nebel in etwa mit der Nebelobergrenze übereinstimmt, während bei aufliegenden Bänderstrukturen die Höhe der Strukturobergrenze die Mischungsschicht vertikal abgrenzt. Dabei ist zu bedenken, daß bei aufliegenden Strukturen (Bodeninversion) die Dicke der Mischungsschicht streng genommen null beträgt, da die Schichtung bis zur Inversionsobergrenze stabil ist. RUSSEL & UTHE (1978) weisen aber darauf hin, daß ein SODAR-Signal nur durch turbulente Temperaturinhomogenitäten zustande kommen kann. Bei jeglichem Fehlen von Turbulenz würde im SODARgramm auch im Falle einer Temperaturinversion keine Struktur erkennbar sein. Da das SODARgramm aber bei den meisten Bodeninversionen eine klare Bänderstruktur aufweist und somit eine turbulente Durchmischung innerhalb der stabilen Luftschicht anzeigt, kann die lufthygienisch relevante Mischungsschichtdicke mit der Inversionsobergrenze gleichgesetzt werden. Aus diesem Grund orientieren sich auch die Untersuchungen zur Mischungsschichthöhe im Rheintal mit Hilfe von SODAR-Daten grundlegend an den Vorgaben von RUSSEL & UTHE (1978).

Während Einzelfallanalysen der Inversionshöhe mit Hilfe analoger Schreibstreifen durchgeführt werden können (s. z.B. STILKE 1974, OTTERSTEN *et al.* 1974), ist diese Vorgehensweise für die Zeitreihenanalyse großer Datensätze wenig geeignet. Aus diesem Grund sind in verschiedenen Studien entweder digitalisierte Schreibstreifen (z.B. DOHRN *et al.* 1981 & 1982) oder digital archivierte SODARgramme (EVERS *et al.* 1987) verwendet worden. Die Analysen zur Inversionshöhe basieren dabei grundsätzlich auf einer digitalen Bildmustererkennung, bei der die speziellen Eigenschaften von inversionsbedingten Bandmustern berücksichtigt werden. An den Rändern der Bänderstrukturen ergeben sich starke Helligkeitsgradienten (= Rückstreuintensitäts-Gradienten), die über das gesamte SODARgramm nur geringe Variationen in ihrer Höhenlage aufweisen. Im Gegensatz dazu nimmt die Rückstreuintensität bei konvektiven Strukturen im allgemeinen nach oben hin kontinuierlich ab, wobei sich zusätzlich eine starke Variation der Höhenlage durch die Kurzlebigkeit der Konvektionsvorgänge ergibt (s. DOHRN *et al.* 1981). Diese Unterschiede ermöglichen die Anwendung eines einfachen Gradientenfilters zur Differenzierung zwischen Konvektions- und Inversionsstrukturen und zur Abgrenzung der Inversions-Strukturhöhen (Unter- und Obergrenze) (DOHRN *et al.* 1981):

$$G = I(N + 1) - I(N) \quad (3)$$

wobei sich der Gradient G aus der Differenz der Rückstreuintensität I der N+1-ten Höhenstufe zur Rückstreuintensität der I-ten Höhenstufe berechnet.

Für Inversionsstrukturen ergibt sich dabei ein stark positiver Gradient an der Untergrenze und ein stark negativer Gradient an der Obergrenze der Struktur, wobei die Strukturgrenzen durch einen Gradienten-Schwellenwert festgelegt werden müs-

sen. Bei Untersuchungen im Bereich von Köln hat sich allerdings gezeigt, daß eine solche Strukturanalyse nicht immer ausreichend ist, da auch starke Windscherungen Bänderstrukturen hervorrufen können, ohne das eine ausgeprägte Inversion meßbar ist (DOHRN *et al.* 1981). Erste Analysen im Rahmen der vorliegenden Arbeit haben zusätzlich gezeigt, daß der Gradientfilter allein nicht in allen Fällen eine klare Trennung von stabilen und labilen Strukturen gewährleistet. Aus diesem Grund wurde eine erweiterte Strukturfilteranalyse unter Einbezug der Temperaturmeßdaten aus dem Meßprofil entwickelt, die in den folgenden Kapiteln beschrieben wird.

Eine weitere wichtige Größe für lufthygienische Fragestellungen repräsentiert die Inversionsintensität (Inversionsstärke), die eine quantitative Auswertung der SODAR-Rückstreuintensitäten erfordert. Quantitative Auswertungen sind gegenüber den Analysen zur Inversionsstruktur nur im Rahmen weniger Untersuchungen durchgeführt worden, da eine Kalibrierung der SODAR-Daten nicht unproblematisch ist. Nach erfolgter Kalibrierung sind aber Aussagen über die Stabilität der Grundsicht generell möglich, vor allem wenn SODAR-Daten in Kombination mit anderen Meßdaten (Strahlung, Temperatur etc.) ausgewertet werden (EVERS 1988, FOKEN 1988, WEIL & LEHMANN 1990). Gerade zur Abschätzung der Inversionsintensität (Temperaturdifferenz) aus kalibrierten SODAR-Daten muß vorher bekannt sein, ob eine Inversion vorliegt, da das kalibrierte SODAR-Signal lediglich den Temperaturstrukturparameter (s. Gleichung 2) repräsentiert, der bei Invertierung von Gleichung 2 zwar die Berechnung der Temperaturdifferenz zuläßt, aufgrund der quadrierten Funktion aber keine Aussagen über das Vorzeichen der dem Strukturparameter zugrundeliegenden Temperaturdifferenz erlaubt.

Zusammenfassend sprechen daher drei Gründe für die Verwendung einer Kombination von SODAR-Daten und Meßdaten aus dem Meßprofil zur Bestimmung der Inversionsstruktur über dem Rheintal bei Bonn:

- ▶ Das Erkennen von Inversionen und deren Höhenlage sowie die Unterscheidung von stabilen und konvektiven Strukturen allein mit einem Bildmuster-Erkennungsalgorithmus impliziert gewisse Unsicherheiten, die durch die zusätzliche Verwendung von Temperatur-Meßprofilen ausgeschaltet werden können.
- ▶ Die Berechnung der Inversionsstärke mit Hilfe des Temperaturstrukturparameters ist nur möglich, wenn das Vorzeichen der Temperaturdifferenz bekannt ist.
- ▶ Meteorologische Zusatzdaten sind für die Kalibrierung der SODAR-Daten generell notwendig.

Eine kombinierte Auswertung der SODAR-Daten hat trotz des hohen methodischen Aufwands der Datenverarbeitung deutliche Vorteile gegenüber einer rein stationsbasierten Analyse:

- ▶ Die vertikale Reichweite der SODAR-Messungen übersteigt die Reichweite des Stationsmeßprofils erheblich.
- ▶ Die vertikale Auflösung der SODAR-Daten von 12,5 m ist allein mit Meßdaten aus dem Stationsprofil nicht erreichbar.

Gerade der zweite Punkt unterstreicht die Bedeutung der SODAR-Daten für die Untersuchung der Inversions-Feinstruktur im Rheintal und spielt gleichzeitig eine große Rolle für die Vergleichbarkeit der beiden Datenquellen in Bezug auf die spätere Validierung der SODAR-Kalibrierung.

Anhand eines hypothetischen Beispiels können die Vorteile der SODAR-Daten abgelesen werden (s. Abb. 15). Die Balken in Abbildung 15 repräsentieren dabei die mit potentiellen Temperaturverläufen (SODAR 1-3) einhergehenden Bänderstrukturen im SODARogramm.

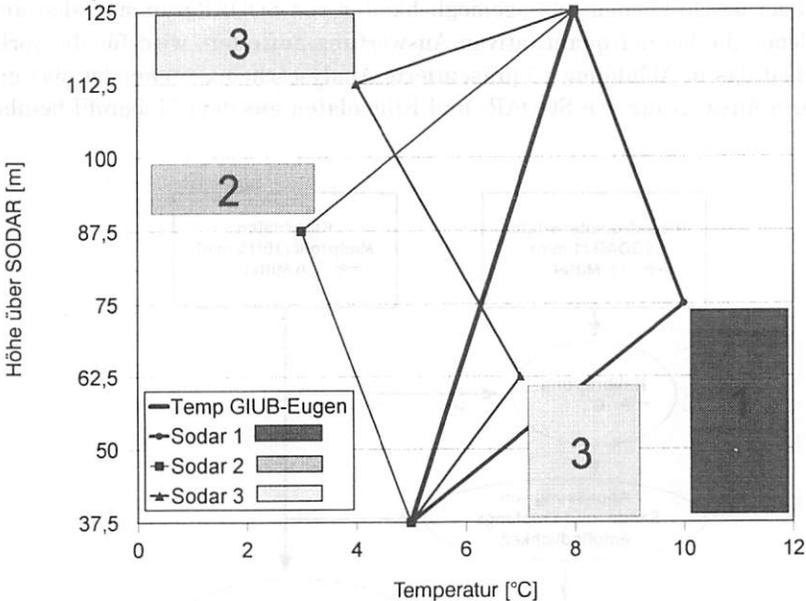


Abb. 15: Beispiele möglicher Temperaturverläufe zwischen zwei Stationen (z.B. Geographisches Institut und „Langer Eugen“) sowie die daraus resultierenden SODARogramm-Strukturen

Die beiden Temperatur-Stützwerte aus dem Meßprofil zeigen eine am Boden aufliegende Inversion mit einer Intensität von $dT = 3^{\circ}C$ an. Die möglichen SODARogramm-Strukturen weisen aber darauf hin, daß unabhängig von den Meßwerten mehrere Typen von Temperaturstrukturen zwischen den beiden Meßpunkten möglich sind:

- ▶ SODAR 1: Eine aufliegende Bodeninversion mit einer Intensität von $5^{\circ}C$, die aber nur bis 75 m Höhe reicht.
- ▶ SODAR 2: Eine abgehobene Inversion mit einer Untergrenze von 87,5 m und einer Stärke von $4,5^{\circ}C$.

► SODAR 3: Eine komplexe Struktur mit einer schwachen Bodeninversion (IOG bei 62,5 m, Stärke 2°C) und eine darüberliegenden Sekundärinversion mit einer Untergrenze von 112,5 m sowie einer Stärke von 4°C.

Es wird deutlich, daß beide Datenquellen nicht direkt vergleichbar sind und die Temperaturdaten des Meßprofils nur einen groben Überblick über die vertikale Feinstruktur von Inversionen erlauben.

4.3.4 Das Auswertungs-Verfahren der SODARgramme

Aufgrund der beschriebenen Aussagemöglichkeiten von SODARgrammen aber auch der Probleme, die bei der quantitativen Auswertung auftreten, wird für die vorliegende Arbeit das in Abbildung 16 präsentierte Analyseschema verwendet, das eine kombinierte Auswertung von SODAR- und Klimadaten aus dem Meßprofil beinhaltet.

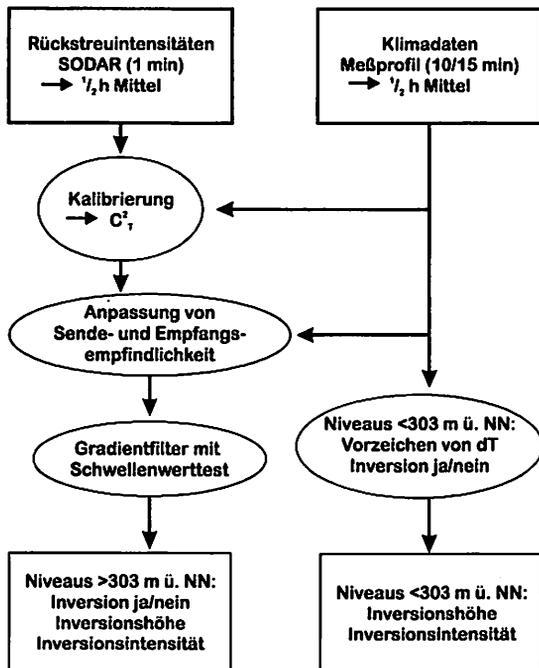


Abb. 16: Verarbeitungsschema der SODAR-Daten

Grundlegend basieren die SODAR-Auswertungen auf halbstündigen Mittelwerten aller verwendeten Datenebenen, die das kleinste gemeinsame Zeitmittel bezogen auf die unterschiedlichen Speicherintervalle an den einzelnen Stationen darstellen (SODAR=1, GIUB=10, Campbell-Stationen Venusberg und Langer Eugen=15 Minuten).

Vor der Bestimmung von Inversionshöhe und Inversionsstärke (dT), die letztlich für die statistischen Auswertungen zur Inversionsstruktur im Rheintal benötigt werden, müssen verschiedene Arbeitsschritte durchgeführt werden, die eine vergleichende Auswertung der 190 SODARgramme erst ermöglichen:

Die Kalibrierung der gemittelten SODAR-Rückstreuintensitäten zum Temperaturstrukturparameter (C^2_T), wobei die zugehörigen Vertikalprofile von Temperatur und Luftfeuchte zur Abschätzung der troposphärischen Schalldämpfung in die Kalibrierung einbezogen werden.

Die interaktive Anpassung der (vor allem temperaturabhängigen) Send- und Empfangsempfindlichkeit des SODAR-Systems mit Hilfe von zeitgleich erhobenen C^2_T -Werten aus der SODAR-Kalibrierung und dem Temperatur-Meßprofil. Als Ergebnis erhält man normierte Vertikalprofile des Temperaturstrukturparameters in 12,5 m Höhenintervallen.

Ein für die Mustererkennung von Inversions-Bänderstrukturen ausgelegter Gradientenfilter (Gleichung (3)) mit anschließendem Schwellenwerttest liefert auf der Basis der C^2_T -Profile die Unter- und Obergrenze einer vorhandenen Struktur. Für Höhen > 303 m ü. NN, in denen keine Zusatzdaten aus dem Meßprofil vorliegen, wird das Vorhandensein einer Inversion lediglich auf der Basis der Mustererkennung festgelegt, während im Höhenbereich des Meßprofils das Vorzeichen des gemessenen Temperaturgradienten auch das Vorzeichen des Temperaturstrukturparameters bestimmt und damit die Inversionserkennung deutlich erleichtert wird.

Die Bestimmung der Inversionsstärke aus dem Temperaturstrukturparameter durch Auflösen von Gleichung (2) nach dT .

Eine eingehende Beschreibung der einzelnen Arbeitsschritte findet sich in den folgenden Abschnitten.

4.3.4.1 SODAR-Kalibrierung und Validierung

Nach ASIMAKOPOULOS *et al.* 1976 und DANILOV *et al.* 1994 berechnet sich der Temperaturstrukturparameter (C^2_T) für ein monostatisches Vertikal-SODAR mit einem Streuwinkel σ von 180° nach:

$$C_T^2 = \sigma(180^\circ) \cdot \frac{\bar{T}^2}{0.0039 \cdot k^{1/3}} \quad (4)$$

wobei T der mittleren absoluten Temperatur der sondierten Schicht und k der Wellenzahl [m^{-1}] des Schallimpulses entspricht, die sich nach KALLISTRATOWA *et al.* (1986) über die Wellenlänge (λ) des ausgesendeten Schallimpulses berechnet:

$$k = \frac{2\pi}{\lambda} \quad (5)$$

Bei einer Frequenz des Schallimpulses von $\nu=1666$ Hz ergibt sich die Wellenlänge nach LINKE & BAUR (1970) aus der Schallgeschwindigkeit c (m sec^{-1}) und der Frequenz ν :

$$\lambda = \frac{c}{\nu} \quad (6)$$

wobei die Schallgeschwindigkeit c des ausgesendeten Impulses über die Schallgeschwindigkeit von trockener Luft bei 0°C ($c_0=331$ m sec^{-1}) und einem Korrekturfaktor bezogen auf den Feuchtegehalt und die Temperatur T (in K) der betreffenden Luftschicht abgeleitet wird.

Für die Temperaturkorrektur ergibt sich nach LINKE & BAUR (1970):

$$c_T = c_0 \cdot \left(\frac{T}{273,15} \right)^2 \quad (7)$$

und für die Feuchtekorrektur mit Hilfe der spezifischen Feuchte q [g kg^{-1}]:

$$c = c_T + (c_T \cdot 0,0002 \cdot q) \quad (8)$$

Sowohl Temperatur als auch spezifische Feuchte der bearbeiteten Schicht werden mit Hilfe der Daten (Temperatur und relative Feuchte) aus dem Meßprofil interpoliert. Je nach Zustand der Grundsicht ergibt sich eine Wellenlänge des Schallimpulses von etwa 0,19 m.

Um den Temperaturstrukturparameter berechnen zu können, muß der Streuquerschnitt $\sigma(180^\circ)$ des Vertikal-SODARs aus den aufgezeichneten Rückstreuintensitäten abgeleitet werden (ASIMAKOPOULOS *et al.* 1976, HAUGEN & KAIMAL 1978):

$$\sigma(180) = \frac{P_r \cdot 2R^2}{P_t \cdot c \cdot \tau \cdot A \cdot L_\kappa \cdot B} \cdot \frac{1}{E_r \cdot E_t} \quad (9)$$

mit: P_r = akustische Empfangsleistung [Watt], P_t = akustische Sendeleistung [Watt], E_r = Empfängerempfindlichkeit, E_t = Senderempfindlichkeit, R = Entfernung bis zur rückstreuenden Schicht [m], c = Schallgeschwindigkeit [m sec^{-1}], τ = Pulsdauer [sec], A = Antennenfläche [m^2], L_κ = Rundumschwächung der akustischen Welle, B = Wellenform-Ausgleichsfaktor

Die Konversion der aufgezeichneten Rückstreuintensität (V_r) in die Empfangsleistung P_r erfolgt nach ASIMAKOPOULOS *et al.* (1976):

$$P_r = \left(\frac{V_r}{2} \right)^2 / Z \quad (10)$$

mit: Z = Eingangswiderstand des Empfängers $[\Omega]$.

Dabei ist die nach der A/D Wandlung im PC aufgezeichnete Rückstreuintensität über den für das SODAR Echo-1 gültigen Pegelplan (HHI o.J.) in die tatsächlich am Erregersystem anliegende Spannung umzurechnen. Die typische Eingangsimpedanz des Empfängers beträgt 600Ω , die nominale Sendeleistung des Schallimpulses wird mit 50 W angegeben (HHI o.J.).

Die Berechnung des Wellenform-Ausgleichsfaktors B , der die Modifikationen der Schallwellen-Intensität durch die konstruktionsbedingte Dimensionierung des Erreger-/Schallantennensystems beschreibt, erfolgt nach HALL & WESCOTT (1974):

$$B = \frac{G(0) \cdot \lambda^4 \cdot L^2(\theta_0)}{4\pi^4 \cdot \theta_0^2 \cdot A^2} \quad (11)$$

mit: $G(0)$ = Schallverstärkung entlang der Abstrahlachse (dB), θ_0 = Halbwinkel des kegelförmigen Schallantennensystems (für Echo-1 = 10° , GRONAK & KALAB 1986)

Die Funktion $L(\theta_0)$ beschreibt den Anteil der Schallenergie, die in einem Kreis mit vorgegebenem Radius (a = Radius der Schallantenne) bezogen auf das FRAUENHOFER'SCHE Beugungsmuster für runde Öffnungen enthalten ist und kann mit einem Polynom 9. Ordnung mit ausreichender Genauigkeit angepaßt werden (s. dazu BORN & WOLF 1964, Abb. 17).

x errechnet sich dabei nach HALL & WESCOTT (1974):

$$x = \frac{2\pi \cdot a \cdot \theta_0}{\lambda} \quad (12)$$

$G(0)$ leitet sich aus dem mittleren Antennengewinn über den gesamten Halbwinkel des Antennensystems $G(\theta_0)$ ab (HALL & WESCOTT 1974):

$$G(0) = \frac{G(\theta_0) \cdot \pi \cdot \theta_0^2 \cdot A}{\lambda^2 \cdot L(\theta_0)} \quad (13)$$

Weiterhin ist die atmosphärische Dämpfung der Schallintensität entlang des Strahlungspfades in Abhängigkeit der vertikalen Temperatur- und Feuchtestruktur über den Faktor L_x zu berücksichtigen (ASIMAKOPOULOS *et al.* 1976):

$$L_{\kappa} = \exp \left[-2 \cdot \int_0^R \kappa(R) dR \right] \quad (14)$$

mit: κ = Mittlerer atmosphärischer Schwächungskoeffizient

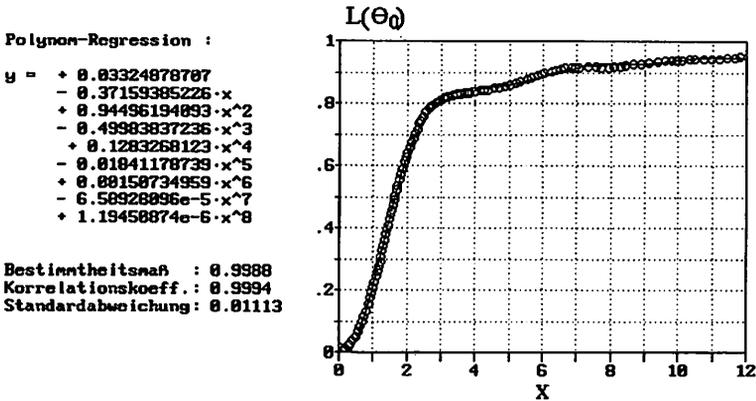


Abb. 17: Polynomische Anpassung der Funktion $L(\theta_0)$, Daten aus BORN & WOLF (1964)

Der atmosphärische Schwächungskoeffizient κ liegt für Frequenzen 2000, 4000 und 6300 Hz in tabellierter Form vor (HARRIS 1966), so daß der für 1666 Hz gültige Wert mit Hilfe dieser Daten und den aktuellen Temperatur- und Feuchtemessungen aus dem Meßprofil extrapoliert werden kann.

In Abbildung 18 ist das Vertikalprofil der atmosphärischen Dämpfung vom 26.4.1995 (1:00 LT) aufgezeigt. Zur Berechnung des Koeffizienten L_{κ} wurden die Größen Temperatur und Luftfeuchte für jedes 12,5 m Höhenintervall aus den vorhandenen Stützpunkten des Meßprofils interpoliert. Oberhalb des höchsten Stützpunktes werden im vorliegenden Beispiel eine feuchtadiabatische Temperaturabnahme ($-0,6^{\circ}\text{C}/100\text{ m}$) und höhenkonstante Luftfeuchtigkeit angenommen. Es zeigt sich, daß bei den verwendeten Gradienten eine Schalldämpfung über das gesamte Höhenprofil durch den Temperatur- und Feuchtezustand der sondierten Grundschicht um insgesamt 33% eintritt.

Außerordentlich problematisch bei der Berechnung des Temperaturstrukturparameters ist die Bestimmung der Sender- und Empfängerempfindlichkeit, die nur mit extrem hohen elektrotechnischem Meßaufwand parallel zur eigentlichen Sondierung abgeschätzt werden kann (HAUGEN & KAIMAL 1978). Da solche Messungen im Rahmen der vorliegenden Arbeit nicht möglich waren, mußte eine interaktive Anpassung des ohne Berücksichtigung der Empfindlichkeiten ($1/ E_r \cdot E_t = 1$, s. Gleichung (9)) berechneten Temperaturstrukturparameters mit Hilfe der Klimadaten aus dem Meßprofil vorgenommen werden.

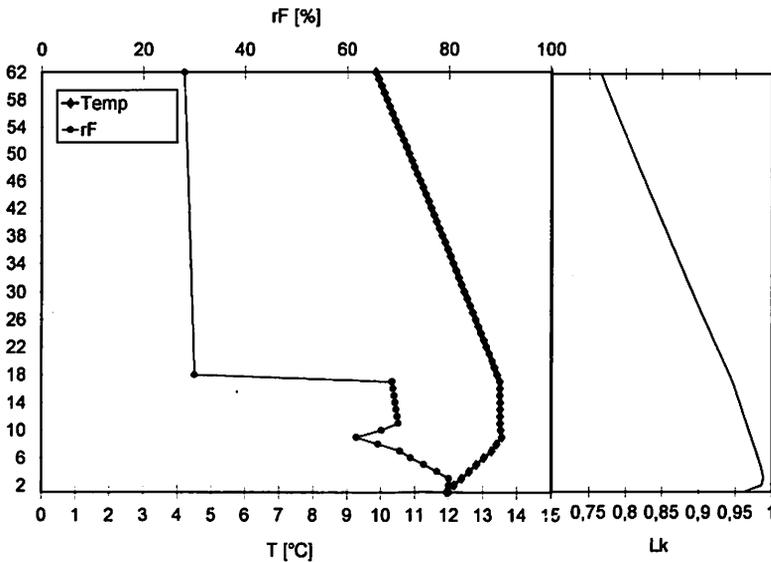


Abb. 18: Akustische Dämpfung durch Temperatur und Feuchte, 26.4.1995, Halbstundenmittel 0:30-1:00 LT (y-Achse: Nr. der 12,5 m Höhenstufe)

Für jedes der 190 SODARgramme wurde daher das zugehörige Meßprofil aus der Klimadatenbank extrahiert, nach Gleichung (2) ein mittlerer Temperaturstrukturparameter für jedes 12,5 m Intervall aus den zwischen den Stützpunkten interpolierten Temperaturdaten berechnet und mit den aus dem SODARgramm berechneten Strukturparametern verglichen. Zur Anpassung wird der Empfindlichkeitsterm von Gleichung (9) soweit reduziert, bis die höchste Korrelation zwischen Temperaturstrukturparameter des Meßprofils und des SODARgramms erreicht ist. Für die Anpassung wurde der Höhenbereich zwischen den Stationen „Langer Eugen“ und Venusberg 1. Plattform gewählt. Die Ergebnisse der Anpassung haben gezeigt, daß die Sende- und Empfangsempfindlichkeit leicht temperaturabhängig ist. Höhere Temperaturen bedeuten generell eine größere Empfindlichkeit des Systems. Die ermittelten Empfindlichkeiten schwanken zwischen 0,05 bei Temperaturen unter 0°C und können bis etwa 0,3 ansteigen. Sie liegen damit im Wertebereich, der auch für andere Experimente angegeben wird (z.B. 0,1 für Nevada im Januar, HAUGEN & KAIMAL 1978).

Besonders beim Übergang zu Minusgraden nimmt die Empfindlichkeit des Systems drastisch ab, wobei speziell das Lautsprechersystem betroffen ist. Obwohl der Parabolspiegel der Schallantenne bei <5°C beheizt wird, reduziert sich die Flexibilität der Lautsprechermembran mit abnehmenden Temperaturen, was sich besonders stark im Empfangsmodus des Lautsprechers aufgrund des sehr schwachen Rückstreusignals auswirken muß. Zusätzlich lagert sich im Lautsprecher mit zunehmender Betriebsdauer Kondenswasser an, daß bei Temperaturen unter 0°C friert und

damit die Flexibilität des Lautsprechers nachhaltig beeinträchtigt. Die Heizleistung der Antenne reicht zwar generell für den ungestörten Betrieb des Systems auch bei Frost aus, die starken Einbußen in der Empfindlichkeit können dadurch aber nicht verhindert werden. Ohne eine Kalibrierung mit eingeschlossener Empfindlichkeitsanpassung wäre eine quantitativ orientierte und vergleichende Auswertung der SODARgramme somit nicht möglich.

Nach erfolgter Anpassung liegt letztlich ein zeit- und höhennormiertes Vertikalprofil des Temperaturstrukturparameters in 12,5 m Höhenintervallen vor, das, wie in Abbildung 19 verdeutlicht werden soll, ein wesentlich genaueres Bild der Feinstruktur von Temperaturschichtungen zuläßt. Der Temperaturstrukturparameter kann darüber hinaus für jedes Höhengniveau über Gleichung (2) in die jeweilige Temperaturdifferenz ($|dT|$) der Schicht umgerechnet werden.

Um 1:00 Uhr zeigt sich eine gut ausgebildete Bodeninversion mit einer Obergrenze bei ca. 165 m ü. NN, die zu einer nahezu isothermen Schichtung überleitet. Die Höhenlage der Inversionsobergrenze im Temperaturmeßprofil stimmt zu dieser Uhrzeit in etwa mit dem Maximum des sondierten Temperaturstrukturparameters überein, der durch relativ hohe Werte eine Inversion mit höherer Intensität anzeigt. Um 2:30 Uhr hat sich die Intensität der Bodeninversion durch zunehmende Ausstrahlung und Abkühlung der höheren Luftschichten etwas geschwächt, so daß auch der sondierte Strukturparameter in seiner Stärke abnimmt.

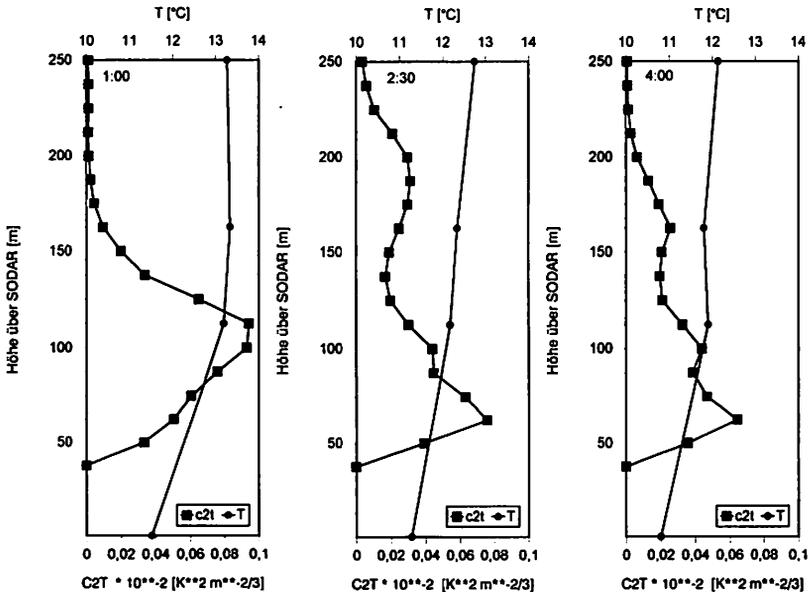


Abb. 19: Vertikalprofil von Lufttemperatur (Meßprofil) und Temperaturstrukturparameter (C^2_T , SODAR) vom 26.4.1995, Halbstundenmittel

Allerdings liegt die Obergrenze nicht, wie es der Temperaturverlauf im Meßprofil suggeriert, im Höhenbereich von 165 m ü. NN, sondern auf dem niedrigeren Niveau des Maximums im Temperaturstrukturparameter von etwa 115 m ü. NN (zur Problematik s. Abb. 15). Darüber bildet sich eine isotherme Schichtung mit einem Minimum des C^2_T -Wertes aus, das bei etwa 245 m ü. NN in ein sekundäres Maximum übergeht und erneut eine Temperaturzunahme andeutet. Die Strukturen haben sich bis 4:00 Uhr etabliert, indem das sekundäre Maximum im Strukturparameter ganz deutlich die Untergrenze einer abgehobenen Sekundärinversion markiert, wobei die Zone leichter Temperaturabnahme zwischen beiden Inversionen durch ein Minimum im Temperaturstrukturparameter gekennzeichnet ist.

Zur Validierung der SODAR-Kalibrierung wurden die aus den SODAR-Daten berechneten C^2_T -Werte sowie die resultierenden Temperaturdifferenzen ($dT/100$ m) für acht nach dem Zufallsprinzip ausgewählte Tage den zugehörigen Werten aus dem Meßprofil gegenübergestellt (Abb. 20). Die Genauigkeit der Kalibrierung mit einer Varianzerklärung von 82% (C^2_T) bzw. 93% ($|dT|$), Standardabweichung $0,3^\circ\text{C}$) entspricht in etwa den Ergebnissen, die in anderen Studien erreicht werden konnten (z.B. GRONAK, KALAB & ZORN 1989, DANILOV *et al.* 1994), wobei im vorliegenden Fall eine leichte Unterschätzung der Temperaturstruktur durch die SODAR-Daten gegenüber den gemessenen Werten vorzuliegen scheint.

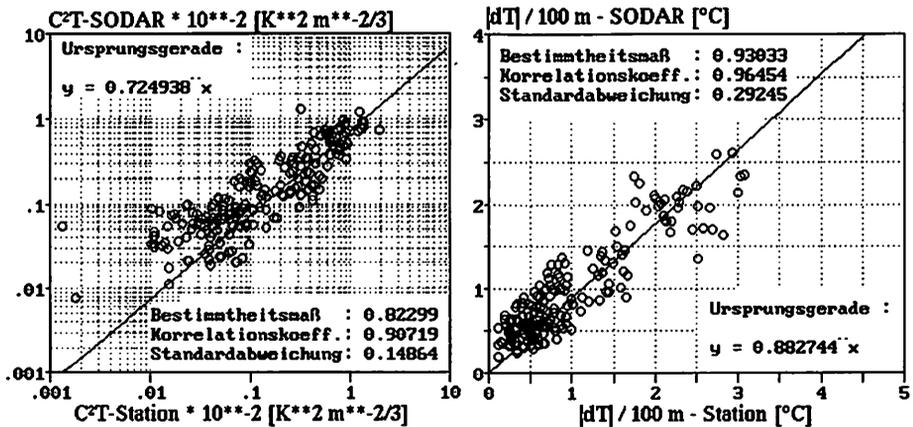


Abb. 20: Vergleich C^2_T -Werten und $|dT| / 100$ m Werten, abgeleitet aus SODAR-Messungen und Meßprofilaten

Es sollte aber nochmals darauf hingewiesen werden, daß die beiden Datentypen aus verschiedenen Gründen nicht vollständig vergleichbar sind. Dafür verantwortlich sind: (1) die unterschiedliche Vertikalaufösung der Daten (s. Abb. 15) und (2) der abweichende Standort der Stationen, da das SODAR in einer mittleren Entfernung von ca. 1 km Luftlinie vom Meßprofil aufgestellt ist und somit auch kleinräumige Variationen in der vertikalen Temperaturstruktur für Unterschiede in den Daten verantwortlich sein können. Es ist anzunehmen, daß im Meßprofil generell etwas

intensivere Inversionen gemessen werden, da das Meßprofil lagebedingt stärker von Kaltluftabflüssen aus dem Rheintal beeinflusst wird als der SODAR-Standort.

4.3.4.2 Bestimmung von Inversionshöhe und Inversionsstärke

Sowohl Inversionshöhe als auch Inversionsstärke werden mit Hilfe der normierten C^2_T -Werte berechnet. Zur Inversionshöhenbestimmung im Niveau <303 m ü. NN wird der Gradientfilter (Gleichung (3)) in Verbindung mit dem aktuellen Temperaturgradienten aus dem Meßprofil eingesetzt. Somit werden nur für diejenigen Strukturen Inversionshöhengrenzen extrahiert, die auch im Meßprofil als Inversion gekennzeichnet sind. Zur Abgrenzung der Strukturuntergrenze findet ein Schwellenwert von $C^2_T > 0,8 \times 10^{-4}$ und für Strukturobergrenzen analog ein Wert von $< 0,8 \times 10^{-4}$ Anwendung, mit dem Inversionen mit Intensitäten bis etwa $dT > 0,4^\circ\text{C}$ erkannt werden. Schwächere Inversionen können aufgrund der geringen Temperaturgradienten an ihren Strukturgrenzen nicht mehr extrahiert werden, da bei einem weiteren Absenken des Gradientenschwellenwerts vor allem in Höhenlagen ohne begleitende Temperaturmessung (>303 m ü. NN) das Grundrauschen des Systems zunehmend an Bedeutung gewinnt und die Gradientenfilterung stören.

Inversionen ohne Untergrenze aber mit klar definierter Obergrenze und bodenahem Rückstreumaximum werden als Bodeninversionen, Inversionen mit klar definierter Unter- und Obergrenze als abgehobene Inversionen angesprochen. Zusätzlich zur Hauptinversion, die durch den ausgeprägtesten Gradienten und das C^2_T -Maximum gekennzeichnet ist, werden auch vorhandene sekundäre Inversionen im Höhenbereich <303 m ü. NN durch den Filteralgorithmus ausgeschieden. In Höhenniveaus > 303 m ü. NN gelten als Kriterium zur Inversionsabgrenzung und zur Ermittlung der Strukturhöhen ausschließlich die angeführten C^2_T -Schwellenwerte. Über die geometrische Dicke der Inversion, die aus den ermittelten Inversionsstruktur-Höhen abgeleitet wird, läßt sich schließlich mit Hilfe der C^2_T -Werte (Gleichung (2)) die Inversionsstärke in $^\circ\text{C}/100$ m zur statistischen Weiterverarbeitung berechnen.

5. Satellitengestützte Nebelklimatologie NRW

5.1 Ableitung von Nebelverbreitung und lufthygienisch relevanten Nebeleigenschaften aus NOAA-AVHRR Daten - Problemstellung

Die Erfassung der Nebelverbreitung, der optischen Nebeleigenschaften (Albedo, Emissivität, optische Dicke, Sichtweite) sowie des Flüssigwassergehalts im Nebel ist für einen Raum wie NRW auf der Basis von Stationsbeobachtungen weder für Einzelfallanalysen noch für die klimatologische Auswertung größerer Datenkollektive möglich, da die jeweiligen Klimatelemente operationell an sehr wenigen Klimastationen (Sichtweite) oder aufgrund der sehr aufwendigen Meßanordnungen nur im experimentellen Rahmen erhoben werden (optische Nebeleigenschaften, Flüssig-

wasserphase s. ARENDS *et al.* 1992). Die räumliche Datendichte reicht auch bei der im operationellen Betrieb beobachteten Sichtweite nicht für eine ausreichend genaue Flächeninterpolation aus.

Zur Herstellung von Nebelhäufigkeitskarten aus Stationsdaten (horizontale Sichtweite) wurde daher versucht, das Sichtweitenmeßnetz durch unterschiedliche Methoden zu verdichten. Dabei liegt den Kartierungen jeweils die internationale Nebeldefinition zugrunde, nach der dann Nebel vorliegt, wenn die horizontale Sichtweite 1 km unterschreitet (DWD 1965). Bei ausschließlicher Verwendung von Sichtweitedaten ist aber auch bei einer starken Verdichtung des Sichtweitenmeßnetzes auf 420 Stationen für die BRD (alte Bundesländer) lediglich eine Nebelkartierung im Maßstab von 1:2 Mio. möglich (SCHULZE-NEUHOFF 1976). Eine Verbesserung der räumlichen Auflösung von Nebelhäufigkeitskarten wird beim DWD mit Hilfe der Methode von SCHIRMER (1970 & 1974) erreicht, die auch für die Nebelkarte NRW (MURL 1989) sowie die Nebelkarte Deutschland (KALB & SCHIRMER 1992) Verwendung fand. Bei dieser Methode werden die Sichtweitedaten durch Geländebeobachtungen und Befragungen von durch Nebel betroffene Personen/Institutionen (z.B. Forstämter) ergänzt und die nachfolgende Interpolation der vorhandenen Daten unter Einbezug der Topographie durchgeführt. Damit lassen sich Karten von Nebelhäufigkeit und Nebelstruktur (Trennung nach Boden-, Hoch- und Wolkennebel) bis zum Maßstab 1:500.000 herleiten. Allerdings weisen die Autoren auf die Schwierigkeiten bei Interpolation und Interpretation nicht beobachteter Gebiete hin - vor allem Feinstrukturen der Nebelverteilung werden nur unzureichend erfaßt - und verweisen auf die Möglichkeiten einer zukünftigen satellitengestützten Kartierung der Nebelverbreitung (KALB & SCHIRMER 1992).

Bereits in verschiedenen Studien konnte nachgewiesen werden, daß eine flächendeckende Nebelkartierung eines Gebiets mit Hilfe von analogen (WANNER 1979) oder digitalen NOAA-AVHRR Satellitendaten in einer räumlichen Auflösung von 1 km² möglich ist (BACHMANN & BENDIX 1993). Der Vorteil der NOAA-Satelliten gegenüber dem ebenfalls operationell verfügbaren Meteosat-System liegt in einer besseren räumlichen Auflösung der Bilder von 1,1 km² im Nadir (gegenüber VIS=6,25 km² bzw. IR=25 km² IR im Meteosat-SSP) und in einer für die Nebelerkennung ausreichenden spektralen Auflösung des AVHRR-Sensors (5 Spektralkanäle), die das Meteosat-Radiometer nicht bietet (BENDIX & BACHMANN 1991 a, b). Ein grundlegendes Problem dieser Methode ist allerdings die genaue Trennung von am Boden aufliegenden und abgehobenen Nebelfeldern, da der Satellit im VIS- oder IR-Spektralbereich lediglich die Nebeloberfläche beobachtet (BENDIX 1995c). Für die lufthygienische Relevanz der erstellten Nebelhäufigkeitskarte ist diese Unsicherheit aber nur von untergeordneter Bedeutung, da sich Boden- und Hochnebel gleichermaßen kritisch auf die lufthygienische Situation auswirken.

Die Nebelerkennung und die Erstellung von Nebelhäufigkeitskarten auf der Basis von NOAA-AVHRR Daten (NOAA-9, -10, -11 und -12) erfolgt in der vorliegenden Arbeit nach dem Verfahren von BENDIX & BACHMANN (1991a, b), die notwendige geometrische Korrektur der Satellitendaten auf die 1 km² Gauß-Krüger Matrix mit Hilfe der Methode von BACHMANN & BENDIX (1991, 1992).

Karten der optischen Nebel­eigen­schaf­ten sowie des Flüssigwasser­gehalts im Nebel liegen für NRW nicht vor und sollen daher im Rahmen dieser Arbeit erstellt werden. Aufgrund der beschriebenen Probleme können flächendeckende Karten für NRW nur mit einem auf Satellitendaten gestützten Ansatz erstellt werden. Die Ableitung der lufthygienisch relevanten Nebelparameter aus digitalen Satellitendaten (NOAA-AVHRR) erfordert dabei die Herleitung eines Bezugs zwischen der am Satelliten eingehenden Strahldichte und der jeweiligen Nebel­eigen­schaf­ft, wobei Störgrößen wie z.B. die Modifikation der am Satelliten gemessenen Strahldichte durch Streuungs- und Absorptionsprozesse in der Atmosphäre vorher eliminiert werden müssen (QUENZEL *et al.* 1983).

Vorteilhaft ist, daß die im Rahmen der vorliegenden Arbeit zu untersuchenden, lufthygienisch relevanten Nebel­eigen­schaf­ten in engem Bezug zueinander stehen. Die gemessene Strahldichte am Satelliten im sichtbaren Spektralbereich hängt direkt von der solaren Einstrahlung und der Nebelalbedo ab, wobei die Reflexionseigenschaften der Nebeldecken eine Funktion der Nebelmächtigkeit und der Strahlungsabschwächung durch Absorption und Streuung (Extinktion) in der Nebelschicht sind. Die Extinktion im Nebel kann dabei wie folgt beschrieben werden (CHÝLEK 1978, BENDIX 1995b):

$$\beta_{ext} = \int_{r_{min}}^{r_{max}} Q_{ext} \cdot \pi \cdot r^2 \cdot n(r) dr \quad (15)$$

Bezogen auf die Nebelmächtigkeit (Δz) ergibt sich die optische Dicke (δ) der Nebelschicht als Wegintegral der Extinktion (STEPHENS 1978; BENDIX 1995c):

$$\delta = \int_0^{\Delta z} \int_{r_{min}}^{r_{max}} Q_{ext} \cdot \pi \cdot r^2 \cdot n(r) dr dz \quad (16)$$

mit: Q_{ext} : Wirkungsgrad der Extinktion (s. DICKSON & VERN HALES 1963), r : Tropfenradius, $n(r)$: Anzahl der Tropfen des Radius r

Gleichung (15) zeigt deutlich den Bezug zwischen Extinktion und Flüssigwasser­gehalt im Nebel (LWC in $g\ m^{-3}$), der über die Anzahl und die Größe der Nebeltropfen definiert ist (s. auch PINNICK *et al.* 1978). Bezogen auf die gesamte Wassersäule einer Nebelschicht ergibt sich der Flüssigwasserweg (LWP in $g\ m^{-2}$) aus der optischen Dicke, gültig für den Spektralbereich $0,55\ \mu m$ (=NOAA-AVHRR Kanal 1) nach STEPHENS (1978), KRIEBEL (1989) und BENDIX (1995a) wie folgt:

$$LWP = \exp(0,5454 \cdot \delta)^{0,254} \quad (17)$$

Somit kann der Flüssigwasserweg im Nebel aus NOAA-AVHRR Daten (Kanal 1) abgeleitet werden, wenn die optische Dicke im Nebel bekannt ist. Dabei ist der Zusammenhang zwischen optischer Dicke (δ) und Nebelalbedo (ρ_c), mit deren Hilfe die flächendeckende Berechnung der lufthygienisch relevanten Nebeleigenschaften möglich ist, auf der Basis eines Wolkenmodells für optisch dicke Wasserwolken im Spektralbereich $<0,7 \mu\text{m}$ wie folgt definiert (STEPHENS 1978, KRIEBEL 1989, BENDIX 1995a):

$$\delta(\mu_o) = \frac{\rho_c \cdot \mu_o}{(1 - \rho_c) \cdot \beta(\mu_o)} \quad (18)$$

mit: μ_o = Kosinus des Sonnenzenitwinkels, β = zurückgestreuter Anteil der solaren Einstrahlung

Das verbleibende Problem zur Abschätzung des Flüssigwasserwegs ist damit die möglichst genaue Bestimmung der Nebelalbedo aus NOAA-Daten. Schwieriger ist die Ableitung des Flüssigwassergehalts (LWC) aus optischer Dicke und dem resultierenden Flüssigwasserweg, da hierfür die Kenntnis der Nebeldicke notwendig ist, die alleine aus Satellitendaten nicht abgeleitet werden kann (STEPHENS 1978):

$$LWC = \frac{LWP}{\Delta z} \quad (19)$$

Eine andere Möglichkeit ist die indirekte Abschätzung des Flüssigwassergehalts aus der horizontalen Sichtweite (VIS) bei bekannter mittlerer Tropfengröße (r) nach dem KOSCHMIEDER'SCHEN Gesetz (KOSCHMIEDER 1924):

$$LWC = \frac{2,608 \cdot r}{VIS} \quad (20)$$

Die Übertragbarkeit dieser an Transmissometerstandorten durchführbaren Methode anhand von Satellitendaten ist von verschiedenen Autoren untersucht worden und basiert in der Regel auf der satellitengestützten Berechnung der horizontalen Sichtweite mit Hilfe eines Regressionsmodells, das aus am Boden zeitgleich mit dem Satellitenüberflug aufgenommenen Sichtweitedaten und den dazugehörigen Pixelwerten an dem entsprechenden Ort erstellt wird. Für Untersuchungen in der Poebene ergab sich eine nichtlineare Funktion zwischen einem Temperaturdifferenzbild (Kanal T₄-T₃ NOAA-AVHRR) und der zugehörigen Sichtweite am Tag, mit der Flüssigwasserkarten im Nebel nach Gleichung (20) abgeleitet werden konnten (BENDIX 1993a). TURNER, ALLAM & MAINE (1986) stellten einen ähnlichen Zusammenhang von horizontaler Sichtweite und T₄-T₃ Werten auch für Nachtüberflüge fest, während andere Untersuchungen für Nachtüberflüge keine signifikante Regressionsfunktion ergaben (ALLAM 1987, DYBBROE 1993).

Der grundlegende Nachteil der statistischen Methode ist der Bedarf an räumlich gut verteilten Sichtweitemeßstationen, die parallel zum Satellitenüberflug Daten liefern, da für jedes Satellitenbild eine neue Regressionsfunktion erstellt werden muß. Außerdem wird der mittlere Tropfenradius benötigt, der in der Regel nur auf der Basis von Feldexperimenten abgeschätzt werden kann. Auch wird bei einer solchen Verfahrensweise die Nebeldicke nicht genügend berücksichtigt (s. Gleichung (18)). Zusätzlich verhindert die durch periodisches Rauschen reduzierte Datenqualität im Kanal 3 (NOAA-AVHRR) häufig die Anwendung dieser Methode (BENDIX & BACHMANN 1993).

Aufgrund der beschriebenen Nachteile der statistischen Methode wird für die vorliegende Arbeit die Anwendung eines physikalischen, auf der Berechnung der optischen Dicke basierendes Verfahren gewählt. Mit dem Analyseschema, das in den folgenden Kapiteln beschrieben wird, können darüber hinaus alle benötigten Größen (Albedo, Emissivität, optische Dicke und Flüssigwasserweg) berechnet werden. Der Nachteil, daß damit vorerst nur der Flüssigwasserweg (LWP) im Nebel bestimmt werden kann, ist für lufthygienische Fragestellungen weniger bedeutend, da hier der Gesamtwassergehalt eines Nebelvertikalprofils von Interesse ist.

5.2 Algorithmus zur Berechnung der optischen Nebel- eigenschaften und des Flüssigwasserwegs

In verschiedenen Studien ist bereits die Berechnung der optischen Dicke von Wasserwolken und Nebel basierend auf AVHRR-Daten durchgeführt worden (KRIEBEL 1989, VANBAUCE *et al.* 1993). In der vorliegenden Arbeit wurde ein auf der Methode von KRIEBEL (1989) basierendes Verfahren zur flächendeckenden Berechnung von Nebeldichte und Flüssigwasserweg entwickelt, das als Zusatzinformation lediglich ein aktuelles Vertikalprofil der Atmosphäre (Radiosonde Essen) und eine Karte der spektralen Oberflächenalbedo des Untersuchungsgebiets benötigt (Abb. 21).

Nach erfolgter Kalibrierung, Nebelerkennung und Geokorrektur auf das Gauß-Krüger System werden verschiedene radiometrische Korrekturrechnungen zur Sonnenstands-, Anisotropie- und Atmosphärenkorrektur durchgeführt. Das resultierende Bild liefert für jedes nebelfreie Pixel die entsprechende spektrale Oberflächenalbedo, für nebelbedeckte Bildpunkte aber nur die Reflexion an der Nebelobergrenze. Gegenüber der eigentlichen Nebelalbedo ist diese Reflexionsgröße besonders bei optisch dünnem Nebel durch reflektierte Solarstrahlung des Untergrundes kontaminiert. Die spektrale Albedo der Unterlage wird daher aus wolkenfreien Winterszenen unter Verwendung der erwähnten Vorverarbeitungsschritte abgeleitet und der beschriebene Transmissionseffekt über ein einfaches Strahlungstransfer-Modell (DEDIEU *et al.* 1987) eliminiert. Die so gewonnene Nebelalbedo ist über ein Wolkenmodell (STEPHENS *et al.* 1984) direkt mit der optischen Dicke des Nebels und dem Flüssigwasserweg verknüpft.

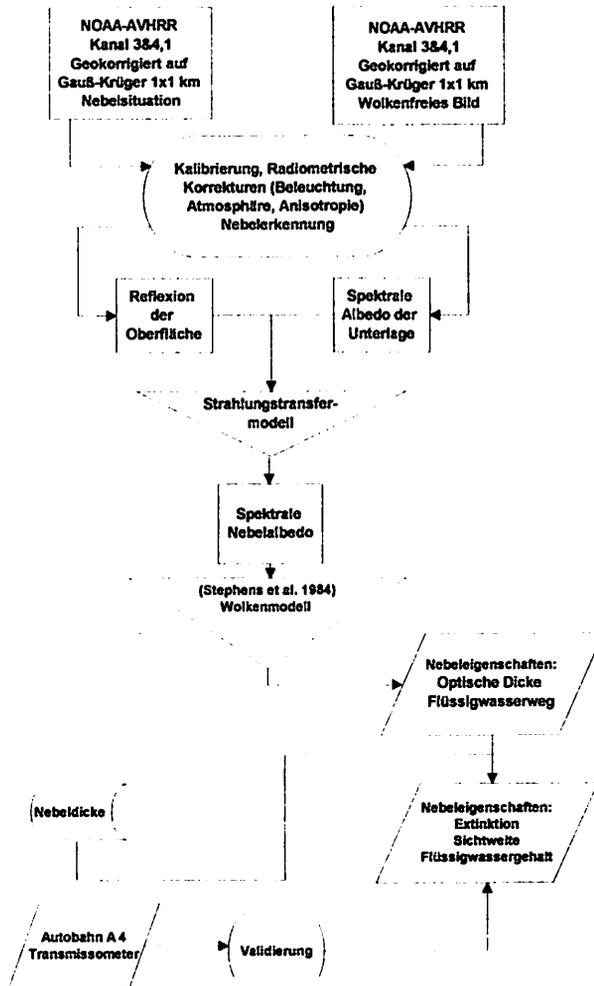


Abb. 21: Rechengang zur Ableitung optischer Nebелеigenschaften und Flüssigwasser aus NOAA-AVHRR Daten nach BENDIX (1995a)

In dem hier entwickelten Algorithmus beschreibt die Atmosphärenkorrektur den Strahlungstransfer zwischen Nebeloberfläche und Radiometer, das Strahlungstransfermodell nach DEDIEU *et al.* (1987) den Strahlungstransfer zwischen Untergrund und Nebeloberfläche und die Parametrisierungen aus dem Wolkenmodell koppeln die optischen Nebелеigenschaften mit der dazugehörigen Flüssigwasserphase.

Zur Validierung des Algorithmus wird die errechnete optische Dicke unter Kenntnis der geometrischen Dicke der Nebelschicht in die spektrale Extinktion, den Flüssigwasser-gehalt und die horizontale Sichtweite umgesetzt und die berechneten Sichtweiten mit den zum Satellitenüberflug gemessenen Sichtweiten entlang der Auto-

bahn A4 verglichen (BENDIX 1995a). Im folgenden sollen die einzelnen Schritte näher erläutert werden.

5.2.1 Berechnung der optischen Dicke

Die Berechnung der optischen Dicke und der resultierenden Größen Flüssigwasserweg und Nebelmissivität basieren auf Gleichung (19), deren Anwendung allerdings auf Wellenlängen begrenzt ist, in denen keine Strahlungsabsorption durch Wolkentropfen stattfindet. Eine Einfachstreueralbedo (=1-Absorption) von annähernd 1 findet man für Wasserwolken grundsätzlich im Spektralbereich $<0,75 \mu\text{m}$ (STEPHENS 1978), so daß die Gleichung nur für Kanal 1 AVHRR ($0,56\text{-}0,68 \mu\text{m}$) gültig ist. Bei bekannter Nebelalbedo verbleibt neben der optischen Dicke des Nebels eine weitere Unbekannte, nämlich der von der Beleuchtungsgeometrie (Kosinus des Sonnenzenitwinkels μ_0) abhängige, rückgestreute Anteil der monodirektional einfallenden Strahlung (β), die sich aus der Strahlungstransfer-Theorie nach COAKLEY & CHÝLEK (1975) herleitet und von STEPHENS (1978) auf optisch dichte Wasserwolken angepaßt wurde. Die Werte liegen in tabellierter Form in Abhängigkeit von optischer Dicke und Beleuchtungsgeometrie vor (STEPHENS *et al.* 1984), so daß Gleichung (18) für die Berechnung der optischen Dicke iterativ gelöst werden muß:

$$0 = \frac{\rho_c \cdot \mu_0}{(1 - \rho_c) \cdot \beta(\mu_0)} - \delta(\mu_0) \quad (21)$$

Dabei wird β für jedes nebelbedeckte Pixel in Abhängigkeit des aktuellen μ_0 und verschiedener δ aus der Tabelle (STEPHENS *et al.* 1984) interpoliert und solange iteriert, bis Gleichung (21) erfüllt ist. Der Flüssigwasserweg (LWP) wird dann nach Gleichung (17) berechnet und für das Emissionsvermögen im Nebel ergibt sich für Wasserwolken nach STEPHENS (1978):

$$\varepsilon^\uparrow = 1 - \exp(-0,13 \cdot LWP) \quad (22)$$

Das verbleibende Problem zur Anwendung von Gleichungen (17), (18) und (22) auf NOAA-Daten ist somit die möglichst genaue Ableitung der spektralen Nebelalbedo aus den NOAA-AVHRR Bildern (Kanal 1).

5.2.2 Berechnung der spektralen Nebelalbedo

Für eine möglichst genaue Bestimmung der Nebelalbedo aus AVHRR-Daten sind die folgenden Arbeitsschritte notwendig:

- (1) Kalibrierung der AVHRR Daten (Kanal 1)
- (2) Radiometrische Korrekturen (Atmosphären- und Anisotropiekorrektur)

- (3) Anwendung eines einfachen Strahlungstransfermodells zur Eliminierung der Albedo der unter dem Nebel befindlichen Oberfläche

5.2.2.1 Kalibrierung

Als erster Schritt müssen die Grauwerte (DN) im AVHRR Kanal 1 mit Hilfe der aus der Laborkalibrierung resultierenden linearen Regressionsfunktion in die jeweiligen Reflexionsfaktoren (r) umgerechnet werden, wobei die Regressionskoeffizienten intercept (I) und slope (G) aus LAURITSON *et al.* (1988 und spätere Erweiterungen für die Satelliten NOAA-12 und 14) entnommen sind. Unglücklicherweise weisen die Visible-Radiometer der NOAA-Satelliten jeweils spezifische Degradierungserscheinungen auf, indem die Empfindlichkeit des Scanners nachläßt und die nominalen Geradenparameter aus der Laborkalibrierung I und G ihre Gültigkeit verlieren. Die Folge ist eine zunehmende Unterschätzung des berechneten Reflexionsfaktors (KAUFMANN & HOLBEN 1993, TARPLEY 1993). Aus diesem Grund werden die Sensoren in unterschiedlichen Zeitabständen nachkalibriert, wobei meist feststehende, hinsichtlich ihrer Reflexionseigenschaften homogene Testflächen mit bekannter Albedo verwendet werden, um die Kontinuität der Nachkalibrierung zu gewährleisten (z.B. Meeresflächen und Wüstengebiete, wie White Sands, USA). Für die vorliegende Studie finden die Korrekturfaktoren (c) nach TARPLEY (1993) Verwendung, die eine Funktion der Zeit (t) seit der Laborkalibrierung darstellen. Die Kalibrierung der Grauwerte erfolgt dabei nach der Gleichung:

$$r(\lambda) = \frac{(G \cdot DN + I) \cdot c}{100} \quad (23)$$

$c = 0,059 \cdot t - 116,115$ (NOAA -9, AVHRR -Kanal 1)

$c = 0,012 \cdot t - 22,868$ (NOAA -11, AVHRR -Kanal 1)

mit: (t = Jahr + Julianischer Tag/365).

Für alle anderen NOAA-Satelliten liegen keine kontinuierlichen Nachkalibrierungen vor, so daß die neueren Satelliten NOAA-12 und NOAA-14 mit Hilfe der nominalen Koeffizienten kalibriert werden. Ein solches Vorgehen ist unproblematisch, da bei diesen Satelliten noch keine signifikante Sensordegradierung zu erwarten ist. Für NOAA-10 hat lediglich eine Nachkalibrierung stattgefunden (TEILLET *et al.* 1990), von der die resultierenden Geradenparameter verwendet werden (NOAA-10, Kanal 1: $G=0,1473$, $I=-5,3156$). Damit ist die Berechnung für NOAA-10 unsicherer als für die anderen Satelliten. Dies ist allerdings für die vorliegende Arbeit weniger problematisch, da der Orbit von NOAA-10 (ca. 6:00, 18:00 UTC) in den Wintermonaten keine VIS-Bilder liefert.

Da die Laborkalibrierung der AVHRR-Radiometer auf eine mittlere Entfernung Sonne-Erde und einen senkrechten Sonneneinfall bezogen ist (RAO 1987), muß der berechnete Reflexionsfaktor, der für Bildpunkte mit einer von der Jahres- und

Tageszeit vorgegebenen Sonnenhöhe und Sonnenentfernung abgeleitet ist, auf diese Kalibrierungsprämissen korrigiert werden. Die Korrektur gegenüber der jahreszeitlich schwankenden Entfernung Sonne-Erde (R) erfolgt nach SINGH (1992) (D = Julianischer Tag):

$$\rho^*(\lambda) = \frac{r(\lambda)}{R^2} \quad (24)$$

$$R = 1 + 0,0167 \cdot \cos(2 \cdot \pi \cdot (D - 3) / 365,25)$$

und gegenüber den aktuellen Einstrahlungsbedingungen über den Sonnenzenitwinkel (θ_S) nach GUTMAN (1988):

$$\rho^*(\lambda) = \frac{r(\lambda)}{R^2 \cdot \cos(\theta_S)} \quad (25)$$

mit dem Sonnenzenitwinkel (θ_S) nach OKE (1987), der für jedes Pixel berechnet wird (s. Abb. 26):

$$\cos(\theta_S) = \sin(\phi) \cdot \sin(\delta_\Theta) + \cos(\phi) \cdot \cos(\delta_\Theta) \cdot \cos(h) \quad (26)$$

mit: ϕ = Geographische Breite des Pixels (Orbitalmodell), δ_Θ = Deklination der Sonne (s. OKE 1987), h = Stundenwinkel der wahren Sonne (s. OKE 1987)

5.2.2.2 Anisotropie-Korrektur

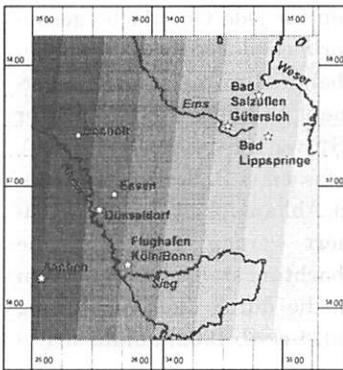
Eine weitere Kalibrierungsprämisse betrifft das Rückstreuverhalten des Reflektors, das bei der Laborkalibrierung der AVHRR-Radiometer als isotrop vorgegeben wurde (RAO 1987). Dabei bedeutet ein 100% isotropes Reflexionsverhalten absolute diffuse Reflexion, während 100% anisotrope (gerichtete) Reflexion ein absolut spiegelndes Reflexionsverhalten beschreibt. Obwohl die meisten natürlichen Oberflächen im solaren Spektralbereich ein eher anisotropes Reflexionsverhalten aufweisen, ist es generell aber der isotropen Reflexion ähnlicher als der rein spiegelnden (QUENZEL *et al.* 1983). Für die Fernerkundung bedeutet ein anisotropes Reflexionsverhalten, daß die reflektierte Strahldichte nicht über alle Raumwinkel gleichmäßig verteilt ist und der Sensor je nach Blickwinkel und Richtungsabhängigkeit der Reflexion, die durch den Grad der Anisotropie des Reflektors bestimmt wird, im Vergleich zur spezifischen Ausstrahlung der Reflexion über den gesamten Halbraum anteilig zu viel oder zu wenig Strahldichte empfängt (BACHMANN & BENDIX 1993).

Zur Korrektur des berechneten Reflexionsfaktors auf die Kalibrierungsprämisse isotroper Reflektor (=gleichverteilte Strahldichte über alle Raumwinkelsegmente) muß daher ein Anisotropiekoeffizient $\Omega(\theta, \theta, \omega_r)$ eingeführt werden (GUTMAN 1988):

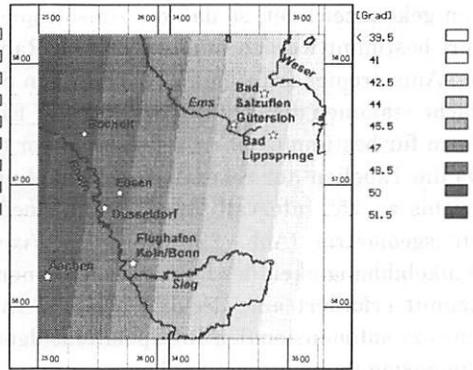
$$\rho^*(\lambda) = \frac{r(\lambda)}{R^2 \cdot \cos(\theta_S) \cdot \Omega(\theta, \theta_S, \omega_r)} \quad (27)$$

Der Anisotropiekoeffizient beschreibt letztlich das Verhältnis von reflektierter Strahlendichte bei isotroper Gleichverteilung und anisotroper Ungleichverteilung über alle Raumwinkel und ist abhängig vom Typ des Reflektors sowie der Beobachtungsgeometrie, die über den Sonnenzenitwinkel θ_S , den Beobachtungszenitwinkel θ und den relativen Azimut ω_r definiert ist. Der relative Azimut kennzeichnet dabei die Differenz aus Sonnen- und Beobachtungsazimut, so daß für die Berechnung des Anisotropiefaktors für jeden Pixel vier Winkel bekannt sein müssen (Abb. 22).

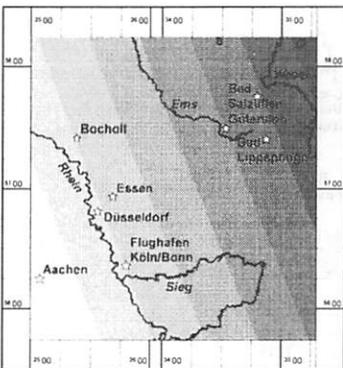
Sonnenzenit



Beobachtungszenit



Sonnenazimut



Beobachtungsazimut

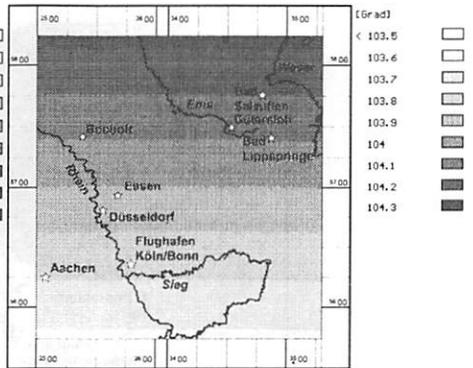


Abb. 22: Beleuchtungs- und Beobachtungsgeometrie für den 11.5.1994, 6:59 UTC, NOAA-12

Beobachtungszenit und -azimut liefert das Orbitalmodell, der Sonnenzenitwinkel berechnet sich nach Gleichung (26) und der Sonnenazimut ergibt sich nach OKE (1987) aus:

$$\begin{aligned} \cos(\omega_S) &= (\sin(\delta_\odot) \cdot \cos(\phi) - \cos(\delta_\odot) \cdot \sin(\phi) \cdot \cos(h)) / \sin(\theta_S); t < 12 \\ &= 360^\circ - (\sin(\delta_\odot) \cdot \cos(\phi) - \cos(\delta_\odot) \cdot \sin(\phi) \cdot \cos(h)) / \sin(\theta_S); t > 12 \end{aligned} \quad (28)$$

mit: ϕ = Geographische Breite des Pixels (Orbitalmodell), δ_\odot = Deklination der Sonne (s. OKE 1987), h = Stundenwinkel der wahren Sonne (s. OKE 1987), t = Lokale Sonnenzeit (s. OKE 1987)

Verschiedene Reflektoren (Boden, Nebel etc.) sind durch spezifische Streufunktionen gekennzeichnet, so daß die Anisotropiekoeffizienten für jede Oberfläche gesondert bestimmt werden müssen. Die im Rahmen der vorliegenden Arbeit verwendeten Anisotropiekoeffizienten für niedrigen Stratus (Nebel) und wolkenfreie Erdoberfläche stammen dabei aus dem Nimbus-7 ERB Experiment und liegen in tabellierter Form für bestimmte Oberflächentypen vor (TAYLOR & STOWE 1984, SAUNDERS 1990). Da die Tabellen nur relativ grobe Winkelintervalle umfassen (z.B. Sonnenzenitwinkel bis zu 25° Intervall), müssen die Koeffizienten in Abhängigkeit der Beobachtungsgeometrie (Abb. 22) für jedes Pixel interpoliert werden (Abb. 23). Die Winkelabhängigkeit des Faktors von Sonnenzenit, Beobachtungszenit und relativem Azimut erfordert eine dreidimensionale Interpolation, die durch die Erweiterung eines zweidimensionalen Interpolationsalgorithmus (PRESS *et al.* 1992) auf die dritte Dimension realisiert werden konnte.

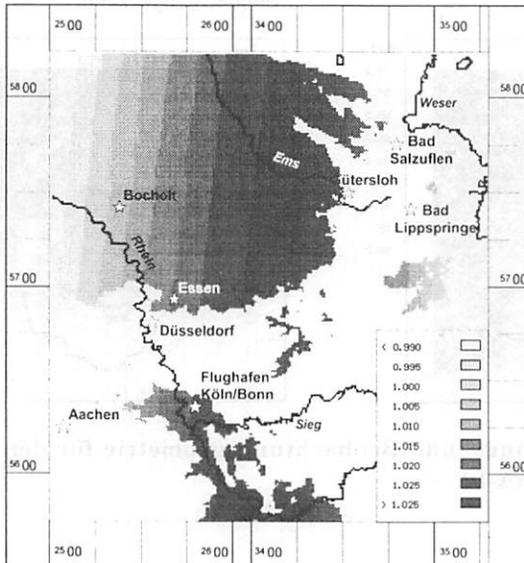


Abb. 23: Anisotropiekoeffizienten für Nebel, 11.5.1994, 6:59 UTC, NOAA-12

5.2.2.3 Atmosphärenkorrektur

Der aus Gleichung (28) resultierende Reflexionsfaktor bezieht sich nicht nur auf die Reflexionseigenschaften des vom Sensor gescannten Ziels, sondern ist zusätzlich durch die optischen Eigenschaften der Atmosphäre entlang des Strahlungspfads Sonne-Pixel-Satellit beeinflusst. Damit repräsentiert der Reflexionsfaktor das Reflexionsvermögen des Systems Erde-Atmosphäre im momentan abgetasteten Raumwinkelsegment (Pixel), bezogen auf die Obergrenze der Atmosphäre. Für die Modifikation des Reflexionsfaktors gegenüber dem tatsächlichen Reflexionsvermögen der abgetasteten Oberfläche zeichnen maßgeblich Streuungs- und Absorptionsprozesse an atmosphärischem Wasserdampf, O₂, O₃, CO₂ und Aerosolteilchen verantwortlich, die die Gesamttransmission der Atmosphäre entlang des Strahlungspfads bestimmen. Um diesen atmosphärischen Einfluß auszuschalten, werden die Bilder des Reflexionsfaktors einer Atmosphärenkorrektur unterzogen. Nach SINGH (1992) ergibt sich die tatsächliche Reflexion ρ an der Nebeloberfläche aus:

$$\rho(\lambda) = \frac{\rho^*(\lambda) - \tau_{gas}(\theta, \theta_S) \cdot \rho_{atm}(\theta, \theta_S, \omega)}{\rho^*(\lambda) \cdot s + \tau_{scat}(\theta, \theta_S) \cdot \tau_{gas}(\theta, \theta_S)} \quad (29)$$

mit: θ = Beobachtungszenit, θ_S = Sonnenzenit, ω = Beobachtungszimut, s = sphärische Albedo

Der Transmissionskoeffizient $\tau_{gas}(\theta, \theta_S)$ beschreibt dabei die Strahlungsabschwächung durch Gasabsorption an H₂O, O₂, O₃, CO₂ und Aerosol entlang des Strahlungspfads Sonne-Pixel-Satellit; der Transmissionskoeffizient $\tau_{scat}(\theta, \theta_S)$ steht für die Strahlungsabschwächung durch Rayleigh- (molekulare) und Mie- (Aerosol-) Streuung entlang des gleichen Strahlungspfad. Insgesamt sind beide Größen eine Funktion der atmosphärischen Konzentration von H₂O, O₂, O₃, CO₂ und Aerosol sowie von Beobachtungs- und Sonnenzenitwinkel.

In den spektralen Fensterbereichen der meisten VIS-Sensoren ist die Abschwächung durch Absorption in der Regel niedriger als durch Streuungsprozesse. In Abhängigkeit der atmosphärischen Bedingungen und der Beobachtungsgeometrie wird ein mehr oder weniger großer Anteil der solaren Einstrahlung direkt aus der Atmosphäre über das aktuell abgetastete Raumwinkelsegment zum Sensor zurückgestreut. Dieser Strahlungsanteil enthält keine Information der abgetasteten Oberfläche und wird über den von Beobachtungszenit, Sonnenzenit und Beobachtungszimut abhängigen Reflexions-Koeffizienten $\rho_{atm}(\theta, \theta_S, \omega)$ bilanziert. Die atmosphärische Reflexion reagiert besonders sensitiv gegenüber hohen Aerosolkonzentrationen und führt mit steigender Intensität zur zunehmenden Unschärfe des Bildsignals.

Die sphärische Albedo (s) beschreibt den Anteil von Photonen, der durch mehrmalige Reflexion zwischen Umgebung und Atmosphäre zur Beleuchtung der abgetasteten Oberfläche und damit ebenfalls zum Satellitensignal beiträgt. Berücksichtigt werden nur Photoneninteraktionen bis zur zweiten Ordnung, da Reflexionen höherer Ordnung den Photonenfluß so abschwächt, daß er vernachlässigbar ist.

In der vorliegenden Arbeit werden alle Koeffizienten mit Hilfe des 5S-Codes von TANRÉ *et al.* (1987 & 1990) berechnet. Bei dem 5S-Code handelt es sich um ein 34-schichtiges Strahlungstransportmodell, mit dessen Hilfe das am Satellitensensor anliegende Reflexionssignal im solaren Spektralbereich (0,25-4 µm) simuliert werden kann und das damit auch die Abschätzung der für die Atmosphärenkorrektur benötigten Parameter erlaubt. Im folgenden sollen die Funktionsweise und die für die Nebelklimatologie notwendigen Anpassungsschritte kurz erläutert werden; eine ausführliche Beschreibung der komplexen Numerik findet sich bei TANRÉ *et al.* (1987).

Der am Sensor anliegende Reflexionsfaktor wird nach dem Modell von TANRÉ *et al.* (1987 & 1990) wie folgt definiert:

$$r(\lambda) = \tau_{gas} \cdot \left[\frac{(\tau_{pix} + \tau_{pix}') \cdot (\tau_{sat} + \tau_{sat}') \cdot \rho^*(\lambda)}{1 - \rho^*(\lambda) \cdot s} + \rho_{atm} \right] \quad (30)$$

mit den Transmissionskoeffizienten τ_{pix} , τ_{pix}' = Strahlungsabschwächung der direkten bzw. diffusen Strahlung durch Streuung entlang des Strahlungspfades Sonne-Pixel und τ_{sat} , τ_{sat}' = Strahlungsabschwächung entlang des Strahlungspfades Pixel-Satellit, die letztlich Bestandteil des Transmissionskoeffizienten $\tau_{scat}(\theta, \theta_s)$ sind.

Um die integrierten Strahlungsflüsse zu verdeutlichen, ist das 5S-Modell in Abbildung 24 schematisch dargestellt.

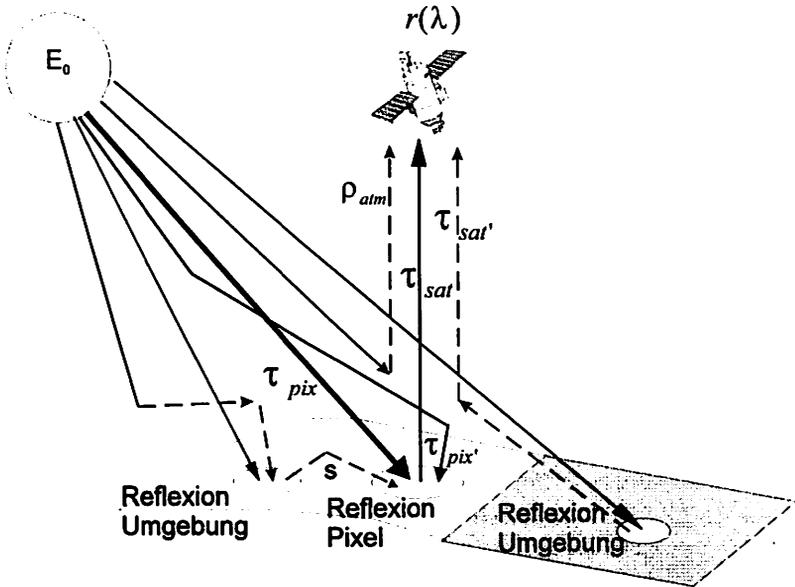


Abb. 24: Beitrag atmosphärischer Effekte zum Satellitensignal (nach TANRÉ *et al.*, 1987 & 1990 sowie SANDMEIER 1995)

Zu unterscheiden sind die Strahlungsflüsse, die das Pixel direkt beleuchten und solche, die indirekt zum Signal am Satelliten beitragen. Das beobachtete Objekt wird überwiegend durch die direkte Einstrahlung und mit reduzierter Intensität durch die diffuse Einstrahlung beleuchtet, die der beschriebenen Abschwächung durch Streuung in der Atmosphäre (τ_{pix} , τ_{pix}) unterliegen. Die zusätzliche Beleuchtung durch Mehrfachreflexionen (sphärische Albedo s) ist dabei bezogen auf ihre Intensität von untergeordneter Bedeutung. Der Sensor erhält nach dem Modell von TANRÉ *et al.* (1987 & 1990) drei unterschiedliche Strahlungsströme.

Primär wird das am Sensor gemessene Reflexionssignal durch die reflektierte Strahldichte des beobachteten Objekts bestimmt. Das Signal wird allerdings durch den oben beschriebenen atmosphärischen Reflexionsanteil (ρ_{atm}) und die anteilige Reflexion von benachbarten Objekten in das aktuell beobachtete Raumwinkelsegment überlagert. Der Strahldichteanteil aus der Umgebung ist dabei unterschiedlich zu handhaben. Wird ein überwiegend homogenes Objekt mit relativ einheitlichem Reflexionsverhalten über alle Pixel gescannt (wie z.B. Nebelfelder), beinhaltet dieser Reflexionsanteil durchaus nutzbare Information und wirkt sich besonders bei schwachen Reflexionsgradienten der umgebenden Pixel kaum störend auf die Bildaufnahme aus. Im Fall von heterogenen, sehr kleingekammerten Oberflächen (z.B. heller Boden neben Wasser) kann es durch das abweichende Reflexionsverhalten der benachbarten Objekte demgegenüber zu einer deutlichen Fehlinformation am Sensor kommen, deren Anteil am Signal im Rahmen der atmosphärischen Korrektur möglichst minimiert werden muß. Es sei darauf hingewiesen, daß auch alle zum Sensor gerichteten direkten und diffusen Strahlungsströme wiederum durch Streuungsprozesse (τ_{sat} , τ_{sat}) entlang des Strahlungsweges Objekt-Satellit abgeschwächt werden.

Zur Berechnung der erforderlichen Parameter in Gleichung (29) erwartet das Modell die in Abbildung 25 dargestellten Eingangsvariablen.

Als erste Information wird die Beobachtungsgeometrie benötigt, die im 5S-Code für die gängigen Satelliten berechnet werden kann. Für die Satelliten der NOAA-Serie wird die Beobachtungsgeometrie innerhalb des Programms nach Eingabe von Datum und Uhrzeit des Satellitenüberfluges, der Spaltenposition innerhalb der Bildmatrix (1-2048) sowie Zeit und geographischer Länge des Äquatorcrossings über ein Orbitalmodell bestimmt. Auch die spektralen Charakteristika der NOAA-Kanäle 1 und 2 (Response Function, Wellenlängenbereich) sind im Code integriert.

Die zentrale Vorgabe der Berechnung ist das verwendete Atmosphärenmodell. Neben der Möglichkeit, Standardprofile (z.B. Midlatitude Winter Atmosphere) zu wählen, kann auch ein eigendefiniertes Vertikalprofil in den Code eingelesen werden. In der vorliegenden Arbeit wird das dem jeweiligen Satellitenüberflug zeitlich am nächsten liegende Profil (0:00 oder 12:00 UTC) aus den Daten der Radiosonde Essen berechnet, indem Druck, Temperatur und Taupunkttemperatur auf die 34 vom 5S-Code benötigten Höhenintervalle (bis 100 km Höhe) angepaßt werden. Bis 25 km werden die Größen für Schichtdicken von 1km, bis 55 km im 5 km Abstand sowie die Niveaus 70 und 100 km berechnet (Tab. 2).

Neben Höhe, Druck und Temperatur verlangt der 5S-Code als Eingabe die absolute Feuchte, die sich aus der Taupunkttemperatur an der Sonde ableitet. Zusätzlich muß ein Ozonprofil der Atmosphäre eingegeben werden, das für die Sonde Essen nicht vorliegt. Aus diesem Grund wird das Ozonprofil der im Code integrierten Mittelbreiten Winteratmosphäre nach McCLATCHY ET. AL. (1971) verwendet.

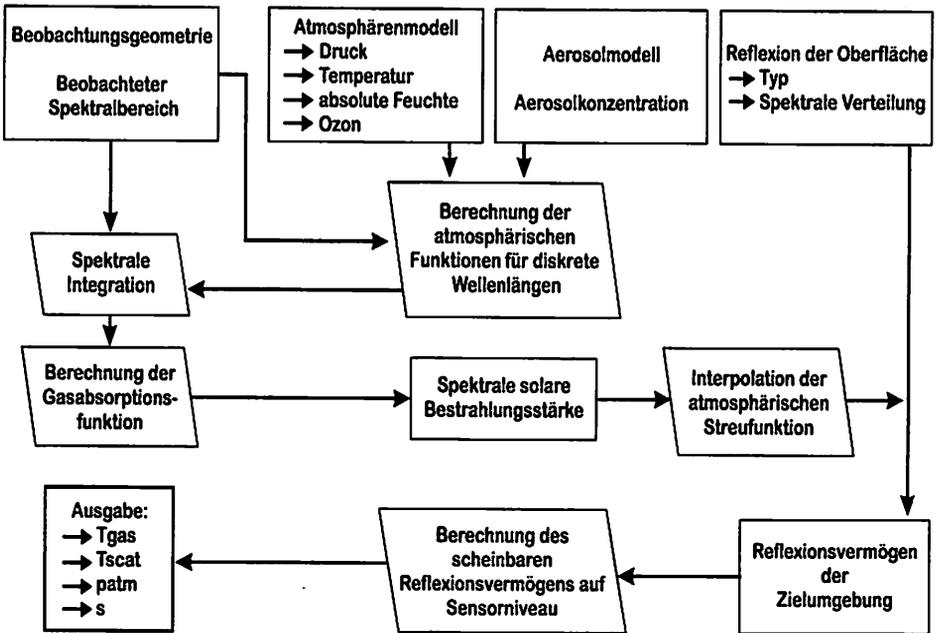


Abb. 25: Ablaufschema des 5S-Codes (nach TANRÉ *et al.* 1987 & 1990)

Datenausfälle, die besonders auf den obersten Niveaus bei Einfrieren des Feuchtesensors oder Platzen des Ballons eintreten, werden ebenfalls durch die Daten der Standardatmosphäre ergänzt. Da die Atmosphärenkorrektur nur für die über dem Nebel liegende Luftsäule durchgeführt werden soll, werden die im Nebel befindlichen Sondenniveaus aus der Berechnung des Vertikalprofils ausgeschlossen.

Eine weitere Inputgröße ist die Aerosolverteilung, für die Konzentration und optische Eigenschaften bekannt sein müssen. Da in der Regel Meßdaten zum Aerosolgehalt nicht verfügbar sind, bietet der 5S-Code verschiedene Aerosolstandards (maritim, kontinental, urban), deren optische Eigenschaften in WMO (1986) definiert sind. Für die vorliegende Arbeit wird das kontinentale Aerosolmodell gewählt, wobei die Aerosolkonzentration im 5S-Code über die optische Dicke des Aerosols abgeschätzt wird. Die Bestimmung der optischen Dicke erfolgt mit Hilfe der horizontalen Sichtweite (basierend auf einem Kontrastschwellenwert von 5%), die während des Programmdurchlaufs eingegeben werden muß. Da für die vorliegende Arbeit die

optische Dicke des Aerosols über dem Nebel interessiert, wird die horizontale Sichtweite einer über dem Nebelmeer befindlichen Höhenstation verwendet. Für NRW ist das die Station Kahler Asten (839 m ü. NN).

Tab. 2: Atmosphärenmodell für den 9.2.1993, Radiosonde Essen 12:00 UTC, Ozon nach Standardatmosphäre Mittelbreiten Winter

Höhenstufe [km]	Druck [hPA]	Temperatur [K]	absolute Feuchte [g/m ³]	Ozon [g/m ³]
0.	990,4	275,5	5,226	0,00006
1.	909,8	280,8	4,978	0,000054
2.	809,1	276,7	2,895	0,000049
3.	706,4	271,7	0,353458336	0,000049
4.	606,5	263,9	0,148430499	0,000049
5.	559,5	260,3	0,267832418	0,000058
6.	490	252,4	0,218318847	0,000065
7.	412,5	243,2	0,072188129	0,000077
8.	358	236,2	0,02673501	0,00009
9.	308	228,2	0,010033592	0,00012
10.	279	222,2	0,006421989	0,00016
11.	250	217	0,003055175	0,00021
12.	196	206,1	0,000653878	0,00026
13.	169	202,4	0,000410156	0,0003
14.	145,8	207	0,000713741	0,00032
15.	112	206,6	0,000374024	0,00034
16.	100	206,4	0,000232719	0,00036
17.	86	208	0,000230929	0,00039
18.	70	205,2	0,000234079	0,00041
19.	65	204,4	0,000234995	0,00043
20.	51,5	207,1	0,000231989	0,00045
21.	48	208,2	0,000230277	0,00043
22.	40	209,3	0,00022955	0,00043
23.	35	209,6	0,000229167	0,00039
24.	29	210	0,00022873	0,00036
25.	23	210,4	0,000228296	0,00034
30.	18	214,2	0,000224315	0,00019
35.	5	227,8	0,00011	0,000092
40.	2	243,2	0,000044	0,000041
45.	1	258,8	0,000019	0,000013
50.	0,7	265,7	0,0000063	0,0000043
55.	0,1	230,7	0,00000014	0,00000086
70.	0,1	210,2	0,000000001	4E-11
100.	0,1	210	1E-11	1E-11

Zur Abschätzung der atmosphärischen Effekte benötigt das Programm als letzte Eingabe die typische Oberflächenalbedo des beobachteten Gebiets und deren spektrales Verhalten über das solare Spektrum. Im Fall von wolkenfreien Szenen wird ein inhomogenes Umfeld gewählt, dessen typische spektrale Albedowerte (Meerwasser, Seewasser, grüne Vegetation, Sand etc.) im 5S-Code enthalten sind. Im Fall einer überwiegend homogenen Oberfläche, wie sie z.B. für Nebelmeere vorliegt, muß der typische Albedowert und dessen Variation über den gewünschten Spektralbereich eingegeben werden. Im Spektralbereich des Kanal 1 AVHRR (0,56-0,68 μm) weist Nebel eine weitgehende Konstanz der spektralen Albedo auf (FEIGELSON 1984), so daß nur ein Albedowert berücksichtigt werden muß. Aus Flugzeugmessungen leitet sich ein typischer Albedowert bei bodennahem Stratus mit mittlerer optischer Dicke = 10 von 61% ab FEIGELSON (1984), der durch Angaben aus KONDRATIEV (1969) bestätigt wird und somit in der vorliegenden Arbeit Verwendung findet.

Da es sich beim 5S-Code um ein interaktives Programm handelt, kann bei einem Programmdurchlauf die Berechnung der notwendigen Parameter nur für jeweils ein Pixel durchgeführt werden; die interaktive Berechnung für eine Matrix von 300x400 Pixeln, wie sie in der vorliegenden Arbeit verwendet wird, ist nicht möglich. Aus diesem Grund werden die Koeffizienten für 20 gleichmäßig über die Bildmatrix verteilte Punkte bestimmt und dann in Abhängigkeit der Beleuchtungsgeometrie mit Hilfe einer zwei- [$\tau_{\text{gas}}(\theta, \theta_s)$, $\tau_{\text{scat}}(\theta, \theta_s)$] bzw. dreidimensionalen Interpolation [$\rho_{\text{atm}}(\theta, \theta_s, \omega)$] für jedes Pixel berechnet. Abbildung 26 zeigt die Koeffizienten für den 3. Februar 1993 in Abhängigkeit des Sonnenzenitwinkels, berechnet für ein Zeile der Gesamtbildmatrix (2048 Pixel) auf der geographischen Breite von Bonn.

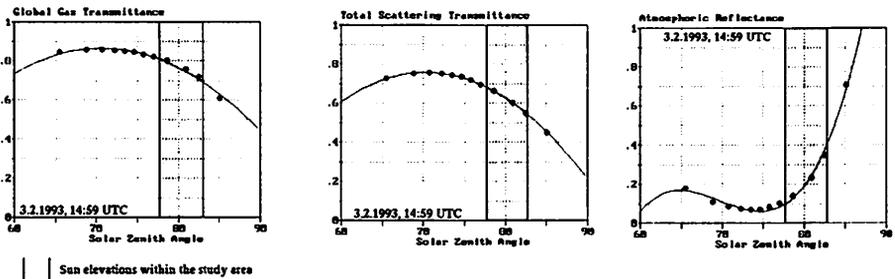


Abb. 26: Koeffizienten τ_{gas} , τ_{scat} und ρ_{atm} in Abhängigkeit von θ_s , 3.2.1993, NOAA-11, 14:59 UTC

Gerade in den Wintermonaten finden sich innerhalb einer Gesamtszene deutliche Beleuchtungsunterschiede, die sich eindeutig auf die Größenordnung der Transmission und der atmosphärischen Reflexion auswirken. Da die Wegstrecke bis zum Pixel mit abnehmender Sonnenhöhe zunimmt, ergibt sich innerhalb des begrenzten Untersuchungsgebiets von NRW, Hessen und Rheinland-Pfalz (schattierter Bereich) eine Abnahme der atmosphärischen Transmission und eine Zunahme der atmo-

sphärischen Reflexion. Es zeigt sich besonders deutlich, daß bei Sonnenhöhen $<5^\circ$ die am Sensor anliegende Bildinformation zu über 70% aus atmosphärischen Strahlungsanteilen besteht, so daß in diesem Bereich eine sinnvolle Auswertung der VIS-Daten kaum mehr möglich ist.

5.2.2.4 Das Strahlungstransfermodell

Während der aus Gleichung (29) resultierende Reflexionsfaktor $\rho(\lambda)$ bei wolkenfreien Bildszenen bereits der spektralen Oberflächenalbedo entspricht, ist diese Größe bei Nebelfeldern durch den Reflexionsanteil der unter dem Nebel liegenden Oberfläche kontaminiert. Die Beeinflussung durch den Untergrund ist im Fall einer optisch transparenten Nebelschicht (z.B. an Nebelrändern) besonders hoch. Um aus der Reflexion an der Nebeloberfläche den Strahlungsanteil des Untergrunds zu eliminieren, muß ein einfaches Strahlungstransfermodell angewendet werden, nach dem sich die spektrale Nebelalbedo $\rho_c(\lambda)$ aus dem spektralen Reflexionsfaktor an der Nebeloberfläche $\rho(\lambda)$ und der spektralen Albedo des Untergrunds $\rho_s(\lambda)$ ergibt (DEDIEU *et al.* 1987):

$$\rho_c(\lambda) = \frac{\rho(\lambda) - \rho_s(\lambda)}{1 + \rho(\lambda) \cdot \rho_s(\lambda) - 2 \cdot \rho_s(\lambda)} \quad (31)$$

Das Modell beschreibt dabei nur die Streuungsprozesse an den in der Wolke enthaltenen Wassertröpfchen; molekulare Absorption und Aerosolstreuung innerhalb der Wolke bleiben unberücksichtigt. Gleichung (31) leitet sich dabei generell aus der Betrachtung der Mehrfachstreuung zwischen Erdoberfläche und Nebelschicht ab; auf die genaue Ableitung soll hier verzichtet werden, da sie ausführlich in DEDIEU *et al.* (1987) beschrieben ist. Prämissen für die Anwendung der Gleichung sind das isotrope Verhalten von Nebel und Untergrund, das im vorliegenden Fall durch die Anwendung von Gleichung (22) gewährleistet wird und ein weitgehend konstantes Reflexionsverhalten über den betrachteten Spektralbereich (FEIGELSON 1984).

Die Anwendung von Gleichung (31) auf Bilder der Nebeloberflächen-Reflexion erfordert nun die Kenntnis der spektralen Albedo des Untergrunds für jedes nebelbedeckte Pixel. Da diese Information aufgrund der Wolkenbedeckung des beobachteten Pixels nicht verfügbar ist, wird in verschiedenen Studien das dem bewölkten Pixel am nächsten gelegene wolkenfreie Pixel, umgerechnet in die spektrale Oberflächenalbedo, herangezogen (z.B. KRIEBEL 1989). Bei ausgedehnten Nebelmeeren ist diese Vorgehensweise aber kaum sinnvoll, da das nächste nebelfreie Pixel häufig über 50 km weit entfernt ist. Aus diesem Grund wurde eine wolkenfreie NOAA-Szene über die Gleichungen (23) bis (29) in die resultierende Oberflächenalbedo umgerechnet, aus der dann im weiteren Verfahren für jedes potentielle Nebelpixel anderer Szenen die zugehörige Albedo des Untergrundes extrahiert werden kann. Zur Berechnung der spektralen Oberflächenalbedo wurde die wolkenfreie Szene vom 5. Februar 1990 herangezogen (NOAA-11, 14:23 UTC), die in Abbildung 27 dargestellt ist.

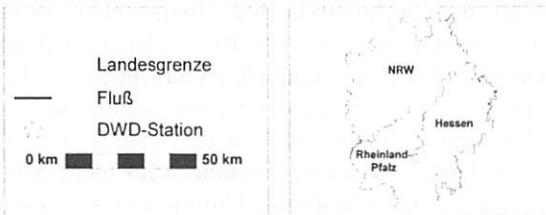
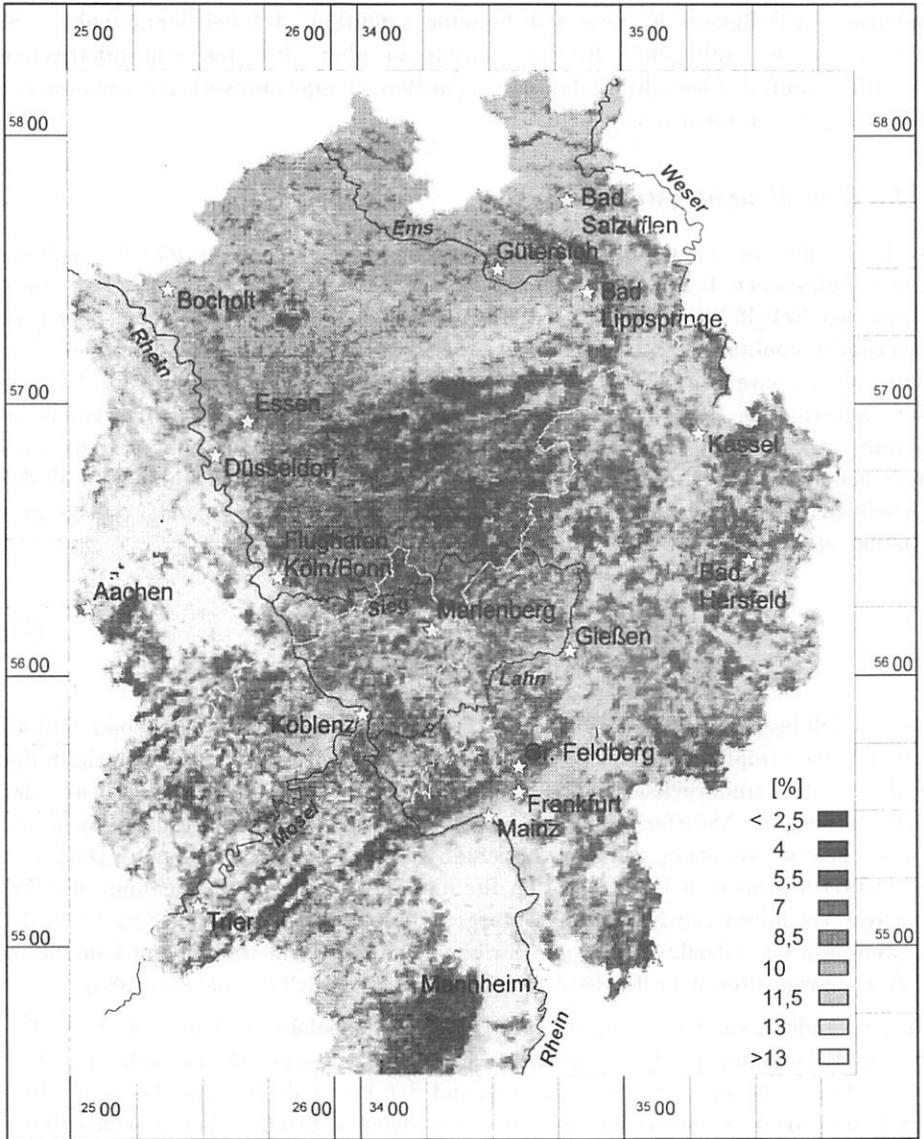


Abb. 27: Spektrale Oberflächenalbedo ($0,56-0,68 \mu\text{m}$) im Untersuchungsgebiet (5.2.1990, NOAA-11, 14:23 UTC)

Grundsätzlich ist im Albedobild vom 5. Februar eine klare Differenzierung aufgrund der Landnutzung abzulesen. Besonders hohe Albedowerte bis zu maximal 19% finden sich im Bereich der Verdichtungsräume (z.B. Kölner Bucht, Oberrheinische Tiefebene), wo besonders vegetationsfreie Ackerflächen wie auch bebaute Gebiete zur höheren Reflexion beitragen. Im Bereich mittlerer Albedowerte (7-12%) liegen z.B. die ausgedehnten Grünlandflächen der Westfälischen Bucht, während die Waldflächen (besonders Nadelwald) der Hochlagen (z.B. Teutoburger Wald) grundsätzlich niedrige Albedowerte <8% aufweisen. Alle berechneten Werte stimmen dabei größenordnungsmäßig mit den publizierten Werten der spektralen Albedo (0,6-0,65 µm) von KONDRATIEV (1969) überein.

5.2.3 Sensitivitätstests zur Albedoberechnung

Zur Sensitivitätsabschätzung der Albedoberechnung gegenüber den durchgeführten radiometrischen Korrekturen wurden sechs Bilder der Nebelperiode aus dem Februar 1993 spezifischen Tests unterzogen.

Die Sensitivität des Algorithmus gegenüber der Anisotropiekorrektur zeigt der Vergleich von Bildern der Nebelalbedo, die sowohl unter Einbezug der Anisotropiekorrektur als auch ohne Anisotropiekorrektur berechnet wurden. Tabelle 3 verdeutlicht, daß in 90% aller Fälle (Nebelpixel) die Abweichung zwischen den unterschiedlich errechneten Bildern $\leq \pm 5\%$ Albedo beträgt. Dabei entspricht der Anteil der Nebelpixel, dessen Albedo ohne Anisotropiekorrektur bis zu 5% unterschätzt wird, in etwa dem Pixelanteil, dessen Nebelalbedo bis zu 5% überschätzt wird. Nur für wenige Pixel ergibt sich eine größere Abweichung bis zu 0% Albedo. Abweichungen >10% kommen so gut wie nicht vor.

Tab. 3: Differenz zwischen Nebelalbedo berechnet mit und ohne Anisotropiekorrektur (6 Bilder, 252912 Nebelpixel)

Differenz der spektralen Nebelalbedo [%]	Häufigkeit [%]
-5 bis 0	45.5
>0 bis 5	44.8
>5 bis 10	9.3
>10	0.7

Der zweite Sensitivitätstest bezieht sich auf den Einfluß der atmosphärischen Korrektur gegenüber der Albedoberechnung. Zu diesem Zweck wird für alle Bilder die Berechnung der Nebelalbedo sowohl mit als auch ohne Atmosphärenkorrektur durchgeführt und für jedes Nebelpixel die Differenz zwischen den beiden Albedobildern (mit Korrektur - ohne Korrektur) bestimmt. Die statistische Auswertung der Differenzen deutet auf eine größere Bedeutung dieses Rechenschritts gegenüber der

Anisotropiekorrektur hin (Abb. 28). Die Nebelalbedo wird bei der Vernachlässigung der atmosphärischen Korrektur generell unterschätzt, wobei der Modalwert bei einer Unterschätzung von 20-25% Albedo liegt. Damit wird deutlich, daß die quantitative Auswertung der Satellitendaten besonders bei sehr niedrigen Sonnenhöhen ohne vorgeschaltete Atmosphärenkorrektur nur mit großer Ungenauigkeit möglich ist.

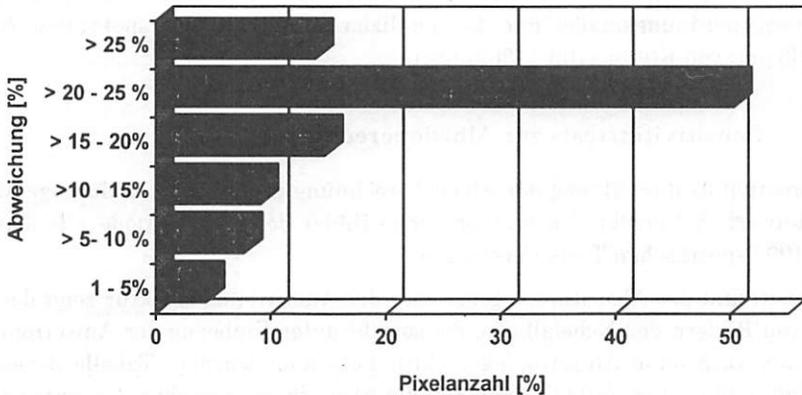


Abb. 28: Differenz zwischen Nebelalbedo berechnet mit und ohne Atmosphärenkorrektur (6 Bilder, 252912 Nebelpixel)

Zusätzlich wurde in einem weiteren Schritt untersucht, ob die Atmosphärenkorrektur für begrenzte Bildausschnitte vereinfacht werden kann, da der 5S-Code aufgrund der beschriebenen interaktiven Arbeitsweise für operationelle Anwendungen oder Auswertungen sehr großer Bildzeitreihen wenig geeignet ist. Es gilt zu prüfen, ob die notwendigen Arbeitsschritte (1) Berechnung der Korrektur-Parameter für ausgewählte Pixel und (2) winkelabhängige Interpolation der Parameter für jeden nebelbedeckten Pixel durch die Anwendung nur eines Parametersatzes ($\tau_{\text{gas}}, \tau_{\text{scat}}, \rho_{\text{atm}}, s$) bezogen auf den Mittelpunkt des Bildausschnitts ersetzbar sind. Aus diesem Grund wurde die Nebelalbedo für alle Bilder sowohl mit vollständiger Atmosphärenkorrektur als auch mit Atmosphärenkorrektur basierend auf nur einem Parametersatz berechnet und die Albedodifferenzen miteinander verglichen (Abb. 29). Es zeigt sich, daß für eine erste Abschätzung der Nebelalbedo auch bei niedrigen Sonnenhöhen (zwischen 7° und 12°) tatsächlich ein einfacher Parametersatz ausreicht. In etwa 89% aller betrachteten Nebelpixel liegt die Differenz unter $\pm 2,5\%$ Nebelalbedo. Im operationellen Betrieb ist eine solche Vereinfachung der Atmosphärenkorrektur also durchaus denkbar, für die vorliegende Arbeit wird aber in allen Fällen die vollständige Atmosphärenkorrektur bevorzugt.

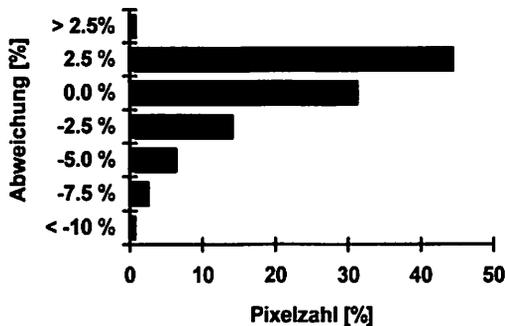


Abb. 29: Differenz zwischen Nebelalbedo berechnet mit Atmosphärenkorrektur basierend auf polynomischer Interpolation und Atmosphärenkorrektur mit einfachem Parametersatz (6 Bilder; 252912 Nebelpixel)

5.2.4 Validierung des entwickelten Berechnungsverfahrens

Die Validierung des vorgestellten Algorithmus wird für zwei aufeinanderfolgende Nebeltage der Nebelperiode vom Februar 1993 vorgenommen, an denen die Transmissometerstandorte entlang der A4 ebenfalls Bodennebel verzeichnen (Abb. 10 und 30). Bei den verwendeten Bildern handelt es sich um die jeweiligen NOAA-11 Mittagüberflüge der beiden Tage, da die NOAA-12 Morgenüberflüge für eine quantitative Auswertung der Bilder aus dem sichtbaren Spektralbereich nicht ausreichend beleuchtet sind.

Zum Mittagszeitpunkt befindet sich das Nebelmeer bereits in Auflösung. Die Nebelfelder im Rheintal, die in den zugehörigen Morgenbildern noch vorhanden sind, haben sich bereits aufgelöst und die Teststrecke entlang der A4 liegt somit im Randgebiet der Restnebelfläche, die die Kölner Bucht bedeckt (Abb. 30). Generell ist die Nebeldichte (optische Dicke) und der Flüssigwasserweg im Nebel am 3. Februar größer, als am 4. Februar. Ein interessantes Phänomen ist weiterhin die bevorzugte Nebelauflösung im Bereich des Ruhrgebiets, die in beiden Bildern zu erkennen ist und, wie auch für andere Verdichtungsräume festgestellt wurde (z.B. Mailand: BENDIX 1993a, München: SACHWEH & KOEPKE 1995), auf einen Wärmeinseleffekt hinweist. Zusätzlich kann der durch Luftverschmutzung kontaminierte Nebel (vor allem Staub) zu einer Erhöhung der Strahlungsabsorption in der Nebelschicht führen und damit zur bevorzugten Nebelauflösung beitragen.

Da weder Meßdaten der optischen Dicke noch des Flüssigwasserwegs verfügbar sind, muß die Validierung der berechneten Karten (Abb. 30) mit Hilfe der an den Transmissometerstandorten parallel zum Satellitenüberflug gemessenen Sichtweite durchgeführt werden.

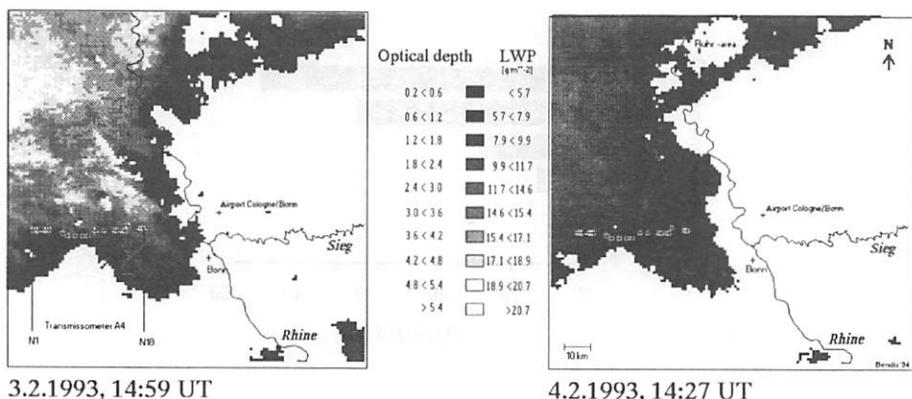


Abb. 30: Optische Dicke und Flüssigwasserweg für zwei Nebelereignisse der Nebelperiode Februar 1993 (NOAA-11)

5.2.4.1 Bestimmung von Nebelextinktion, horizontaler Sichtweite und Flüssigwassergehalt (LWC)

Um die berechnete optische Dicke direkt mit den am Boden gemessenen horizontalen Sichtweiten (VIS_0) vergleichen zu können, müssen die optischen Dicken in die resultierende Sichtweite (VIS_c) konvertiert werden. Grundlage der Umrechnung von optischer Dicke in Sichtweite bildet dabei die Beziehung von Extinktion und horizontaler Sichtweite im Nebel, die wiederum über das KOSCHMIEDER'SCHE Gesetz definiert ist (WEBER 1975):

$$VIS_c = \frac{1}{\beta_{ext}} \cdot \ln \frac{1}{\epsilon_c} \quad (32)$$

mit: ϵ_c Kontrastschwellenwert von 5%, der auch für die Kalibrierung der Transmissometer Verwendung findet (WEBER 1975).

Zusätzlich ergibt sich bei homogenem Tropfenspektrum im Nebel eine lineare Beziehung zwischen Extinktion und Flüssigwassergehalt im Spektralbereich von AVHRR-Kanal 1 (PINNICK *et al.* 1979, DUBINSKY *et al.* 1985), die für die Validierung des berechneten Flüssigwasserwegs von Bedeutung ist. Nach HUNT (1973) kann die Extinktion (β_{ext}) aus der optischen Dicke unter Kenntnis der geometrischen Dicke der Nebelschicht (dz) wie folgt berechnet werden:

$$\beta_{ext} = \frac{\delta}{dz} \quad (33)$$

Dabei wird die Dicke einer Bodennebelschicht über die Differenz aus der Stationshöhe (oder Geländehöhe des Pixels) und der Nebelobergrenze, deren Höhenlage mit einer Unsicherheit von maximal ± 50 m aus der Untergrenze der den Nebel begrenzenden Inversion (IUG) abgeleitet werden kann (BACHMANN & BENDIX 1993, BENDIX & BACHMANN 1993), für jedes einen Transmissometerstandort repräsentierendes Pixel berechnet. Die Inversionsuntergrenze wird dabei aus den verfügbaren Daten der Radiosonde Essen abgeleitet. Der nach Gleichung (17) aus der optischen Dicke abgeleitete Flüssigwasserweg (LWP) wird dann analog zu (33) nach Gleichung (19) über die geometrische Nebeldicke in den zugehörigen Flüssigwassergehalt (LWC_c) umgerechnet. Zur Validierung des berechneten Flüssigwasserwegs (LWP) über den berechneten Flüssigwassergehalt (LWC_c) wird die an den Transmissometern gemessene Sichtweite (VIS_o) wiederum nach dem KOSCHMIEDER'SCHEN Gesetz (KOSCHMIEDER 1924) in den resultierenden Flüssigwassergehalt der Beobachtung (LWC_o) konvertiert (s. auch Abb. 10):

$$LWC_o = \frac{2,608 \cdot r}{VIS_o} \quad (34)$$

mit einem mittleren Tropfenradius (r) von $5 \mu\text{m}$, der als typischer Wert für Nebel in Westdeutschland (Meppen) meßtechnisch erfaßt wurde (CHOULARTON *et al.* 1981).

5.2.4.2 *Ergebnisse der Validierung*

In Tabelle 4 sind die Berechnungsergebnisse für die zwei Validierungstage aufgezeigt und Abbildung 31 zeigt die zugehörigen Regressionsgeraden.

Grundlegend zeigt sich eine gute Übereinstimmung von beobachteter (VIS_o) und berechneter (VIS_c) Sichtweite sowie beobachtetem (LWC_o) und berechnetem (LWC_c) Flüssigwassergehalt. Die mittleren Abweichungen zwischen berechnetem und beobachtetem Wert betragen für die horizontale Sichtweite 56 m und für den Flüssigwassergehalt $0,025 \text{ g m}^{-3}$. Eine Varianzerklärung von 82% (Sichtweite) bzw. 56% (Flüssigwasserweg) weist auf die hohe Signifikanz des im Rahmen der Arbeit entwickelten Berechnungsverfahrens hin. Gleichwohl muß die Ursache der in der Regressionsfunktion auftretenden Ausreißer genauer betrachtet werden. An zwei Punkten (a = Transmissometer N16, 3.2.93 und b = Transmissometer N10, 4.2.93, s. Abb. 10) wird eine deutlich zu niedrige Sichtweite berechnet. Dieser Effekt ist möglicherweise auf die typische Tagesdynamik von Nebel zurückzuführen. Im Laufe des Tages kommt es am Boden häufig zu verbesserten Sichtweiten im Nebel, wenn der Nebel durch den mit zunehmender Einstrahlung forcierten Strahlungsumsatz an der Erdoberfläche und der daraus resultierenden konvektiven Turbulenz von der Unterlage her aufgelöst wird oder sich vom Boden abhebt (OLIVER *et al.* 1978, WEINGÄRTNER 1989).

Tab. 4: Berechnung von horizontaler Sichtweite (VIS_c) und Flüssigwassergehalt (LWC_c) aus optischer und geometrischer Dicke des Nebels und Flüssigwasserweg ($IUG =$ Inversionsuntergrenze, Radiosonde Essen 12:00 UTC)

Station	Höhe [km]	IUG [km]	Δz [km]	δ	LWP [g m ⁻²]	$\beta_{(ext)}$ [km ⁻¹]	LWC_c [g m ⁻³]	LWC_o [g m ⁻³]	VIS_c [m]	VIS_o [m]
3.2.93										
N2	0,200	0,302	0,102	2,31	11,48	22,65	0,113	0,077	132	170
N2a	0,205	0,302	0,097	2,51	12,10	25,88	0,125	0,073	116	180
N3	0,170	0,302	0,097	2,02	10,59	20,82	0,109	0,069	143	190
N5	0,125	0,302	0,177	2,42	11,83	13,67	0,067	0,082	219	160
N6	0,123	0,302	0,179	2,30	11,46	12,85	0,064	0,062	233	210
N8	0,119	0,302	0,183	2,36	11,65	12,90	0,064	0,130	232	100
N11	0,098	0,302	0,209	2,21	11,18	10,57	0,053	0,054	284	240
N14	0,075	0,302	0,227	3,53	15,17	15,55	0,067	0,119	193	110
N15	0,114	0,302	0,188	3,57	15,29	18,99	0,081	0,119	158	110
N16	0,150	0,302	0,152	4,22	17,20	27,76	0,113	0,130	108	100
N17	0,063	0,302	0,239	2,97	13,50	12,43	0,057	0,028	241	470
Ddf	0,037	0,302	0,265	1,73	9,67	6,53	0,037	0,029	459	450
Boch	0,021	0,302	0,281	5,00	19,49	17,79	0,069	0,087	168	150
4.2.93										
N1	0,180	0,255	0,075	1,87	10,12	24,93	0,135	0,109	120	120
N2	0,200	0,255	0,055	2,14	10,96	38,90	0,199	0,163	77	80
N3	0,170	0,255	0,085	2,45	11,92	29,40	0,140	0,130	102	100
N5	0,125	0,255	0,130	1,27	8,15	9,80	0,063	0,034	306	380
N6	0,123	0,255	0,132	1,91	10,23	14,47	0,078	0,054	207	240
N7	0,110	0,255	0,145	2,40	11,75	16,55	0,081	0,101	181	129
N8	0,119	0,255	0,136	1,50	8,91	11,03	0,066	0,047	271	280
N9	0,115	0,255	0,140	1,64	9,38	11,71	0,067	0,051	256	255
N10	0,108	0,255	0,147	1,68	9,50	11,43	0,065	0,022	262	600
N11	0,093	0,255	0,162	0,78	6,30	4,82	0,039	0,021	621	610
N12	0,085	0,255	0,170	0,83	6,60	4,88	0,039	0,023	614	560
N14	0,075	0,255	0,180	0,94	6,98	5,22	0,039	0,022	574	600
N15	0,114	0,255	0,141	1,22	7,98	8,65	0,057	0,100	346	130
N16	0,150	0,255	0,105	1,07	7,45	10,19	0,071	0,042	294	310
N17	0,063	0,255	0,192	0,58	5,58	5,52	0,029	0,020	543	640
N18	0,060	0,255	0,195	1,06	7,41	5,44	0,038	0,025	551	520
Ddf	0,037	0,255	0,218	0,66	5,90	3,02	0,027	0,013	992	1000
Han	0,056	0,255	0,199	3,02	13,65	15,15	0,069	0,065	197	200

Zu Beginn der Nebelauflösung setzt sich der Trend des reduzierten Flüssigwassergehalts nicht über das gesamte Vertikalprofil der Nebelschicht fort, sondern ist auf die unteren Meter der Nebelschicht begrenzt, so daß der Satellit weiterhin ein Nebelmeer mit großer optischer Dicke beobachtet.

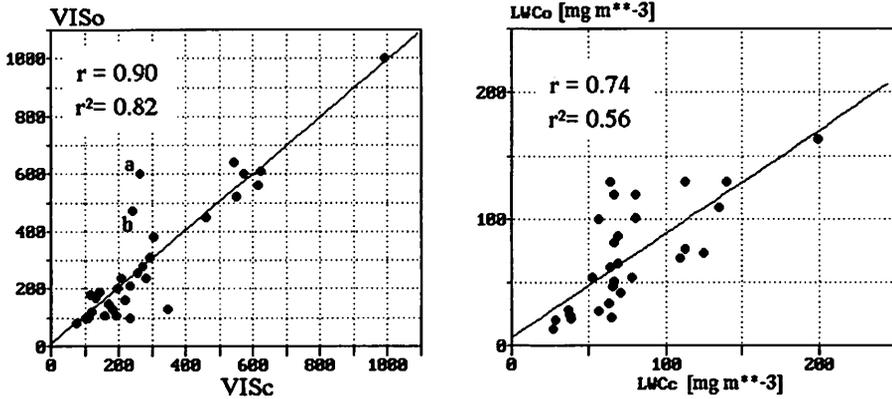


Abb. 31: Validierung des entwickelten Berechnungsverfahrens am Beispiel von Sichtweite und Flüssigwassergehalt, 3. und 4. Februar 1993.

Das schlechtere Korrelationsergebnis beim Flüssigwassergehalt resultiert auf der Annahme einer mittleren Nebeltropfengröße von $5 \mu\text{m}$, da in natürlichen Nebeln die mittlere Tropfengröße in der Regel in Abhängigkeit des Entwicklungsstadiums zwischen 4 und $10 \mu\text{m}$ variiert (CHOULARTON *et al.* 1981), wohingegen die Tropfenverteilung im Nebel kaum Einfluß auf die Beziehung zwischen Extinktion und Sichtweite hat (PINNICK *et al.* 1979). In der Verteilung ist die Abweichung zwischen berechneter und beobachteter Sichtweite in 65% aller Fälle sogar kleiner ± 50 m und in 90% aller Fälle liegt sie unter ± 100 m. Damit liegt die Genauigkeit der Sichtweiteberechnungen im Rahmen der normalerweise im 100 m Intervall angegebenen Beobachtungswerte an den SYNOP-Stationen.

Neben den beschriebenen Faktoren können auch weitere Unsicherheiten für Abweichungen zwischen gemessenen und beobachteten Werten verantwortlich sein:

- ▶ Ungenaue Kalibrierung der Sensoren (Degradierung) und Ungenauigkeiten bei den radiometrischen Korrekturen
- ▶ Der Vergleich von Punktdaten (Transmissometer) und integralen Pixelwerten ($1,1 \text{ km}^2$) auch unter Berücksichtigung eines möglichen Pixelversatzes von ± 1 Pixel aus der Geokorrektur
- ▶ Regionale Variationen der Nebelhöhe, die in Tabelle 4 nicht erfaßt sind

5.2.4.3 Beschränkung der Sichtweiteberechnung und die Möglichkeit der Trennung von Boden- und Hochnebel in NOAA-AVHRR Daten

Die hauptsächliche Beschränkung der Validierungsrechnungen bezieht sich auf Gleichung (34), die streng genommen nur bei höhenkonstantem Extinktionsverhalten über das gesamte Vertikalprofil einer Nebelschicht Gültigkeit hat.

Die Überprüfung der Sensitivität dieser Gleichung ist über die Qualitätseinschätzung der Validierung hinaus deswegen von Bedeutung, als daß bei bekannter optischer und geometrischer Dicke der Nebelschicht für jedes Pixel nach Gleichung (32) und (33) die horizontale Sichtweite berechnet werden kann und somit eine Unterscheidung zwischen Hochnebel und Bodennebel grundlegend möglich erscheint. Aus diesem Grund wurden für das Rheintal bei Bonn zwei spezielle Situationen (15.12.1994, abgehobener Bodennebel und 24.12.1994, Hochnebel) ausgewählt, die eine Überprüfung dieser Möglichkeit erlauben. Dabei wird die geometrische Nebeldicke generell als Differenz von Stationshöhe (DGM) und der gemessenen Nebelobergrenze (SODAR) berechnet, da aus dem Blickwinkel des Satelliten von einer am Boden aufliegenden Nebelschicht ausgegangen werden muß. Mit Hilfe der aus den NOAA-Daten berechneten optischen Dicke für den Pixel des SODAR-Standes wird dann über Gleichung (32) und (33) die resultierende Sichtweite bestimmt und diese mit den tatsächlichen Verhältnissen im Rheintal verglichen. Wenn Gleichung (33) unabhängig von der vertikalen Verteilung des Extinktionskoeffizienten wäre, müßte im Fall von nicht am Boden aufliegendem Nebel eine Sichtweite >1 km berechnet werden und somit eine klare Trennung von Boden- und Hochnebel möglich sein.

Die Ergebnisse dieser Untersuchung, die an dieser Stelle nicht präsentiert werden (Ergebnisse s. BENDIX 1995c), zeigen aber, daß die vertikale Nebelstruktur die Berechnungen der Sichtweite und des Flüssigwassergehalts nachhaltig beeinflusst. Vertikale Meßprofile im Boden- und Hochnebel, die für zwei Nebelereignisse aus dem Raum Nürnberg vorliegen, verdeutlichen das Problem (Abb. 32, PINNICK *et al.* 1978). Für das unterste Niveau des Bodennebels, der insgesamt eine geometrische Dicke von 160 m aufweist, ergibt sich nach Gleichung (32) eine horizontale Sichtweite von 100 m. Rechnet man nun das Extinktionsprofil auf die optische Dicke der Nebelschicht, wie sie am Satelliten gesehen wird (Gleichung (16)), um, erhält man einen Wert von 12,24, der eingesetzt in Gleichungen (32) und (33) eine Sichtweite von 39 m ergibt und somit die für das Bodenniveau berechnete Sichtweite um 61 m unterschätzt. Eine wesentlich extremere Situation zeigt der Hochnebel, der durch eine Sichtweite von 3 km am Boden und dichten Nebel zwischen 60 und 140 m gekennzeichnet ist. Bei einer maximal angenommenen Schichtdicke des Nebelfelds von 140 m berechnet sich eine optische Dicke von 2,52 und eine resultierende Sichtweite von 160 m (Satellit), die sich nicht auf das Bodenniveau sondern die optisch dichte Obergrenze der Hochnebeldecke bezieht.

Damit wird deutlich, daß bei den Validierungsrechnungen nur dann eine gute Übereinstimmung von berechnetem und beobachtetem Wert zu erwarten ist, wenn es sich um eine am Boden aufliegende Nebelschicht mit einem einigermaßen homogenen Extinktionsprofil handelt. Allerdings sind natürliche Nebel häufig durch eine thermisch bedingte Zone geringerer Extinktion im Bodenniveau gekennzeichnet, so daß Ausreißer, an denen die berechnete Sichtweite die tatsächlich beobachtete stark unterschätzt, nicht eine Ungenauigkeit des Berechnungsalgorithmus zur optischen Dicke anzeigen, sondern eindeutig durch ein inhomogenes Extinktionsprofil erklärt werden müssen, das im Fall von Gleichung (33) eben nicht berücksichtigt wird.

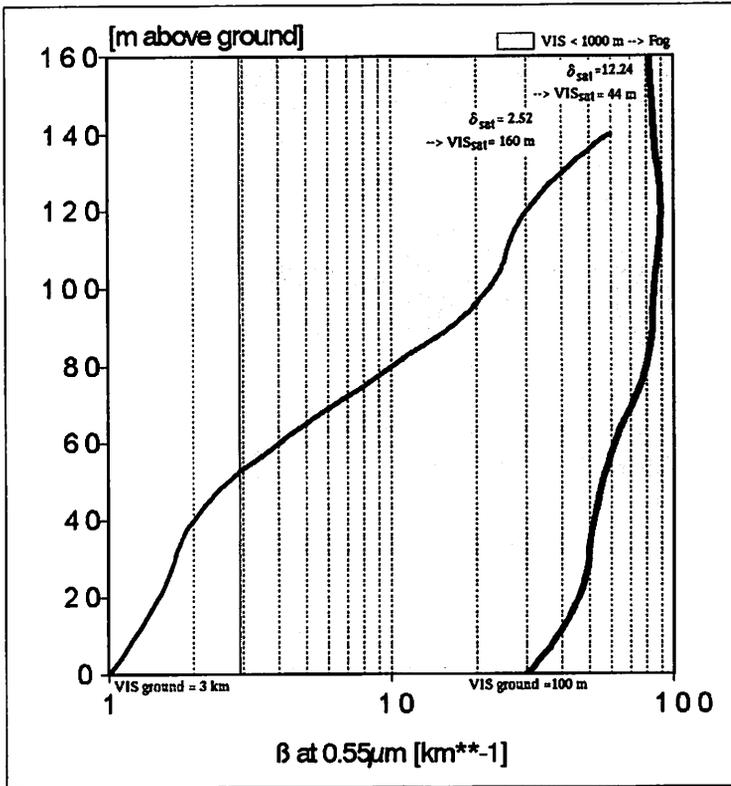


Abb. 32: Vertikale Extinktionsprofile im Nebel von Nürnberg (Daten aus PINNICK *et al.* 1978)

Für eine mögliche Trennung von Boden- und Hochnebel mit Hilfe der aus Satellitendaten abgeleiteten optischen Dicke und den Gleichungen (32) und (33) bedeutet dies, daß im Fall von berechneten Sichtweiten < 1 km nicht auf Bodennebel geschlossen werden kann, andererseits aber bei einer berechneten Sichtweite von > 1 km definitiv kein Bodennebel vorliegt.

Somit stellt der entwickelte Algorithmus zur Berechnung der Nebelalbedo und des Flüssigwasserwegs ein gutes Werkzeug für die in dieser Arbeit vorliegende luft-hygienische Fragestellung dar; für angewandte Fragestellungen aus dem Verkehrsbereich wie z.B. der operationellen Erstellung von Sichtweitekarten müßte letztlich das Vertikalprofil des Extinktionskoeffizienten im Nebel bekannt sein.

6. Modellierung der Durchlüftungsbedingungen für NRW

Um die lufthygienische Situation in NRW bei Inversionswetterlagen abschätzen zu können, ist besonders die Kenntnis des Windfelds in der durchmischten Grundschicht notwendig, das den Luftdurchsatz und den horizontalen Austausch von Luftschadstoffen bestimmt. Für NRW liegt lediglich eine flächendeckende Karte der Häufigkeit von Windgeschwindigkeiten $< 1,5 \text{ m s}^{-1}$ (1:100000) vor, die auf der Basis von interpolierten Stationsmessungen bezogen auf eine Meßhöhe von 10 Meter erstellt wurde (MURL 1989). Das damit beschriebene Defizit in der flächendeckenden Regionalkennntnis über die Ventilation der durchmischten Grundschicht in NRW resultiert hauptsächlich aus dem eingeschränkten Kollektiv von Windmessungen. Zur räumlich hochauflösenden Erfassung des Grundschichtwindfelds werden daher heute zunehmend mesoskalige Strömungsmodelle eingesetzt (z.B. ADRIAN 1987), die auch häufig die Grundlage zur Simualtion der Schadstoffausbreitung bilden (TANGERMANN-DLUGI 1981).

6.1 Grundsätzliche Bemerkungen zu mesoskaligen Strömungsmodellen

Mesoskalige Modelle stehen in der Systematik zwischen den Zirkulationsmodellen der Makroskala und den mikroskaligen Modellen (z.B. Turbulenzmodelle) und beschreiben im allgemeinen atmosphärische Vorgänge im Bereich der Meso- β -Scale und der Meso- γ -Scale mit einer räumlichen Auflösung zwischen 250 km und 2,5 km. Das Gleichungssystem mesoskaliger Modelle orientiert sich grundlegend an makroskaligen Zirkulationsmodellen (Bewegungsgleichungen, Gasgleichung, Kontinuitätsgleichung, 1. Hauptsatz der Thermodynamik), wird aber für den mesoskaligen Ansatz deutlich erweitert, um die besondere Strömungssituation in der Grenzschicht in Abhängigkeit der topographischen Einflüsse simulieren zu können.

Grundsätzlich sind zwei Typen mesoskaliger Modelle, nämlich nicht-hydrostatische und hydrostatische Ansätze, mit ihren spezifischen Vor- und Nachteilen zu unterscheiden. Ob ein Modell hydrostatisch oder nicht-hydrostatisch aufgebaut ist, entscheidet vor allem die Berechnungsart der mesoskaligen Druckabweichungen und der vertikalen Windkomponente (w) (Tab. 5). Einen grundlegenden Überblick zur Problematik und Numerik mesoskaliger Strömungsmodelle gibt ETLING (1981); im folgenden sollen nur kurz Möglichkeiten und Grenzen hydrostatischer Modelle im Vergleich zur nicht-hydrostatischen Approximation aufgezeigt werden.

Bei den **nicht-hydrostatischen** Modellen wird der Luftdruck als dynamische Größe behandelt, der aus dem vorhandenen Strömungsfeld resultiert. Er errechnet sich aus der Druckgleichung, die wiederum eine Funktion der horizontalen (u, v) und vertikalen Komponenten (w) des Windfelds und der mesoskaligen Temperaturabweichung (θ) ist. Damit wird zur Lösung der nicht-hydrostatischen Approximation die dritte Bewegungsgleichung für die Vertikalbewegung (w) benötigt. Die Druckgleichung tritt dabei an die Stelle der Kontinuitätsgleichung.

Tab. 5: Grundlegende Modellgleichungen für hydrostatische und nicht-hydrostatische Mesoscale-Modelle (nach ETLING 1981)

Parameter / Modelltyp	Nicht-hydrostatisch	hydrostatisch
Horizontale Windkomponente v	Bewegungsgleichung	Bewegungsgleichung
Horizontale Windkomponente u	Bewegungsgleichung	Bewegungsgleichung
Vertikale Windkomponente w	Bewegungsgleichung	Kontinuitätsgleichung
Mesoskaliger Druckanteil	Dynamische Druckgleichung	Statische Grundgleichung
Modellhöhe	-	Gleichung zur Modellobergrenze
Temperaturabweichung	1.Hauptsatz der Thermodynamik	1.Hauptsatz der Thermodynamik

In hydrostatischen Modellen wird der Luftdruck eines Gitterelements demgegenüber aus der statischen Grundgleichung abgeleitet, die sich bei der Annahme von Beschleunigungs- und Reibungsfreiheit aus der Bewegungsgleichung für die Vertikalbewegung (w) ergibt. Damit fällt bei der hydrostatischen Modellvariante die dritte Bewegungsgleichung für die vertikale Windkomponente weg, so daß die Vertikalbewegung im Modell durch die Kontinuitätsgleichung erhalten werden muß.

Der große Nachteil nicht-hydrostatischer Modelle ist die Verwendung der dynamischen Druckgleichung, die für jeden Zeitschritt verbunden mit hohem Rechenaufwand besonders bei der dreidimensionalen Modellierung numerisch gelöst werden muß (ETLING 1981). Die wesentlich einfachere Numerik bei Verwendung der statischen Druckgleichung führt daher besonders bei eingeschränkter Rechnerkapazität zur Bevorzugung des hydrostatischen Ansatzes. Mit zunehmender Computerkapazität werden heute im Übergangsbereich von der Meso- γ -Scale zur Mikro- α -Scale allerdings vermehrt nicht-hydrostatische Ansätze verwendet.

Der Hauptgrund dafür ist die Beschränkung hydrostatischer Modellansätze auf einen bestimmten Skalenbereich. WIPPERMANN (1980) konnte anhand von Modellfällen belegen, daß die hydrostatische Approximation bis zu einer Längenskala von 10 km reelle Ergebnisse liefert, bei Phänomenen mit einer typischen Längenskala von <10 km aber merkliche Fehler aufweist und bei Skalenlängen <6 km im Gegensatz zu nicht-hydrostatischen Modellannahmen nicht mehr verwendet werden kann. Damit liegt der Nachteil der hydrostatischen Approximation in der begrenzten Anwendbarkeit auf Strömungsphänomene mit typischen Längenskalen ≤ 10 km, während für höher aufgelöste mesoskalige Fragestellungen (Meso- γ -Scale mit einer Längenskala von 10 bis 2,5 km) nicht-hydrostatische Ansätze berücksichtigt werden müssen. Exemplarisch sei hier das nicht-hydrostatische Modell FITNAH angeführt, mit dem unter anderem Kaltluftabflüsse in kleineren Tälern simuliert werden können (GROß 1985). Einen guten Überblick über die in Deutschland gebräuchlichsten nicht-hydrostatischen Modelle gibt SCHLÜNZEN (1994).

Für die vorliegende Fragestellung einer klimatischen Auswertung der Ventilationsbedingungen in NRW über 10 Jahre ist ein nicht-hydrostatischer Ansatz allerdings wenig geeignet. Der hohe numerische Anspruch z.B. des Modells FITNAH würde schon für die Simulation der Strömung eines Tages im Rheintal bei Bonn durch den DWD (Abt. Klimatologie, Offenbach) den Einsatz des im Zentralamt des DWD (Offenbach) installierten Cray-Großrechners erfordern; der Rechenaufwand für das gesamte Landesgebiet von NRW und eine klimatologische Zeitreihe von etwa 10 Jahren Inversionswetterlagen liegt damit weit über den verfügbaren Möglichkeiten.

Aus diesem Grund wird für die vorliegende Arbeit ein hydrostatischer Ansatz gewählt, der es erlaubt, die Ventilation in der Grundsicht von NRW für den angestrebten Zeitraum von 10 Jahren mit vertretbarem Rechenaufwand auch auf den institutseigenen Rechenanlagen zu untersuchen. Dabei hat sich in mehreren Studien gezeigt, daß ein hydrostatischer Ansatz gerade zur Simulation der horizontalen Strömungsverhältnisse in einer stabilen Grundsicht, wie sie während winterlicher Inversions- und Nebelwetterlagen vorliegt, gute Ergebnisse liefert (HEEB 1989, WANNER & SCHÜPBACH 1991, BACHMANN 1993). Allerdings ist zu berücksichtigen, daß subskalige Strömungsphänomene, wie z.B. das Umströmen kleinerer Berge, aufgrund der hydrostatischen Skalenbeschränkung nur unzureichend abgebildet werden können und das generierte Windfeld in diesen Bereichen etwas generalisiert erscheint.

6.2 Das hydrostatische Strömungsmodell SHWAMEX (Shallow Water Model Experiment)

Im Rahmen der vorliegenden Arbeit konnte das für das Schweizer Mittelland entwickelte Strömungsmodell SHWAMEX auf die topographischen Verhältnisse von Nordrhein-Westfalen angepaßt werden. Eine detaillierte Beschreibung des hydrostatischen Einschichtmodells findet sich in SCHUBIGER, *et al.* 1987, SCHUBIGER & DE MORSIERE 1989 sowie BACHMANN & BENDIX (1993).

Die durchmischte Grundsicht wird im Modell als inkompressibles Medium mit konstanter Dichte, die über die mittlere potentielle Temperatur der Schicht (θ) beschrieben wird, angenommen. Das Medium, das bei winterlichen Inversionswetterlagen einer bodennahen Kaltluftschicht entspricht, darf sich dabei zwischen Topographie und der frei beweglichen Schichtoberfläche verlagern. Die bodennahe Kaltluft ist durch eine Luftschicht mit einheitlich geringerer Dichte (beschrieben mit Hilfe der Temperaturzunahme an der Inversion $\theta + \Delta\theta$), von der sie durch eine Inversion abgekoppelt ist, überlagert. Die Modellvariablen und damit das Ergebnis des Modellaufs sind die horizontalen Windkomponenten (u , v) in der Grenzschicht sowie die vertikale Grundsichtmächtigkeit (h), wobei u und v als vertikales Mittel über die gesamte Grundsicht (h) in einem Raster von $10 \times 10 \text{ km}^2$ ausgegeben werden.

6.3 Funktionsweise des Modells und klimatologische Auswertungen

Abbildung 33 zeigt die Funktionsweise des Modells sowie die mit Hilfe der Modellergebnisse durchgeführten klimatologisch/lufthygienisch orientierten Arbeitsschritte. Grundsätzlich arbeitet das Modell in zwei Teilschritten:

Aus den notwendigen Eingabedaten Topographie und Struktur der Grundschrift zum Startzeitpunkt, die über ein Radiosondenprofil vorgegeben werden, berechnet das Modell für jeden Gitterpunkt einen Anfangszustand der Strömung, der in einer Datei gespeichert wird.

Im zweiten Schritt wird ausgehend vom Anfangszustand der Initialisierung in Zeitschritten von 60 Sekunden solange integriert, bis sich ein Gleichgewichtszustand zwischen den antriebsfördernden Kräften (z.B. synoptisches Forcing) und den antriebshemmenden Kräften (z.B. Reibung) einstellt, der das Modellergebnis darstellt. Der Gleichgewichtszustand wird im Modell über das Energiebudget aus vorhandener kinetischer Energie (Strömung) und verfügbarer potentieller Energie (Lageenergie) je Zeitschritt abgeleitet.

Als Ergebnis liegen für jeden Gitterpunkt, der sich innerhalb der Grundschrift befindet, die Windkomponenten u und v sowie die Grenzschichtmächtigkeit (h) vor. Gitterpunkten, an denen die Orographie die Grundschriftobergrenze überragt, wird aus Gründen der Vermeidung weiterer Randwertprobleme eine konstante Grundschrift von 10 m Dicke zugewiesen. Diese Gitterpunkte bleiben bei den nachfolgenden klimatologischen Auswertungen allerdings unberücksichtigt, da sie keine verwertbare Information enthalten. Weiterhin berücksichtigt das Modell weder den Tagesgang der Temperatur noch möglicherweise auftretende Vertikalbewegungen (z.B. thermisch induzierte Konvektion). Damit muß das Modellergebnis vor allem dann von den realen Strömungsverhältnissen in der Grundschrift abweichen, wenn am Tag durch starke Einstrahlung Konvektion und die Ausbildung resultierender thermischer Windsysteme gefördert werden. Die Modellergebnisse sind daher vor allem für die Nacht- und Morgenstunden sowie für Nebelwetterlagen repräsentativ.

Im Verlauf der Auswertungen werden die Ergebnisdateien der Windkomponenten u und v in die resultierende Windgeschwindigkeit (ff) und Windrichtung (dd) der Grundschrift umgerechnet und zusammen mit der Grundschriftmächtigkeit in das Raster-GIS NRW integriert. Aus der Verschneidung der modellbasierten GIS-Ebenen resultiert dann der lufthygienisch orientierte Stagnationsindex nach FETT (1974). In den folgenden Kapiteln sollen die einzelnen Arbeitsschritte kurz erläutert werden.

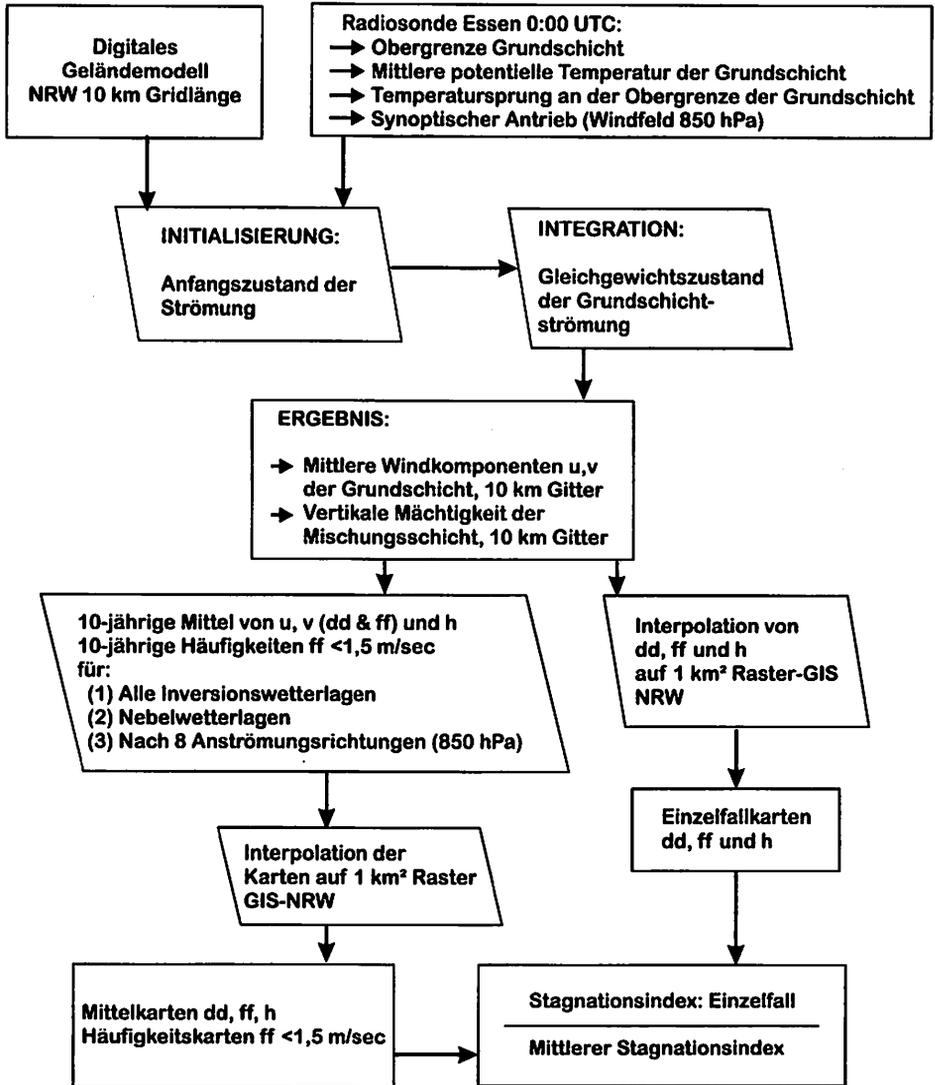


Abb. 33: Funktionsweise des Modells SHWAMEX und klimatologisch/luftthygienische Auswertungen

6.3.1 Modelleingangsgrößen

Die grundlegenden Eingabegrößen des Modells sind die Topographie des Untersuchungsgebiets sowie ein Startprofil der wichtigsten Klimaelemente der Grundschicht. Aufgrund der beschriebenen Maßstabsbeschränkung für hydrostatische

Modelle wird mit einer Längenskala von 10 km operiert, so daß ein Gitterpunkt des Modells eine Fläche von 10x10 km² repräsentiert. Die dem Modell zugrundeliegende Orographie basiert dabei auf dem digitalen Geländemodell von NRW (1 km²) des Landesvermessungsamts, das auf die erforderliche Auflösung von 10x10 km² reduziert wurde. Damit ergeben sich für NRW 24x25 Gitterpunkte, an denen das Grundschichtwindfeld mit Hilfe des Strömungsmodells simuliert werden kann. Zur Einpassung der Modellresultate in das NRW-GIS werden die Ergebniskarten mit Hilfe des im Programmpaket SURFER implementierten Kriging-Verfahrens auf ein 1 km² Raster interpoliert. Das vertikale Startprofil für den jeweiligen Modellauf wie auch die für Validierungszwecke notwendigen Vergleichsdaten werden dem Europäischen Wetterbericht des DWD entnommen und beziehen sich auf die Radiosonde Essen 0:00 (Eingabe) bzw. 12:00 UTC (Validierung). Ein kompletter Eingabedatensatz für zehn Tage der Smogperiode im Februar 1993 ist in Tabelle 6 dargestellt.

Tab. 6: Initialisierungsparameter für das Modell SHWAMEX, Beispiel Februar 1993

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
030293	290	0,5	300	2.6	471	2261	270,9	25,6	320	0,5	1	0
040293	220	3,0	250	3.0	220	1231	269,8	21,5	240	0,5	1	0
070293	320	7,2	340	6.7	0	925	274,0	33,0	200	2,3	0	0
090293	100	7,2	90	7.2	477	1549	275,2	42,0	80	1,5	1	0
100293	130	5,7	130	4.6	251	930	274,5	33,4	90	3,1	1	0
110293	120	6,2	120	8.7	562	1508	272,4	8,5	180	3,1	2	200
120293	200	1,0	280	1.5	368	966	271,0	17,8	170	3,1	1	0
130293	20	5,1	30	4.6	200	1391	269,8	20,0	40	1,0	1	0
140293	100	5,7	110	3.6	200	1317	269,8	18,4	110	1,5	1	0
150293	170	5,7	180	5.2	358	1564	272,0	53,9	220	2,8	1	0

Spalten: 1=Datum; 2/3=mittlere dd, ff Grundschicht (0:00 Uhr) [m sec⁻¹]; 4/5=dd, ff 850 hPa (0.00 Uhr) [m sec⁻¹]; 6=Inversionsuntergrenze 0:00 Uhr [m ü. NN], bei aufliegenden Bodeninversionen ohne Untergrrenze=0; 7=Inversionsobergrenze 0:00 Uhr [m ü. NN]; 8=mittlere potentielle Temperatur der Grundschicht 0:00 Uhr [K]; 9=Temperatursprung an der Inversion 0:00 Uhr [K]; 10/11=mittlere dd, ff Grundschicht (12:00 Uhr); 12=Inversionstyp 0:00 Uhr, (0)=Bodeninversion, (2)=abgehobene Inversion, (3)=freie Inversion über Bodeninversion; wenn Typ=(3) --> 13=Obergrenze Bodeninversion 0:00 Uhr [m ü. NN]

Als Startparameter für das Modell werden dabei lediglich der synoptische Antrieb (Spalten 4, 5), die mittlere potentielle Temperatur der Grundschicht (Spalte 8), der Temperatursprung in der Inversion (Spalte 9) sowie die Grundschichthöhe, die aus Inversionsunter- und -obergrenze (Spalte 6, 7, 12, 13) ermittelt wird, benötigt; alle anderen Angaben in Tabelle 6 dienen lediglich späteren Vergleichszwecken.

Mit der vertikalen Abgrenzung der durchmischten Grundschicht, die letztlich das Luftvolumen bestimmt, in dem Luftschadstoffe ausgetauscht werden können, haben sich bereits mehrere Studien beschäftigt. Die Obergrenze dieser Schicht (die auch als Mischungsschicht bezeichnet wird), in der Schadstoffe durch turbulente Vorgänge auch noch vertikal verlagert werden können, liegt dabei definitionsgemäß in dem Höhenniveau, in dem der thermische Auftrieb eines mit Schadstoffen belasteten Luftteilchens, das mit der Temperatur T vom Erdboden aufsteigt und sich dabei trockenadiabatisch abkühlt, erlischt (GUTSCHE & LEFEBVRE 1981).

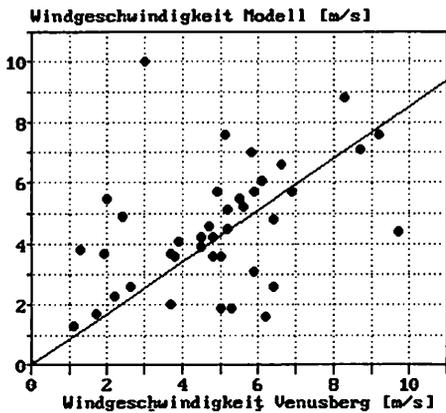
Während die Verwendung dieser Definition für alle Wettersituationen gültig ist, kann man bei winterlichen Inversionswetterlagen vereinfachtere Kriterien anwenden, die auch dem in Tabelle 6 dargestellten Datensatz zugrunde liegen. Bei abgehobenen Inversionen, wie sie z.B. bei ausgedehnten Nebelfeldern auftreten, entspricht die Mischungsschichthöhe der Inversionsuntergrenze (SCHNEIDER-CARIUS 1953), während bei klar abgegrenzten Bodeninversionen die Mischungsschichthöhe besonders bei abfließender Kaltluft über die Inversionsobergrenze angenähert werden kann (SCHNEIDER-CARIUS 1953, RUSSEL & UTHE 1978). Somit kann die für das Modell benötigte Grundschichthöhe in beiden Fällen aus dem Temperaturprofil der Radiosonde Essen abgeleitet werden. Probleme ergeben sich manchmal im Bereich zentraler Hochdruckgebiete, wenn eine Bodeninversion und eine dynamische Absinkeninversion zusammenfallen und damit die Mischungsschichthöhe im vertikalen Temperaturverlauf nicht mehr klar erkennbar ist. In diesem Fall wird die Mischungsschichthöhe in der Regel durch eine deutliche Windscherung angezeigt, so daß ihr Höhenniveau über das Windprofil der Radiosonde abgeleitet werden muß (SCHNEIDER-CARIUS 1953).

Ist die Höhe der Grenzschicht bekannt, wird die mittlere potentielle Temperatur der Schicht berechnet. Dabei werden alle Temperaturwerte innerhalb der Grenzschicht in potentielle Temperaturen umgerechnet (BENDIX 1993b) und über die Anzahl der verfügbaren Niveaus gemittelt. Der Temperatursprung ergibt sich aus der über die potentielle Temperatur berechneten Inversionsstärke.

6.3.2 Validierung der Modellergebnisse

Zur Überprüfung der Modellergebnisse wurde das berechnete Grundschichtwindfeld für alle Hochdrucktage der Monate Januar bis März und Oktober bis Dezember 1995 mit dem mittleren Windfeld an der Station Venusberg verglichen (Abb. 34). Das modellierte Windfeld resultiert aus dem Startprofil der Radiosonde Essen (0:00 UTC) und der zeitlichen Integration des Modells bis 6:00 UTC, während die gemessenen Daten von Windgeschwindigkeit und Windrichtung als Mittel des 6:00 UTC Wertes über alle vier Plattformen des Sendemastes (Venusberg) vorliegen.

Die Ergebnisse zeigen hohe Korrelationskoeffizienten zwischen dem gemessenen Windfeld und der SHWAMEX-Modellierung. Für die Windrichtung ergibt sich eine Varianzerklärung von 90%, während der Vergleich für die Windgeschwindigkeit mit 83% Varianzerklärung etwas schlechter ausfällt. Insgesamt wird die modellierte gegenüber der gemessenen Geschwindigkeit etwas unterschätzt.

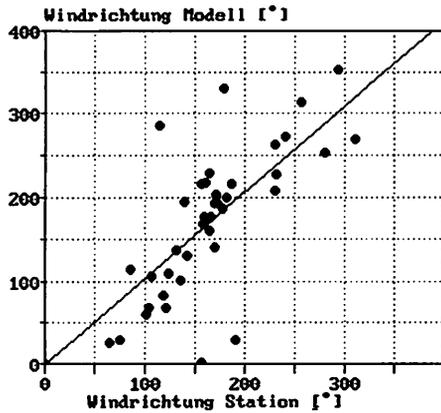


Ursprungsgerade :

$$y = 0.851757 \cdot x$$

Vergleich SHWAMEX-Modell
Station Venusberg 6:00
Mittlere Windgeschwindigkeit
in der Grundschrift
Hochdrucklagen

Bestimmtheitsmaß : 0.82703
Korrelationskoeff.: 0.90941
Standardabweichung: 2.09162



Ursprungsgerade :

$$y = 1.030598 \cdot x$$

Vergleich SHWAMEX-Modell
Station Venusberg
Vekt. Mittel Windrichtung
in der Grundschrift

Hochdrucklagen

Bestimmtheitsmaß : 0.96027
Korrelationskoeff.: 0.94883
Standardabweichung: 61.0497

Abb. 34: Vergleich von modelliertem und gemessenem Grundschriftwindfeld (6:00 UTC) für den Standort Bonn Venusberg. Hochdruckwetterlagen mit Inversion (Januar bis März und Oktober bis Dezember 1995)

6.3.3 Zeitreihenanalyse mit Hilfe des Modells

Um eine klimatologische Analyse des Grundschriftwindfelds in NRW bei winterlichen Inversionswetterlagen durchführen zu können, wurden alle Radiosondendaten der Monate Januar bis April und Oktober bis Dezember 1985-1995 sowie Januar 1996 nach dem Schema von Tabelle 6 manuell ausgewertet und in einer Steuerdatei für das Modell SHWAMEX abgespeichert. Das Kriterium zur Aufnahme eines Tages in die Steuerdatei bildete dabei das Vorhandensein einer Inversion in der Grundschrift (Radiosonde Essen 0:00 UTC) sowie das Vorliegen einer Hochdruckwetterlage. Als Hochdruckwetterlage wurden nur Tage ohne frontalen Einfluß und mit einem Bodendruck >1015 hPa im Untersuchungsgebiet NRW zugelassen.

Den angesprochenen Kriterien entsprachen insgesamt 693 Tage der beschriebenen Periode, die in die nachfolgenden Auswertungen gingen. Um möglichst repräsentative Modellergebnisse zu erhalten, wurde das Modell für jeden der 693 Tage mit dem Startprofil 0:00 bis 6:00 UTC integriert. Dieser Zeitpunkt ist aus lufthygienischer Sicht durchaus sinnvoll, da zu dieser Tageszeit im Winterhalbjahr hohe Emis-

sionswerte zu erwarten sind (Hausbrand, Berufsverkehr) (s. z.B. REUTER & BAUMÜLLER 1982). Als Ergebnis liegen 693 Datensätze der Windkomponenten u, v sowie der Grundschichtmächtigkeit vor. Für Einzelfallanalysen werden die Datensätze entweder in 10x10 km² Windfeldvektoren (IDRISI-Vektor Format) konvertiert oder zur Integration in das NRW-GIS in Windgeschwindigkeit und -richtung umgerechnet und auf die Gridauflösung von 1x1 km² interpoliert.

Für die Zeitreihenanalyse wurde der generierte Datensatz sowohl mittelwertsklimatologisch als auch getrennt nach verschiedenen Anströmungsrichtungen verarbeitet. Mittelkarten von u, v und h werden dabei über den gesamten Datensatz sowie für Nebeltage berechnet, indem für jeden 10x10 km² Gitterpunkt das Mittel über die verwendeten Datensätze gebildet wird. Die Ergebniskarten werden nach der Umrechnung von u/v in dd/ff ebenfalls auf das GIS-Gitternetz interpoliert. Dieses Verfahren wurde auch für den auf acht verschiedene Anströmungsrichtungen (850 hPa Niveau - N, NE, E, SE, S, SW, W, NW) aufgeteilten Datensatz durchgeführt. Um einen Vergleich mit der Häufigkeitskarte ff < 1,5 m s⁻¹ in MURL (1989) zu ermöglichen, wurde je Anströmungsrichtung zusätzlich eine Häufigkeitskarte für Grundschichtwindgeschwindigkeiten < 1,5 m s⁻¹ erzeugt.

6.4 Der Stagnationsindex als lufthygienische Synthese

Zur Abschätzung der lufthygienischen Situation eines Raums ist von FETT (1974) ein Stagnationsindex eingeführt worden, dessen Anwendung sich in der lufthygienischen Forschung mittlerweile etabliert hat (VDI 1988). Der Index stellt die eigentliche Synthese der lufthygienischen Verhältnisse aus klimatologischer Sicht dar und berechnet sich nach FETT (1974) aus der Mächtigkeit der Mischungsschicht und der mittleren Windgeschwindigkeit in der Mischungsschicht:

$$I = \sqrt{10^6 / h^* \cdot \bar{u}}$$

h^* = Mächtigkeit der Mischungsschicht im Gitterelement [m]
 \bar{u} = Mittlere Windgeschwindigkeit im Gitterelement [m sec⁻¹] (35)

I = Stagnationsindex [$\mu\text{s m}^{-2}$]^{1/2}

Es gilt: $h^* = 100$ bei $h^* < 100$; $h^* = 1000$ bei $h^* > 1000$; $\bar{u} = 1$ bei $\bar{u} < 1$;
 $\bar{u} = 10$ bei $\bar{u} > 10$

Er kennzeichnet die Zeitspanne, in der eine belastete Luftströmung stagniert, ehe sie in ein benachbartes Gitterelement weiterrückt und damit den klimatologisch bedingten Anteil am Trend der Luftverschmutzung. Mit diesem Index kann daher die Quantifizierung einer austauscharmen Wetterlage vorgenommen werden.

Die berechneten Indexwerte liegen zwischen 10 und 100, wobei 100 die absolute Stagnation in einem Gitterelement anzeigt, während bei einem Wert von 10 noch für einen ausreichenden Luftaustausch gesorgt ist. Für die Verhältnisse in Berlin

konnte FETT (1974) zeigen, daß ein klarer Zusammenhang zwischen Stagnationsindex und Schadstoffkonzentration der Luft besteht.

So tritt, Berliner Emissionsverhältnisse vorausgesetzt, bei einem Stagnationsindex von etwa 52 eine SO_2 -Konzentration der Luft von $0,6 \text{ mg m}^{-3}$ auf, die nach der Smogverordnung als Mittelwert über alle Meßstationen bereits die Vorwarnstufe für Smog darstellt (VDI 1988). Im Rahmen der vorliegenden Arbeit können zur Abschätzung der lufthygienischen Grundsituation in NRW aus den Größen Windgeschwindigkeit der Grundsicht (ff) und Grundsichtmächtigkeit (h) des Strömungsmodells nun flächendeckende Karten des Stagnationsindex abgeleitet werden. Dabei werden die jeweiligen GIS-Ebenen so kombiniert, daß der Stagnationsindex sowohl für Einzelfälle als auch für Mittelkarten berechnet werden kann. Die Verschneidung der Mittelkarten von ff und h erfolgt getrennt nach Nebelwetterlagen, für die in Kapitel 6.3.3 aufgeführten Anströmungsrichtungen sowie für das gesamte Datenkollektiv.

7. Zusammenfassung

Teil II behandelt die im Rahmen des Daten- und Methodenverbunds entwickelten Verfahren zur klimatologischen Bewertung der lufthygienischen Situation von NRW während winterlicher Inversionswetterlagen:

- ▶ Die Anpassung und Validierung eines hydrostatischen Strömungsmodells (SHWAMEX) zur Modellierung des Grundsichtwindfelds und der Grundsichtmächtigkeit sowie die GIS-gestützte Berechnung der daraus resultierenden Luftstagnation (Stagnationsindex).
- ▶ Die Entwicklung und Validierung eines Verfahrens zur Berechnung der spektralen Albedo, der optischen Dicke und des Flüssigwasserwegs im Nebel auf der Basis von digitalen NOAA-AVHRR Satellitendaten.
- ▶ Die Entwicklung und Validierung von Verfahren zur Kalibrierung digitaler SODAR-Daten mit Hilfe eines vertikalen Meßprofils und zur Extraktion der Inversionsunter- und -obergrenze aus digitalen SODARgrammen.

Grundsichtwindfeld und -mächtigkeit werden im Strömungsmodell als Funktion des synoptischen Antriebs, des Ausfließens von Kaltluft in Gefällerrichtung und der Strömungsabbremmung durch Reibungseffekte berechnet. Der Gleichgewichtszustand dieser Größen bildet das Modellergebnis, das für jeden $10 \times 10 \text{ km}^2$ Gitterpunkt von NRW aus einem Vertikalmittel der Grundsicht-Windkomponenten u und v sowie der Grundsichtmächtigkeit h besteht. Die Modellierung wurde für insgesamt 693 Inversionstage verteilt über die Winterhalbjahre Januar 1985 - Januar 1996 durchgeführt. Der Vergleich von modelliertem Windfeld (dd =Windrichtung, ff =Windgeschwindigkeit) und vektoriell gemittelten Windfelddaten an der Station Bonn-Venusberg (6:00 UTC) ergibt eine hohe Korrelation zwischen Meß- und Modellergebnissen ($r^2_{dd} = 0,9$ und $r^2_{ff} = 0,83$). Eine erwartungsgemäß deutlich reduzierte Genauigkeit zeigt das Modell im Vergleich mit Windfelddaten der Mittagssondierung Essen (12:00 Uhr) ($r^2_{ff} = 0,77$, $r^2_{dd} = 0,84$).

Zur flächenhaften Berechnung lufthygienisch relevanter Nebel­eigenschaften (Optische Dicke, Flüssigwasserweg) wird ein Algorithmus auf der Basis von Daten des Kanals 1, NOAA-AVHRR (0,56-0,68 μm), entwickelt. Das Verfahren umfaßt die folgenden Arbeitsschritte: (a) Die Kalibrierung der Bilddaten unter Berücksichtigung der Radiometerdegradierung, (b) Anisotropie- (ERB-Koeffizienten und 3D-Interpolation) und (c) Atmosphärenkorrektur (5S-Code) sowie (d) die Ableitung der oben angeführten Größen mit Hilfe eines einfachen Strahlungstransfermodells und der Parametrisierung eines Wolkenmodells. Sensitivitätsanalysen der Methode zeigen, daß gerade bei niedriger Sonnenhöhe der atmosphärischen Korrektur eine übergeordnete Bedeutung zukommt. Zur Validierung des entwickelten Algorithmus wird die berechnete optische Dicke über die resultierende Extinktion in die horizontale Sichtweite umgerechnet und mit Sichtweitemessungen entlang der Autobahn A4 (Köln-Aachen) verglichen. Mit einer Varianzerklärung von 82% (r^2 , Sichtweite) zeigt sich eine hohe Genauigkeit des entwickelten Berechnungsverfahrens. Die Untersuchung von Ausreißern ergibt, daß errechneter und gemessener Wert besonders dann abweichen, wenn der Nebel vom Boden abgehoben ist und sich eine optisch dichte Hochnebeldecke ausbildet. Zur genaueren Berechnung von Sichtweite und LWC bei abgehobenem Nebel wäre nach den Ergebnissen der vorliegenden Studie die Kenntnis des vertikalen Extinktionsprofils der Nebelschicht notwendig.

Die Untersuchung der Inversionsstruktur (Intensität und Mächtigkeit) bis 825 m über Grund basiert auf einem kombinierten Auswertungsverfahren von akustischer Sondierung (SODAR) und zeit-höhenkontinuierlichen Klimamessungen (vertikales Meßprofil). Die Methodik umfaßt die folgenden Arbeitsschritte: (a) Die Kalibrierung der SODAR-Rückstreuintensitäten zum Temperaturstrukturparameter (C^2_T), (b) die Extraktion von Strukturhöhengrenzen (Inversionsunter- und -obergrenze) aus dem digitalen SODARgramm mit Hilfe der Bildmustererkennung und dem vertikalen Meßprofil sowie (c) die Berechnung der Inversionsstärke mit Hilfe des Temperaturstrukturparameters. Zur Validierung der entwickelten Auswertungsmethode wurden berechnete Temperaturstrukturparameter und daraus abgeleitete Temperaturdifferenzen mit gemessenen Werten aus dem Meßprofil verglichen. Mit Varianzerklärungen von 93% (dT) bzw. 83% (C^2_T) erweist sich das entwickelte Verfahren als gutes Werkzeug zur zeit-höhenkontinuierlichen Ableitung der Inversionsstruktur.

Summary

Part II presents techniques which are developed for the climatological evaluation of the air quality situation within Northrhine-Westfalia (NRW) during wintry weather situations of temperature inversions. These techniques are:

► The adjustment and validation of a hydrostatic one-layer air flow model (SHWAMEX) in order to calculate the wind field and the thickness of a stable boundary layer as well as the GIS-based calculation of an index of stagnation.

► The development and validation of a technique for the determination of fog spectral albedo, optical depth and liquid water path which is based on digital NOAA-AVHRR imagery.

► The development and validation of procedures for the calibration of digital SODAR data and the extraction of inversion base and top heights from a digital SODARgram.

Wind field and thickness of the boundary layer have been calculated as a function of frictional and synoptic forcing and cold air drainage flow. The equilibrium of these quantities is the model result. The model provides the averages of the zonal and meridional wind components as well as the thickness of the boundary layer for each 10 by 10 km² grid point of NRW. The analysis have been performed for 693 days with a temperature inversion during the winters of January 1985-January 1996. The comparison of model results with wind profile measurements at Bonn reveals a strong correlation for 6:00 UTC model time (wind direction $r^2=0.9$, wind speed $r^2=0.83$) but, as expected, a weaker relation between model results and measurements at 12:00 UTC (0.77, 0.84).

An algorithm for the spatial calculation of fog properties with relevance to air quality (fog optical depth, liquid water path) has been developed. The technique is based on NOAA-AVHRR data (channel 1, 0.56-0.68 μm). The whole procedure encloses the following steps: (a) Calibration of digital counts under special consideration of radiometer degradation, (b) corrections due to anisotropy (ERB coefficients and 3D-interpolation) and (c) atmospheric effects (5S-code) as well as (d) the determination of fog properties by means of a straightforward radiative transfer model and the parameterisation of a cloud model. Sensitivity studies reveal that atmospheric correction is of great importance especially during periods of low sun elevation. For validation purposes, fog optical depth is converted into horizontal visibility which has been compared to visibility measurements along the Autobahn A4 (Cologne-Aachen). A strong correlation of $r^2=0.82$ between calculated and observed visibility could be found. Problems occur if the fog layer is slightly uplifted from ground (hill fog). Hence, for the exact calculation of visibility and fog liquid water content, the knowledge of a vertical profile of extinction within the fog layer is required.

The examination of temperature inversion structure (intensity and thickness) up to 825 m above ground is based on a combined evaluation of acoustic sounding (SODAR) and time-height-continuous climatological measurements. The following methods have been developed: (a) The conversion of the SODAR raw data to the temperature structure parameter (C^2_T), (b) the calculation of inversion base- and top-heights by means of a pattern recognition technique in combination with climatological observations and (c) the calculation of inversion intensity from C^2_T . Validation reveals high accuracy for the calculated quantities (e.g. $r^2=0.83$ for C^2_T).

III. Klimatologie und lufthygienische Aspekte von Inversionswetterlagen in NRW

1. Windfeld und Luftstagnation in NRW

Für die bodennahe Durchlüftung bei stabilen Wettersituationen ist vor allem die Ausprägung der Windgeschwindigkeit in der Grundschicht von Bedeutung. In komplexer Topographie resultiert das Grundschichtwindfeld grundlegend aus der auch im verwendeten Strömungsmodell implementierten gravitativen Windkomponente, der Strömungsabbremmung durch Geländereibung und der Schubwirkung des synoptischen Winds. Je stärker die begleitende Inversion und je schwächer die synoptische Schubwirkung ausgeprägt ist, desto mehr wird das bodennahe Windfeld von der schwerkraftbedingten Windkomponente geprägt. Ferner sind bei stärker ausgeprägtem synoptischen Antrieb für NRW aufgrund der Interaktion von synoptischer Anströmungsrichtung und Topographie die folgenden Auswirkungen auf das Grundschichtwindfeld zu erwarten:

► Eine Strömungsbeeinflussung kann durch die Leitwirkung von breiten Tälern oder Geländehindernissen (Mittelgebirgsrändern) hervorgerufen werden (WIPPERMANN 1987). Leitwirkungen sind von grundlegender lufthygienischer Bedeutung, da sie entscheiden, wohin ein schadstoffbelastetes Luftpaket verfrachtet wird.

► Beim Überströmen der Mittelgebirgskämme bilden sich im Lee häufig wind-schwache Gebiete aus, die durch absteigende Luftbewegungen gekennzeichnet sind (WARNECKE 1991). Bei stärkerer Anströmungsgeschwindigkeit finden sich im Lee der Mittelgebirge auch Wellenphänomene wie etwa die für das Rheintal beobachteten, stehenden Föhnwellen (MALSCH *et al.* 1950). Im Luv kann sich die Inversion bei aufsteigender Luftbewegung je nach Anströmungsgeschwindigkeit turbulent auflösen.

► Ebenso kann das Windfeld unter stabilen Bedingungen im Lee der überströmten Mittelgebirge aber auch beschleunigt werden. Ein Beispiel dafür beschreibt ROTH (1987). Bei einer südöstlichen Anströmung des Sauerlands liegt über Süddeutschland eine dynamische Inversion mit einer Höhe von 1500 m, die über den flachen Bereichen NRW's (Essen) auf 500 m absinkt. Die unter der Inversion nach Norden verfrachtete Kaltluft wird nun zwischen Inversionsobergrenze und Mittelgebirge so stark komprimiert, daß nach Überquerung der Mittelgebirgsschwelle in der Ebene eine überkritische, schießende Strömung (Grenzschichtstrahlstrom) entsteht, die für die Durchlüftung durchaus positiv zu bewerten ist.

Im vorliegenden Kapitel soll nun auf der Basis der Modellergebnisse geklärt werden, welche Effekte das Windfeld der stabilen Grundschicht in NRW besonders beeinflussen. Die dafür erstellten Windkarten basieren auf dem 10-jährigen Datensatz, der vor allem Hochdruckwetterlagen während der strahlungsschwachen Jahreszeit berücksichtigt. Es sei an dieser Stelle nochmals darauf hingewiesen, daß aufgrund der Modellbeschränkungen bezogen auf die Gebiete oberhalb der Inversion (Kap. 6, Teil II) nur die Höhenbereiche bis 350 m über NN betrachtet werden, die aber aufgrund der Konzentration von Ballungsräumen in den flacheren Landstei-

len auch die lufthygienischen Problembereiche sind. Alle höherliegenden Bereiche NRW's sind in den Karten grau unterlegt (Hill-Shading).

1.1 Mittlere Ausprägung des Grundsichtwindfelds und Luftstagnation bei winterlichen Inversionswetterlagen in NRW

Nach der Smog-Verordnung liegen besonders dann schlechte Austauschbedingungen in der Grundsicht vor, wenn bei einer Inversionswetterlage die Windgeschwindigkeit unter 3 m sec^{-1} abfällt, wobei die Situation bei Werten unter $1,5 \text{ m sec}^{-1}$ gemessen in 10 m über Grund besonders kritisch wird (VDI 1988).

Betrachtet man die in der Literatur vorhandenen Mittelkarten der Windgeschwindigkeit für NRW, die auf bodennahen Messungen basieren und nur als Jahresmittel über alle Wetterlagen vorliegen, so sind vor allem die folgenden Bereiche als lufthygienisch gefährdet einzustufen:

► WEISCHET (1955) findet windschwache Bereiche mit mittleren Windgeschwindigkeiten $<3 \text{ m sec}^{-1}$ vor allem in den Tälern der Mittelgebirge. Die erste Zone umfaßt das Ahr- und das untere Mittelrheintal und erreicht seine nördlichste Ausdehnung im Bereich von Bonn. Weitere Zonen sind das obere Ruhrtal (Bereich Meschede) und das Siegtal (ab Eitorf) sowie die Jülich-Dürener und Euskirchener Börde. Gut durchlüftet sind vor allem die Hochflächen der Mittelgebirge (5 m sec^{-1}), aber auch das Industriegebiet der Hellwegzone nördlich der Ruhr (Essen, Dortmund, Mülheim), ein Kernbereich des stark belasteten Ruhrgebiets, wird den gut durchlüfteten Regionen zugeordnet. Eine Mittelstellung nehmen die Gebiete entlang der Rheinschiene sowie der Niederrhein ein.

► Demgegenüber zeigt die Karte der Häufigkeiten von Windgeschwindigkeiten unter $1,5 \text{ m sec}^{-1}$ (MURL 1989) eine Ventilationsbevorzugung der nach Westen hin geöffneten Flachlandbereiche (Niederrhein, Münsterland), da hier weder Abschottung durch Mittelgebirge noch ein stärkerer Bodenreibungseinfluß vorhanden ist. Mit zunehmender Annäherung an Gebirgsbarrieren treten vor allem in den luvseitigen unteren Hangzonen und den Mittelgebirgstälern häufiger Schwachwindsituationen auf. Die größte Schwachwindhäufigkeit wird für die Hangzonen zwischen 150 und 250 m angegeben. Während die Karte auch für die Jülich-Dürener und die Euskirchener Börde relativ schlechte Durchlüftungsverhältnisse anzeigt, finden sich im Gegensatz zu der Karte von WEISCHET (1955) im Bereich des Ruhrgebiets schlechte Durchlüftungsbedingungen.

In Beilage 1 sind die mittleren Windgeschwindigkeiten getrennt nach stabilen Wettersituationen (Gesamtkollektiv 1985-1996) sowie für Nebelwetterlagen der Periode 1993-1996 dargestellt. Generell bestätigten beide Karten auch für das Vertikalmitel der Windgeschwindigkeit in der stabile Grundsicht die besseren Durchlüftungsverhältnisse der nordwestlichen Flachlandbereiche und die reduzierten Belüftungsverhältnisse im Bereich der Täler und der Mittelgebirgs-Hangzonen. Die Abnahme der mittleren Grundsichtgeschwindigkeit beträgt dabei von Nord nach Süd etwa 2 m sec^{-1} . Die folgenden Bereiche treten dabei besonders hervor:

► Wie in den oben angeführten Karten ist die mittlere Durchlüftungssituation im Bereich der Jülich-Dürener und Euskirchener Börden im Lee der Eifel besonders schlecht.

► Die Hellwegachse zeigt gegenüber den oben angeführten Karten für das Gesamtkollektiv allerdings schon eine deutliche Differenzierung. Während der westliche Teil (Essen) noch in die gut durchlüftete Zone fällt, nimmt die Windgeschwindigkeit nach Osten ab und ist in Dortmund bereits um $1,4 \text{ m sec}^{-1}$ reduziert.

► Auch die gesamte Rheinschiene zeigt gegenüber der Karte von MURL (1989) ein abweichendes Verhalten. Während die MURL-Karte durch eine recht niedrige Häufigkeit von Schwachwindlagen bis südlich von Bonn gekennzeichnet ist, ist in Beilage 1 die gesamte Köln-Bonner Bucht deutlich schlechter durchlüftet. Dies weist schon auf anströmungsabhängige Effekte und somit eine wetterlagenabhängige Durchlüftungssituation hin, da Rheintal und Köln-Bonner Bucht sowohl bei westlicher als auch bei östlicher Höhenanströmung im Lee von Eifel, Ville bzw. Bergischem Land liegen.

Insgesamt liegen die mittleren Windgeschwindigkeiten bezogen auf das gesamte Datenkollektiv in fast allen Bereichen der Grundschicht über dem lufthygienisch kritischen Wert von 3 m sec^{-1} . Berücksichtigt man aber, daß aufgrund der zunehmenden Geländereibung mit abnehmender Höhenlage die Windgeschwindigkeit gegenüber dem hier dargestellten Vertikalmittel in der Regel abnimmt, so dürften vor allem die Gebiete mit Vertikalmittelwerten unter 4 m sec^{-1} am Boden bereits im lufthygienisch kritischen Bereich liegen.

Bei Nebelwetterlagen entspricht die Windfeldstruktur in etwa den Verhältnissen des Gesamtkollektivs, allerdings ist die Geschwindigkeit deutlich reduziert und liegt etwa $1,5 \text{ m sec}^{-1}$ unter dem Wert aller Hochdrucklagen. Die windschwachen Verhältnisse verwundern wenig, da sie eine integrale Voraussetzung der Nebelbildung darstellen (KRAUS 1958). Allerdings fallen damit alle betrachteten Bereiche südlich der Linie Gütersloh-Essen-Düsseldorf schon bezogen auf das Vertikalmittel der Windgeschwindigkeit in den kritischen Ventilationsbereich unter 3 m sec^{-1} , der lufthygienisch besonders für die Belastungsgebiete der Rheinschiene-Mitte und Süd von Bedeutung ist.

Der Stagnationsindex (Beilage 1) weist im Mittel über das Gesamtkollektiv aller Hochdruckwetterlagen eine insgesamt unkritische klimatologisch-lufthygienische Situation auf; fast alle Landesteile liegen im Bereich der Stufe 21-30. Würden Berliner Emissionsverhältnisse vorherrschen (im folgenden werden die Berliner Emissionsverhältnisse für Vergleichszwecke als Berliner SO_2 -Äquivalent bezeichnet), so wäre mit einer SO_2 -Konzentration von etwa $0,25 \text{ mg m}^{-3}$ zu rechnen.

Deutlich kritischer ist die Situation bei Nebelwetterlagen. Hier liegt der größte Teil NRW's in der Stufe 31-40, aber schon die Randhöhen der Mittelgebirge und auch das Ruhrgebiet fallen in die Stufe >41 und ($0,41 \text{ mg m}^{-3}$ Berliner SO_2 -Äquivalent). Besonders schlecht ist die Situation im Bereich Aachen, dem Siegtal und den Randhöhen von Bergischem Land und Rheintal sowie im oberen Weserbergland, wo bezo-

gen auf das Berliner SO₂-Äquivalent nach der Smog-Verordnung kritische Konzentrationen erreicht würden.

1.2 Die Ausprägung von Grundsichtwindfeld und Luftstagnation bei winterlichen Inversionswetterlagen in NRW in Abhängigkeit der 850 hPa-Anströmungsrichtung

Gegenüber den mittleren Verhältnissen ist aufgrund der topographischen Leitwirkungen mit einer Modifikation des Grundsichtwindfelds je nach Anströmungsrichtung des synoptischen Antriebs zu rechnen.

Beilagen 1 und 2 beinhalten die mittleren Durchlüftungsverhältnisse von NRW bei stabiler Schichtung bezogen auf die jeweilige Anströmungsrichtungen (8-teilige Windrose) im 850 hPa-Niveau:

- ▶ Beilage 1 zeigt das Vertikalmittel der Windgeschwindigkeit.
- ▶ Beilage 2 enthält:
 - Die Häufigkeiten kritischer Windgeschwindigkeiten unter 1,5 m sec⁻¹.
 - Die Strömungsablenkung im Vergleich zum 850 hPa-Höhenwind. Zur Interpretation der Legende sei folgendes Beispiel angeführt: Liegt die Abweichung im Bereich dd 850, heißt das z.B. für einen Nordwind auf dem 850 hPa-Niveau, daß auch in der Grundsicht eine Windrichtung Nord (also zwischen 337,5° und 22,5°) vorliegt. Wird ein Bereich <22,5 bei nördlicher Höhenanströmung (850 hPa) angezeigt, bedeutet dies einen Windvektor der Grundsicht zwischen 315° und 337,5°.
 - Den mittleren Stagnationsindex.

Für die einzelnen Anströmungsrichtungen ergeben sich deutliche Unterschiede im Grundsichtwindfeld und der daraus abgeleiteten Luftstagnation:

- ▶ **Anströmung aus N:** Bis auf die Hangzonen und Taleinschnitte der Mittelgebirge zeigen alle Landesteile eine überdurchschnittliche Windgeschwindigkeit in der stabilen Grundsicht. Die modellierten Vertikalmittel liegen zum Großteil über 3 m sec⁻¹ und der Anteil von Schwachwindlagen unter 1,5 m sec⁻¹ beträgt weniger als 10%. Die Strömungsablenkung ist in den flachen Bereichen aufgrund der reduzierten Reibung am kleinsten, während eine deutliche Leitwirkung der Mittelgebirgsränder erkennbar ist. Entlang des West-Ost verlaufenden Randes des Süderberglands (Haarstrang) kommt es zu einer Ablenkung nach NW bis W, die sich auch an Windrosen von Stationen aus diesem Bereich (z.B. Werl) feststellen läßt (MURL 1989). Lufthygienisch bedeutet dies bei nördlicher Anströmung einen Transport von schadstoffbelasteter Luft aus dem Ruhrgebiet zum Haarstrang. Am Eifelrand findet ebenfalls eine Ablenkung nach NW statt, die sich bis in die Köln-Bonner Bucht und ins Siegtal auswirkt. Dabei ist anzunehmen, daß unterhalb dieser Strömung sowohl im zentralen Rheintal wie auch im Siegtal Kaltluftabflüsse wirksam sind, die aufgrund der seichten und subskaligen Ausprägung von der SHWAMEX-Modellierung nicht erfaßt werden können. Bezogen auf die Durchlüftungsverhältnisse liegt mehr

als 95% des gesamten Landesgebiets im Bereich 21-30 mit einem Berliner SO₂-Äquivalent von 0,25 mg m⁻³.

► **Anströmung aus NE:** Bei nordöstlicher Anströmung treten bereits die ersten Leewirkungen hervor. Im Lee des Weserberglands bildet sich über einem Großteil des Westfälischen Tieflands eine windschwache Zone aus, in deren Zentrum (Lippstadt, Soest) in über einem Viertel aller Inversionstage der besonders kritische Geschwindigkeitswert von 1,5 m sec⁻¹ unterschritten wird. Auch das östliche Ruhrgebiet liegt in der windschwachen Zone, so daß vermehrt Immissionsbelastungen in der Nähe der Emissionsquellen zu erwarten sind. Die mittlere Strömungsablenkung ist in diesem Bereich gering. Eine zweite Zone niedriger Windgeschwindigkeiten findet sich im Bereich der Hanglagen im Lee des Bergischen Landes, wo ebenfalls eine deutliche Reduktion der Windgeschwindigkeit zu verzeichnen ist. Das dritte Gebiet mit reduzierter Ventilation liegt im Bereich der Jülich-Dürener und Euskirchener Börde im Lee der Ville. Im südwestlichen Teil der Niederrheinischen Bucht zeigt sich weiterhin eine klare Leitwirkung mit einer mittleren Umlenkung der Strömung nach NW. Trotz der reduzierten Ventilation ergibt sich aber wie bei den N-Lagen auch bei den NE-Lagen ein unterdurchschnittlicher Stagnationsindex im gesamten Landesgebiet, der auf eine überdurchschnittliche vertikale Mächtigkeit des bodennahen Austauschraums hinweist.

► **Anströmung aus E:** Bei östlichen Anströmungen verschiebt sich die windschwache Zone im Lee des Süderberglands ganz eindeutig auf die gesamte Niederrheinische Bucht, während die nördlichen Landesteile bezogen auf die Windgeschwindigkeit klar bevorzugt sind. Bei dieser Anströmungsrichtung wird auch für die südliche Rheinachse (Belastungsgebiete Rheinschiene Mitte und Süd) das absolute Windminimum erreicht. Im Mittel liegen die Vertikalmittel der Windgeschwindigkeiten bei einer nur schwachen Strömungsumlenkung auf N bis NE unter 3,5 m sec⁻¹ und der extrem windschwache Anteil (Geschwindigkeiten <1,5 m sec⁻¹) übersteigt 25%. Daher kommt es also vermehrt zum Transport von Luftschadstoffen aus dem Bereich der nördlichen Rheinschiene in die südliche Niederrheinische Bucht. Allerdings zeigen sich bei Ostlagen noch sehr günstige Austauschbedingungen, die mit einem Stagnationsindex der Gruppe 10-20 eine nur schwach potentielle Belastung in den nördlichen Flachlandbereichen und eine etwas schlechtere (21-30) aber noch überdurchschnittliche Austauschkapazität für die Niederrheinische Bucht anzeigen. Auch dies weist auf einen vertikal überdurchschnittlich gut ausgeprägten Austauschraum hin.

► **Anströmung aus SE:** Bei südöstlicher Anströmung ergeben sich ähnliche Leewirkungen wie bei östlicher Anströmung. Die mittlere Windgeschwindigkeit liegt jetzt in der gesamten Niederrheinischen Bucht im kritischen Bereich unter 3,5 m sec⁻¹, der nördlich in etwa bis zur Ruhrgebietsachse reicht und somit lufthygienisch für die gesamten nordrhein-westfälischen Industrieregionen bedenklich ist. Betrachtet man allerdings die Häufigkeit extremer Schwachwindereignisse (<1,5 m sec⁻¹), so fällt auf, daß nur der südwestliche Teil der Niederrheinischen Bucht und die Bördenlandschaften betroffen sind, während der südöstliche Teil der Niederrheinischen Bucht erstaunlich niedrige Häufigkeiten aufweist. Da sich die Mittelwerte der

Windgeschwindigkeit in beiden Teilen gleichen, ist in der südöstlichen Hälfte der Niederrheinischen Bucht mit einer Häufung von Windgeschwindigkeiten um $2-3 \text{ m sec}^{-1}$ zu rechnen, die damit etwa $0,5$ bis 1 m sec^{-1} über denen der südwestlichen Buchtbereiche liegen. Gleichzeitig finden sich im geschwindigkeitsbegünstigten Teil auch die größten Richtungsabweichungen nach E bis NE. Betrachtet man den Stagnationsindex, so steigt er gegenüber den vorhergehenden Anströmungsrichtungen für alle Landesteile gleichmäßig auf die Stufe 31-40 an. Da der Stagnationsindex eine Funktion von Sperrschichthöhe und Windgeschwindigkeit ist, kann im Zusammenhang mit der nach Norden zunehmenden Windgeschwindigkeit gefolgert werden, daß eine nach Norden abnehmende Inversionshöhe vorliegt. Da bei SE-Anströmung nach Untersuchungen an der Radiosonde Essen insgesamt die stabilsten Inversionen mit einer leichten Häufung von Inversionshöhen, die die Mittelgebirgsschwelle gerade überragen, auftreten, könnte es sich bei vorsichtiger Interpretation der festgestellten Geschwindigkeitserhöhung in den südwestlichen Bereichen der Niederrheinischen Bucht um den gelegentlichen Einfluß der von ROTH (1987) beschriebenen kritischen Gebirgsüberströmung bei SE-Lagen handeln. Dafür spricht weiterhin, daß in diesen Bereichen, wie von DAMMANN (1960) für Überströmungsphänomene mit nach oben begrenzender Inversion gefordert, eine zyklonale Strömungsablenkung festzustellen ist, wohingegen die Leitwirkung der Buchtachse eher der synoptischen SE-Strömungsrichtung entsprechen würde.

► **Anströmung aus S:** Wetterlagen mit Südanströmung gehören zu den klimatologisch-lufthygienisch kritischsten Situationen. Besonders betroffen von schwachwindigen Verhältnissen sind das im Lee des Süderberglands (Sauerland, Rothaargebirge) gelegene Ruhrgebiet und die östliche Westfälische Bucht sowie die Bördenlandschaften (Düren, Jülich, Euskirchen). Das Rheintal und die Niederrheinische Bucht weisen demgegenüber eine deutlich bessere Ventilation auf, da hier die synoptische Strömung in etwa der Ausrichtung der Rheinachse entspricht. Aus diesem Grund sind auch die Strömungsablenkungen entlang der Rheinachse am geringsten. Der Stagnationsindex liegt für den Nordosten der Westfälischen Stufe im Bereich >40 , so daß hier, bezogen auf das Berliner SO_2 -Äquivalent, sehr kritische Konzentrationen von Luftschadstoffen eintreten können. Bei vorwiegender Anströmung des etwas besser ventilierten Ruhrgebiets aus SE werden die Schadstoffe dieses Ballungsraums mehrheitlich der oberen Rheinschiene zugeführt, so daß insbesondere im Belastungsraum Ruhrgebiet Mitte und Nord hohe Immissionsraten zu erwartet sind.

► **Anströmung aus SW:** Bei südwestlicher Anströmung ergeben sich windschwache Lee-Effekte wiederum für die Börden wie auch für die Nordabdachung des Haarstrangs, so daß das östliche Ruhrgebiet nochmals in den windschwachen Bereich gelangt. Die Rheinschiene ist demgegenüber sehr gut ventiliert. Die Strömungsablenkung ist im gesamten Landesbereich mittelmäßig, besonders in der Niederrheinischen Bucht pendelt der Wind zwischen SE und S. Bei recht niedrigen Sperrschichten finden sich allerdings schlechtere lufthygienische Verhältnisse vor allem im Ruhrgebiet (Stagnationsindex bei 31-40).

► **Anströmung aus W:** Bei westlicher Anströmung sind die nach Westen geöffneten Gebiete (Niederrhein, Westfälisches Tiefland) generell gut durchlüftet. Windschwache Bereiche finden sich wiederum im Lee der Eifel und beziehen sich vor allem auf das Rheintal, die Jülich-Dürener und Euskirchener Börde sowie die Niederrheinische Bucht. Dabei liegen auch die Industriegebiete der Rheinschiene Süd (Köln, Wesseling etc.) mit Anteilen unter $1,5 \text{ m sec}^{-1}$ >25% im sehr windschwachen Bereich. Die Leitwirkung des Rheintals und der Niederrheinischen Bucht wird durch die Ablenkung der Westströmung nach S bis SW deutlich. Der Stagnationsindex zeigt wie bei den Ostlagen im Mittel die besten Durchlüftungsverhältnisse in den nördlichen Landesteilen an, wobei seine niedrigen Werte wiederum auf einen größeren mittleren Austauschraum hinweisen. Aus diesem Grund liegt das Industriegebiet der Rheinschiene Süd mit einem Stagnationsindex von 31-40 zwar im Bereich mit höherer Belastung, kritische Schadstoffkonzentrationen sind aber im Mittel eher nicht zu erwarten.

► **Anströmung aus NW:** Die klimatologisch-lufthygienische Situation bei nordwestlicher Anströmung ähnelt in großen Zügen den mittleren Verhältnissen bei westlicher Anströmung. Allerdings ist das Strömungsminimum in der Niederrheinischen Bucht etwas ausgedehnter, wobei aufgrund von größeren Sperrschichthöhen die klimatologisch-lufthygienischen Verhältnisse (Stagnationsindex) des Industriegebiets Rheinschiene Süd trotz geringer mittlerer Windgeschwindigkeit sogar etwas besser ausfallen. Interessant ist der Wechsel der Leitwirkung im Rheintal. Während aus der westlichen Anströmung noch eine SW bis S Strömung resultiert, findet bei nordwestlicher Anströmung keine nennenswerte Ablenkung statt. Dies entspricht den von WIPPERMANN (1987) für das Oberrheintal gefundenen Verhältnissen.

1.3 Zusammenfassung der Durchlüftungsverhältnisse NRW's

Im vorliegenden Kapitel wurden die mittleren winterlichen Durchlüftungsverhältnisse in der stabilen Grundschicht von NRW beschrieben, die auf der SHWAMEX-Modellierung des Windfelds für 693 Tage (Januar 1985 bis Januar 1996) basieren. Dabei lassen sich die Ergebnisse wie folgt zusammenfassen:

► Es zeigt sich deutlich, daß als Ergebnis der durchgeführten Zweischichtmodellierung die mittleren Durchlüftungsbedingungen von NRW bezogen auf das Vertikalmittel des Windfelds über die gesamte stabile Grundschicht mehrheitlich durch den synoptischen Antrieb der stabilen Grundschicht und weniger durch das schwerkraftbedingte Ausfließen bodennaher Kaltluft geprägt sind. Während der synoptische Antrieb in den nördlichen Flachlandbereichen bei stabiler Wettersituation auch tatsächlich die Strömungsrichtung am Boden vorgibt, trifft dies beispielsweise für das Rheintal und die südliche Niederrheinische Bucht nicht immer zu. Obwohl bei stabilen winterlichen Wettersituationen im Rheintal häufig Kaltluftabflüsse aus S bis SE anzutreffen sind (s. nachfolgendes Kapitel), zeigt die Modellierung diese Kanalisierung im Mittel nur dann, wenn die synoptische Anströmungsrichtung eine gleichermaßen orientierte Leitwirkung zuläßt. Andernfalls wird der schwachwindigere katabatische Talabwind bezogen auf das Vertikalmittel über die gesamte

Mächtigkeit der stabilen Grundsicht von einer stärkeren Höhenströmung überprägt. Bei der SHWAMEX-Zweischichtmodellierung kann sich der katabatische Talabwind also nur dann in den Modellierungsergebnissen durchsetzen, wenn der synoptische Antrieb sehr schwach oder nicht vorhanden ist und eine geringmächtige stabile Grundsicht vorliegt. Im winterlichen Mittel dominiert aber in NRW eindeutig der synoptische Antrieb des Grundsicht-Strömungsfelds, so daß die Trajektorien der aus der industriellen Tätigkeit resultierenden schadstoffbelasteten Luftteilchen vor allem durch die Leitwirkungen von Talachsen und Mittelgebirgsabdachungen bestimmt werden.

► Im Mittel über alle stabilen Wettersituationen liegen im gesamten Landesgebiet größtenteils nur schwach reduzierte Austauschbedingungen vor. Die Bereiche mit der schlechtesten Ventilation sind im Mittel die Hanglagen der Mittelgebirge, die Mittelgebirgstäler sowie die Jülich-Dürener und Euskirchener Bördenlandschaft, die zwischen Eifel und Ville bei fast allen Wetterlagen in der windschwachen Leezone liegen.

► Im Fall von Nebelsituationen verschlechtern sich die klimatologisch-lufthygienischen Verhältnisse deutlich. Neben den auch im Mittel schwachwindigen Bereichen liegen nun vor allem das südliche Ruhrgebiet sowie der gesamte Bereich des oberen Weserberglands im kritischen Austauschbereich, der nach Berliner SO₂-Äquivalent auf eine hohe Wahrscheinlichkeit von erheblichen Schadstoffbelastungen hinweist. Die Belastungsgebiete der Rheinschiene sowie die Zone Ruhrgebiet West weisen bei Nebelwetterlagen eine etwas reduzierte klimatologisch-lufthygienische Gefährdung auf.

► Bei der wetterlagenabhängigen Betrachtung zeigen bei fast allen Anströmungssituationen nur die nordwestlichen Landesteile (Niederrhein, westliches Westfälisches Tiefland) aufgrund der Öffnung nach Westen im Mittel keine besonders kritischen Austauschbedingungen, wobei sich für S und SE-Anströmungen generell die schlechtesten und bei östlicher und westlicher Anströmung die besten Austauschverhältnisse ergeben. Betrachtet man nur die Belastungsgebiete der Rheinschiene und des Ruhrgebiets, so ergeben sich im Mittel die folgenden Verhältnisse: Unterkritische Austauschbedingungen (Stagnationsindex 21-30) für beide Belastungsgebiete finden sich bei N-, NE- und E-Anströmung, kritischer wird die Situation generell bei südöstlicher Anströmung (Stagnationsindex 31-40). Bei allen anderen Anströmungsrichtungen muß vor allem wegen variierender Lee-Effekte nach den einzelnen Belastungsgebieten unterschieden werden. Bei S- und SW-Anströmung gelangt der Bereich Ruhrgebiet Ost in den kritischen bis überkritischen Bereich (Stagnationsindex 31 bis >40), während die Industriestandorte entlang der Rheinschiene sowie die Zone Ruhrgebiet West im unterkritischen Bereich (Stagnationsindex 21-30) verbleiben. Nur bei südlicher Anströmung fällt auch der Bereich Rheinschiene Mitte in den kritischen Bereich (Stagnationsindex 31-40). Bei westlicher und nordwestlicher Anströmung finden sich im gesamten Ruhrgebiet unterkritische Austauschbedingungen, während die Gebiete im Bereich der Rheinschiene Süd (Industrieregion Leverkusen, Köln, Wesseling) in den kritischen Bereich gelangen (Stagnationsindex 31-40).

2. Nebelklimatologie von NRW und angrenzender Gebiete

Die Kenntnisse zur Nebelverbreitung, Nebelpersistenz, den optischen Eigenschaften (optische Dicke, Albedo) sowie zum Flüssigwassergehalt besitzen für eine klimatologisch-lufthygienisch orientierte Untersuchung von Inversionswetterlagen große Bedeutung. Jede Datenebene beeinflusst die lufthygienische Situation eines Raums auf besondere Weise:

► Die Nebelverteilung dient vor allem als Tracer für das Vorhandensein von Inversionen, wobei zusätzlich über die Höhenlage der Nebelränder auch im Bereich der Mittelgebirgstopographie Abschätzungen zum Luftaustauschraum unter der Inversion möglich werden (WINIGER 1986, BACHMANN & BENDIX 1993, REUDENBACH 1996). Die Betrachtung der Nebelverteilung im Tagesgang hilft weiterhin, Gebiete mit hoher Nebel-/Inversionspersistenz auszugliedern, die damit aus klimatologischer Sicht lufthygienisch besonders gefährdet sind.

► Die optischen Eigenschaften des Nebels beeinflussen vor allem die Nebel-/Inversionsauflösung in einem Gebiet. Eine hohe Nebelalbedo bedeutet, daß nur ein geringer Anteil der tagsüber einkommenden Solarstrahlung die Inversionsschicht erwärmen kann und damit die Wahrscheinlichkeit für eine thermische Inversionsauflösung deutlich abnimmt (PETKOVŠEK 1971, 1980, 1983 & 1985). Die zur Albedo komplementäre optische Dicke des Nebels beschränkt mit zunehmender Größenordnung die Transmission der Solarstrahlung durch den Nebel und damit den Energiebetrag, der am Boden in langwellige Wärmestrahlung umgesetzt werden kann und zur thermischen Nebel-/Inversionsauflösung zur Verfügung steht.

► Der Flüssigwassergehalt im Nebel hat doppelte Auswirkungen auf die klimatologisch-lufthygienischen Verhältnisse eines Gebiets. So muß ein geringer Teil der für die Inversionsauflösung zur Verfügung stehenden Solarenergie zur Verdunstung der Nebeltropfen aufgewendet werden (PETKOVŠEK 1972). Wie in Teil I bereits angedeutet wurde, ist der Flüssigwassergehalt im Nebel allerdings wesentlich bedeutender für die chemische Transformation von Luftschadstoffen und die feuchte Schadstoffdeposition (s. z.B. FUZZI *et al.* 1992, BENDIX 1993a).

Für NRW existieren bis heute nur sehr eingeschränkte Informationen über die genannten Größen. Am intensivsten beobachtet ist die Nebelverbreitung, die auf der Basis von Sichtweitemessungen und Beobachtungen für alle Bereiche in Kartenform vorliegt (DWD 1950, 1957 & 1960, MURL 1989, KALB & SCHIRMER 1992) aber mit den in Teil I angeführten Unsicherheiten behaftet ist. Flächendeckende Karten zu optischen Nebel-eigenschaften und zur Mikrophysik (Flüssigwasser) des Nebels liegen für den Untersuchungsraum nicht vor.

2.1 Nebelverbreitung

In Beilage 3 ist die Nebelkarte für den Zeitraum Februar 1993 bis Januar 1996 (2:00 bis 9:00, Gesamtkollektiv 36 Tage) dargestellt. Die Karte repräsentiert die nächtliche und frühmorgendliche Nebelsituation und damit das tageszeitliche Ma-

ximum der Nebelverbreitung. Nebelfreie Gebiete sind grau unterlegt (Hill Shading). Die folgenden Punkte treten in der Karte besonders hervor:

► Bezogen auf NRW ergibt sich eine überdurchschnittliche Nebelhäufigkeit (>50%) für die Tieflagen. Betroffen sind der nördliche Niederrhein sowie die nordwestlichen Teile der Westfälischen Bucht, die Niederrheinische Bucht südlich von Düsseldorf sowie einige Flußtäler in den Mittelgebirgen (z.B. unteres Siegtal). Hier können punktuell vor allem in Rheinnähe mit Moor- oder Waldbestand (südwestlich von Bocholt bei Xanten, Bereich Köln-Königsforst) aufgrund des größeren Feuchteangebots auch Werte zwischen 61 und 70 % erreicht werden. Das absolute Nebelmaximum mit >71% für NRW liegt allerdings im zentralen Rheintal südlich von Bonn gefolgt von den Tallandschaften des unteren und oberen Weserberglands (61-70 %, Werretal, Diemetal).

► Die im räumlichen Auflösungsbereich des NOAA-Radiometers (1,1 km²) liegenden Mittelgebirgstäler zeigen im Bearbeitungszeitraum demgegenüber durchweg Nebelhäufigkeiten unter 40%. Nur das Biggetal weist im Bereich Finnentrop bis zur Biggetalsperre aufgrund des größeren Feuchteangebots erhöhte Nebelhäufigkeiten zwischen 41 und 50 % auf.

► Besonders niedrige Nebelhäufigkeiten finden sich bezogen auf die Tieflandsbereiche im gesamten Ruhrgebiet. Die Belastungsgebiete Ruhrgebiet Ost und Ruhrgebiet Mitte zeigen dabei südlich der Emscher Werte unter 30%, wobei der zentrale Bereich (Ruhrgebiet Mitte) sogar häufig in der Zone <20% liegt. Auch der nördliche Teil des Belastungsgebiets Rheinschiene Mitte (nördlich von Düsseldorf) weist noch unterdurchschnittliche Nebelhäufigkeiten auf.

► Ein weiteres Minimum liegt im Bereich der Jülich-Dürener und Euskirchener Börden.

► In Hessen finden sich gegenüber NRW für die meisten Tal- und Beckenlagen überdurchschnittliche Nebelhäufigkeiten. Maximale Nebelhäufigkeiten von 71-80% zeigen sich im unteren Lahntal südlich von Gießen sowie im Fuldatäl zwischen Kassel und Schlitz. Die Wetterau nordöstlich von Frankfurt weist bereits reduzierte Nebelhäufigkeiten (51-60%) auf und der Großraum Frankfurt liegt mit 31-40% im Bereich mit einer unterdurchschnittlichen Nebelgefährdung.

► Die Höhenlagen (z.B. Vogelsberg, Rhön, Spessart, Taunus und Odenwald) treten als Minimumgebiete der Nebelverteilung hervor.

► Im nördlichen Rheinland-Pfalz liegen bei Häufigkeiten >80% die absoluten Maxima der Nebelverbreitung. Betroffen sind das untere Lahn- (bis Diez) und Moseltal, die gesamte Neuwieder Talweite, das südlich angrenzende Mittelrheintal bis Boppard sowie Teile des Wiedtals (Bereich Neustadt). Die Nebelzone 71-80% zieht sich bis ins mittlere Moseltal und betrifft die gesamten Nebentäler der Unterlahn (z.B. Aap, Ems).

► Erstaunlich sind die Häufigkeiten >50% im gesamten Saar-Nahe-Berg- und Hügelland, wo die Wasserscheiden zwischen den großen Flußtälern der Nahe, Glan und Alsenz von Nebel überströmt werden. Im oberen Nahetal sowie im Glantal liegen die Nebelhäufigkeiten bei 71-80%. Insgesamt ist die Nebelgefährdung hier etwas

höher als im nördlichen Oberrheintal. Zwischen Mainz und Gernsheim sind nur unterdurchschnittliche Nebelhäufigkeiten zu finden.

► Wie in Hessen und NRW sind auch in Rheinland-Pfalz die Höhenlagen am wenigsten von Nebel betroffen (z.B. Eifel und Hunsrück).

Beilage 3 zeigt auch Unterschiede bezogen auf die Höhenlage ausgedehnter Nebelmeere:

► Insgesamt ergibt sich ein Anstieg der Nebelobergrenze in Richtung Süden, da die Hochlagen der Mittelgebirge im nördlichen Teil (Eifel und Rothaargebirge mit Kahlem Asten, 841 m ü. NN) in allen Fällen aus dem Nebel herausragen, während die Kammhöhen im südlichen Teil des Untersuchungsgebiets (z.B. Hunsrück, Taunus mit Großer Feldberg, 880 m ü. NN) in Fällen mit ausgedehnten Nebelmeeren fast vollständig vom Nebel überströmt werden.

► Betrachtet man in etwa die Linie Trier-Frankfurt-Bad Hersfeld, so ergibt sich ebenfalls ein leichter Anstieg der Nebelobergrenze von West nach Ost. Während die höchste Erhebung des Hunsrücks (Erbeskopf, 816 m ü. NN, in Beilage 3 als grauer Fleck östlich von Trier erkennbar) in allen Fällen aus dem Nebelmeer herausragt, liegen die Berghöhen des Taunus (Großer Feldberg, 880 m ü. NN) sowie der Rhön (Wasserkuppe, 950 m ü. NN) bereits im Nebel.

Interessant ist der Vergleich mit neueren Nebelkarten aus den Klimaatlant des DWD, die auf längeren Zeitreihen von Stationsbeobachtungen basieren. Bei dem folgenden Vergleich von Beilage 3 mit den Karten von MURL (1989) und KALB & SCHIRMER (1992) muß allerdings beachtet werden, daß im Rahmen der vorliegenden Arbeit nur Situationen mit Tal- oder Hochnebel bei ungestörten Strahlungswetterlagen berücksichtigt wurden. In den Vergleichskarten werden aber gerade die während zyklonaler Lagen auftretenden Wolkennebel in den Höhenlagen der Mittelgebirge abgebildet, die zu einer generellen Invertierung der Gesamtnebelhäufigkeiten führen. Aus diesem Grund wird beim nachfolgenden Vergleich nur die Signatur „überwiegend Talnebel“ der Karten MURL (1989) bzw. KALB & SCHIRMER (1992) berücksichtigt.

Der Vergleich von Beilage 3 mit den angeführten Nebelkarten ergibt die folgenden Übereinstimmungen bzw. Unterschiede:

► Übereinstimmend finden sich erhöhte Nebelhäufigkeiten in den nördlichen Landesteilen NRW's, ein reduziertes Nebelaufkommen im nördlichen Teil der Niederrheinischen Bucht und den Jülich-Dürener/Euskirchener Bördenlandschaften sowie ein absolutes Nebelmaximum im rheinland-pfälzischen Mittelrheintal (siehe auch REIDAT 1956, GUSS 1970, LAMP 1970a,b).

► Interessant ist vor allem der Vergleich der Nebelhäufigkeit im Bereich der Belastungsgebiete NRW's. Sowohl bei MURL (1989) als auch KALB & SCHIRMER (1992) liegt das absolute Nebelmaximum für NRW im Bereich der Ruhrgebietsachse südlich der Emscher zwischen Duisburg und Dortmund, während in Beilage 3 hier ein klares Nebelminimum zu finden ist. Übereinstimmend niedrigere Häufigkeiten finden sich dagegen im Bereich nördlich von Düsseldorf, wodurch die Rheinschiene

in Zonen erhöhter Nebelgefahr am nördlichen Niederrhein und in der südlichen Niederrheinischen Bucht untergliedert wird.

► Die nordrhein-westfälischen Häufigkeitsmaxima im Weserbergland (Beilage 3) werden nur für das obere Melletal in MURL (1989) bestätigt. Nicht erfaßt sind bei MURL (1989) dagegen die in Beilage 3 dargestellten erhöhten Nebelwerte im Lenne- und Biggetal.

► Das Nebelmaximum im Mittelrheintal wird generell sowohl von MURL (1989) als auch von KALB & SCHIRMER (1992) bestätigt, ist allerdings wesentlich weniger differenziert und weist klare Abweichungen gegenüber Beilage 3 auf. Es erstreckt sich in den Vergleichskarten des DWD vom Bonner Norden/unteres Siegtal bis an die Einmündung der Mosel in den Rhein. In Beilage 3 ist das absolute Maximum ganz klar auf Gebiete südlich von Bonn begrenzt, während es im Süden über die Neuwieder Talweite hinaus bis nach Boppard ausgeweitet ist. Weder die Ausdehnung des absoluten Maximums ins untere Lahn- und Moseltal noch das kleinräumige Maximum im Wiedtal finden sich in den Vergleichskarten wieder.

► Deutliche Abweichungen zwischen Beilage 3 und KALB & SCHIRMER (1992) zeigen sich auch für das südliche Untersuchungsgebiet. Dem nördlichen Oberrheingebiet und dem Großraum Frankfurt wird im Gegensatz zu Beilage 3 eine recht hohe Nebelgefährdung zugewiesen, während das Nahe-Hügelland mit reduzierteren Nebelhäufigkeiten belegt ist.

► In den meisten anderen Bereichen stimmt die Nebelgefährdung von Beilage 3 und den Vergleichskarten zumindest tendenziell überein. Insgesamt wird aber in Beilage 3 eine wesentlich bessere regionale Differenzierung der Nebelhäufigkeiten erreicht.

Generell stellt sich nun die Frage nach den Ursachen der gefundenen Abweichungen, die sich in technische Aspekte der Kartenproduktion und klimatologische Faktoren unterteilen läßt:

► Der Nachteil der auf der Method von SCHIRMER (1970, 1974) basierenden Nebelkartierung ist der große Flächenanteil unbeobachteter Gebiete. Die notwendige Extrapolation von Punktbeobachtungen auf die Fläche orientiert sich daher an der Voraussetzung, daß ähnliche Höhenlagen eine vergleichbare Nebelstruktur aufweisen. Nur wenn tatsächlich eine Beobachtungsstation vorhanden ist oder Expertenwissen in die Kartierung eingeht, können Lokaleffekte in die Karten aufgenommen werden. Andere Einflußfaktoren wie lokale Strömungseffekte oder etwa die Landnutzung (Wald, Moor) bleiben zum Großteil unberücksichtigt. Es ist daher nicht verwunderlich, daß die auf Flächendaten basierende Satellitenkarte (Beilage 3) ein wesentlich differenzierteres Bild der lokalen Nebelverteilung bietet, in dem Lokaleffekte deutlich zu erkennen sind.

► Noch konträr diskutiert wird zur Zeit der Einfluß von Ballungsräumen auf die Nebelbildung. Das Nebelmaximum der Vergleichskarten im Ruhrgebiet basiert letztlich auf der Annahme, daß industriell hervorgerufene Luftverschmutzung auf dem Weg der vermehrten Bereitstellung von Kondensationskernen bei entsprechenden Wetterlagen die Nebelbildung fördert. Die durch vermehrte Schadstoffbelastung

hervorgerufene Nebelbildung wird auf die sogenannte „Vorkondensation“ zurückgeführt, die ein verfrühtes Einsetzen der Nebelbildung in bestimmten Industriegebieten schon ab 80% relativer Feuchte aufgrund von hydrophilen Kondensationskernen beschreibt (KASTEN 1969, DWD 1989). Allerdings basieren die Nebelkarten des DWD, die für das Ruhrgebiet eine maximale Nebelhäufigkeit ausweisen, auf einem Datensatz der Jahre 1951-1960, in denen tatsächlich häufiger durch Luftschadstoffe reduzierte Sichtverhältnisse mit Sichtweiten <1 km im industriellen Ballungsraum des Ruhrgebiets und der angrenzenden Gebiete (z.B. Rand des Sauerlandes) auftraten (REIDAT 1956). Durch die Verbesserung der Luftreinhaltemaßnahmen ist aber bis 1970 eine generelle Abnahme von Sichtweiten <1 km (Nebel) im Bereich des Ruhrgebiets zu beobachten (GERTH 1983). Zusätzlich wurde in jüngster Zeit festgestellt, daß gerade im Bereich von Agglomerationsräumen aufgrund eines verstärkten winterlichen "Wärmeineffekts" in Verbindung mit einer reduzierten Luftfeuchte deutliche Reduktionen in der Nebelhäufigkeit zu beobachten waren. Beispiele hierfür sind die Agglomerationsräume Mailand (BENDIX 1993a) sowie München (SACHWEH 1992, SACHWEH & KOEPKE 1995). Insgesamt muß daher davon ausgegangen werden, daß die offiziellen Nebelkarten (MURL 1989, KALB & SCHIRMER 1992) zumindest für das Ruhrgebiet überarbeitet werden sollten. Es ist anzunehmen, daß teilweise ähnliche nebelreduzierende Effekte auch für die Unterschiede im Großraum Frankfurt verantwortlich zeichnen.

► Ein weiterer Grund für Abweichungen zwischen beiden Karten ist der Einfluß der groß- und kleinräumigen Strömung auf die Nebelsituation. So zeigt sich in mehreren Studien, daß im Luv der Mittelgebirge selbst bei schwacher Anströmung von Kaltluft sogenannter „Luv-Nebel“ auftritt. Die advektiv angeströmte Kaltluft wird an den Abdachungen der Gebirge angehoben, kühlt sich weiter ab und erreicht dabei kontinuierlich den Taupunkt, so daß die gebildeten Luv-Nebel in der Regel überaus persistent sind. Im Gegensatz dazu findet im Lee der vorherrschenden Strömungsrichtung bei föhnartiger Strömung und ausreichend hoher Windgeschwindigkeit häufiger Nebelauflösung statt (SCHULZE-NEUHOFF 1975, DWD 1989, GÜLS & BENDIX 1996). Darüber hinaus tritt Luv-Nebel im Untersuchungsgebiet auch kleinräumig auf: Im Mittelrheintal bei Bingen (Nahe) und Lorch (Wisper) staut sich die Kaltluft beim Ausströmen aus den Nebenflusstälern ins Haupttal (Rhein) am Gegenhang, wird angehoben und kondensiert dort aus (AFG 1969). Das absolute Nebelmaximum im Bereich Neuwied und Koblenz ist sicherlich auf die extrem ausgeprägte Konfluenz von Kaltluftabflüssen aus dem Rhein-, Mosel- und Lahntal zurückzuführen, die beim Zusammenfließen turbulent angehoben werden und damit dauerhaft Kondensation und Nebelbildung verursachen. Zusätzlich wirkt hier noch der „Eifelwind“, der von der Eifel abfließende Kaltluftpolster darstellt, die aus Westen kommend die Kaltluft im Neuwieder Becken überfließen und bei Geschwindigkeiten unter 3 m sec^{-1} zur Nebelverdichtung und zum vertikalen Nebelwachstum beitragen (DWD 1989).

Es sei angemerkt, daß die kleinräumigen Luv-Nebel nicht mit Nebeleinbrüchen verwechselt werden dürfen, die häufig nach Sonnenaufgang in Verbindung mit einer stärkeren Erwärmung der Randhöhen gegenüber den Talnebelgebieten auftreten

und eine advektive Verlagerung von Nebelfeldern auch gegen die Schwerkraft darstellen (UNGEWITTER 1984, SCHULZE-NEUHOF 1987, BENDIX 1993a).

Neben Lokaleffekten werden also vor allem großräumige Luv- und Leewirkungen für Besonderheiten der regionalen Nebelstruktur verantwortlich gemacht (DWD 1989). Es ist daher anzunehmen, daß auch die in Beilage 3 präsentierte Nebelverteilung von den vorherrschenden Anströmungssituationen beeinflusst ist. Zur Abschätzung der anströmungsbedingten Effekte ist in Tabelle 7 die Verteilung der 850 hPa-Anströmungsrichtungen für das Datenkollektiv von Beilage 3 dargestellt.

50% aller Nebelereignisse in der Untersuchungsperiode fallen auf den südlichen Sektor (SW-SE), 20% auf eine Anströmung aus NE und 15% auf den NW-Sektor. Die dominanten Richtungen S-SE und NE erklären den beschriebenen Anstieg der Nebelobergrenzen nach Süden und Osten, da die südöstlichen Landesteile bei diesen Anströmungsrichtungen näher am Zentrum eines Hochs über Mittel- bzw. Osteuropa liegen und die dort wirksame Absinkinversion größere Inversions- und Nebelhöhen zuläßt. Vor allem die Richtungen W, N und E sind eher unbedeutend für die Nebelbildung im Untersuchungszeitraum. Es ist daher anzunehmen, daß vor allem Luv- und Leewirkungen bezogen auf Anströmungen aus südlichen und nordöstlichen Sektoren die Nebelstruktur in Beilage 3 beeinflussen.

Tab. 7: Verteilung der 850 hPa-Anströmungsrichtungen (Radiosonde Essen 0:00 UTC) auf das Datenkollektiv der NOAA-AVHRR Nebelbilder [%]

N	NE	E	SE	S	SW	W	NW
5	20	5	25	15	10	5	15

Insgesamt finden sich bezogen auf die Verteilung der Anströmungsrichtungen (Tab. 7) die folgenden Luv- und Leewirkungen in Beilage 3 wieder (s. auch DWD 1989):

► **Ruhrgebiet:** Das Nebelminimum ist neben dem angeführten Wärmeinseleffekt eindeutig auch eine Folge der Leewirkung von Bergischem Land und Sauerland, die normalerweise besonders gute Sichtverhältnisse auf der Linie Unna-Mühlheim verursacht und über den gesamten südlichen Sektor (SW-SE) wirksam wird. Überdurchschnittlich häufig (100%) findet Nebelbildung demgegenüber in Bottrop bei einer 850 hPa-Anströmung aus NW statt.

► **Münsterland:** Südwestlich des Teutoburger Waldes befindet sich ebenfalls eine nebelarme Zone (Paderborn), da hier sowohl bei Anströmung aus dem Südsektor die Leewirkung des Sauerlands als auch bei NE-Anströmung die Leewirkung des Teutoburger Waldes wirksam werden. Überdurchschnittlich häufige Nebelbildung (>50%) findet in diesem Bereich bei keiner Anströmungsrichtung statt. Im nördlichen Bereich der Ems (Warendorf) sind die Anströmungsrichtungen aus NW bis NE an allen Tagen von Nebel begleitet, während bei südlicher Anströmung kein Nebeltag verzeichnet wurde.

► Das Gebiet um **Aachen** sowie die angegliederten **Bördenlandschaften** (Düren, Jülich, Euskirchen) liegen bei südlicher Anströmung im Lee der Eifel und bei E-SE im Lee der Ville, so daß ebenfalls deutlich niedrigere Nebelhäufigkeiten zu verzeichnen sind.

► Die **Niederrheinische Bucht** ist demgegenüber bei einer Anströmung aus S oder NE durch schlechte Sichtverhältnisse gekennzeichnet und liegt nur bei stärkeren Winden aus SW im Eifelsee. Im Rheintal bei Bonn findet daher an allen Tagen mit einer 850 hPa-Anströmung aus NW, NE und E vermehrt Nebelbildung statt, während bei SE (turbulente Kaltluftabflüsse) nur selten Nebelbildung zu verzeichnen ist (<25%).

► Die nach NW geöffneten Täler des **Sauerlands** (Lenne-/Biggetal) zeigen überdurchschnittlich häufig Nebelbildung bei NW-Anströmung, während die anderen Anströmungsrichtungen nur unterdurchschnittlich vertreten sind.

► Die relative Nebelarmut im **Frankfurter Raum** resultiert aus der Leewirkung von Odenwald und Spessart, wobei auch bei nordöstlicher Anströmung durch Kanalisierungstendenzen und damit einhergehenden höheren Windgeschwindigkeiten in der Wetterau die Nebelbildung im Frankfurter Raum eher unterbunden wird (DWD 1989). Nur bei S-SW-Richtung bildet sich im Frankfurter Raum vermehrt Nebel (LIEBETRUTH 1982).

► Die reduzierten Nebelhäufigkeiten des **nördlichen Oberrheins** (Beilage 3) resultieren aus der Leewirkung des Alzeier Hügellandes bei südwestlicher Anströmung und der Leewirkung des Odenwalds bei einer Anströmung von SE-NE.

► Die in Beilage 3 gegenüber der Karte von KALB & SCHIRMER (1992) erhöhte Nebelgefahr im Nahe-Hügelland basiert auf einem typischen Luveffekt. Sowohl bei SE als auch bei NE (=45% des Gesamtkollektivs) kommt es zu dichtem Advektionsnebel aus der Rhein-Main-Senke, auch wenn dort bessere Sichtverhältnisse vorherrschen (DWD 1989).

Zusammenfassend zeigen sich deutliche Effekte der Anströmungsrichtung auf die regionale Nebelstruktur im Untersuchungsraum, die zukünftig noch weiter untersucht werden müssen.

Betrachtet man zuletzt die jahreszeitliche Verteilung der Nebelereignisse in NRW bezogen auf das Datenkollektiv der Satellitenbilder, so finden sich typische Nebelperioden, die häufig mit Hochdruck-„Singularitäten“ zusammenfallen (LEHMANN 1950). Die größte Häufigkeit von meist geringmächtigen Talnebelfeldern finden sich in zwei Perioden gegen Mitte (12.-15.) und Ende Oktober (30.-31.). Im November ist in der gesamten Untersuchungsperiode kein Nebel aufgetreten. Ausgedehntere Nebelgebiete finden sich vermehrt Anfang bis Mitte Dezember (7.12.-15.12.); die Hauptnebelphase mit hoher Persistenz über mehrere Tage und damit der größten Smoggefahr stellt die Periode von Ende Januar (15.-20.) bis Anfang Februar (3.2.-16.2.) dar. März und April sind nebelfrei und erst Mitte Mai treten wiederum Strahlungsnebelfälle meist gekennzeichnet durch geringmächtige Talnebel auf.

2.2 Einstrahlungsbedingte Tagesdynamik

Die tageszeitliche Nebeldynamik soll am Beispiel des 3.2.1993 aufgezeigt werden, an dem der synoptische Einfluß aufgrund der Wetterverhältnisse deutlich reduziert ist (Abb. 35). An diesem Tag lag Deutschland im Einflußbereich eines bis in große Höhen reichenden Hochs über Mitteleuropa (HM) mit Kern über den Benelux-Staaten, das im gesamten Untersuchungsgebiet aufgrund der wetterbestimmenden Kaltluft in Bodennähe zähe Nebel- und Hochnebefelder mit Obergrenzen zwischen 500 und 700 m verursachte (Abb. 35a).

Die 850 hPa-Anströmungsrichtung wechselte im Untersuchungsgebiet von NW (300° , $5,6 \text{ m sec}^{-1}$) um 0:00 UTC auf W (280° , 3 m sec^{-1}) um 6:00 UTC und WSW (250° , 5 m sec^{-1}) um 12:00 UTC. Im Nebel herrschen über den gesamten Tag schwachwindige Verhältnisse um 1 m sec^{-1} vor. Insgesamt ist an diesem Tag bei einer sehr stabilen Inversion mit einer absoluten Stärke von 25°C kaum mit einer durch das synoptische Strömungsfeld induzierten Nebelverlagerung zu rechnen.

Abbildung 35 (unten) zeigt das Maximum der Nebelausbreitung um 4:09 Uhr (MEWZ). Alle Niederungen sowie die Abdachungen der Mittelgebirge unterhalb 500 m liegen zu diesem Zeitpunkt im Nebel. Auch die größeren Flußtäler von Rhein, Ahr, Lahn, Nahe, Main und Mosel sind vollständig mit Nebel gefüllt. Im nördlichen Oberrheinbereich ist das gesamte Saar-Nahe-Hügelland mit Ausnahme einiger Gipfellenen (z.B. Donnersberg 687 m ü. NN, in Abbildung 35 als grauer Fleck NW von Mannheim zu erkennen) von Nebel überflutet. In den Mittelgebirgstälern des Hochsauerlandes hat sich mit Ausnahme des Lenne- und Biggetals kein Nebel gebildet. Insgesamt sind die Hochlagen (Sauerland, Eifel, Hunsrück, Taunus, Odenwald, Spessart, Rhön) nebefrei. Etwa 45 Minuten nach Sonnenaufgang setzt die Nebelauflösung bevorzugt in den Flußtälern (z.B. Ahr, Mosel) und im Bereich der Mittelgebirgsflanken aus folgenden Gründen ein:

- ▶ Die zu erwärmende Nebelschicht ist in Tal- und Hangbereichen weniger mächtig, so daß bereits ein kleiner Energiegewinn zur thermischen Nebelauflösung ausreicht.
- ▶ Östlich ausgerichtete Hanglagen erhalten nach Sonnenaufgang die größten Einstrahlungssummen und mit Einsetzen des thermisch induzierten Hangaufwinds wird die Nebelschicht am Hang turbulent durchmischt.

Interessant sind nun die Verhältnisse zum Mittagstermin (11:23 UTC). Zu diesem Zeitpunkt findet sich Nebel nur noch in den Beckenlagen, im Nahe-Hügelland sowie Reste in den größeren Flußtälern (Mosel, Lahn). Bei der schwach ausgeprägten synoptischen Strömung ergibt sich keine Nebelauflösung durch föhnartige Prozesse im Lee der Gebirge, sondern es tritt ein gegenteiliger Effekt ein. Ein Beispiel dafür sind die Bördelandschaften um Düren, Jülich und Euskirchen, die aufgrund der Leewirkung von Eifel und Velle häufig keine Nebelbildung aufweisen. Während sich am 3. Februar der Nebel entlang der Niederrheinischen Bucht vor allem östlich des Rheins bereits aufgelöst hat, bleibt der Nebel im Bereich der Bördelandschaften bis zum Mittag stabil, obwohl die Gebiete bei der vorherrschenden WSW-Strömung bereits im Lee der Eifel liegen.

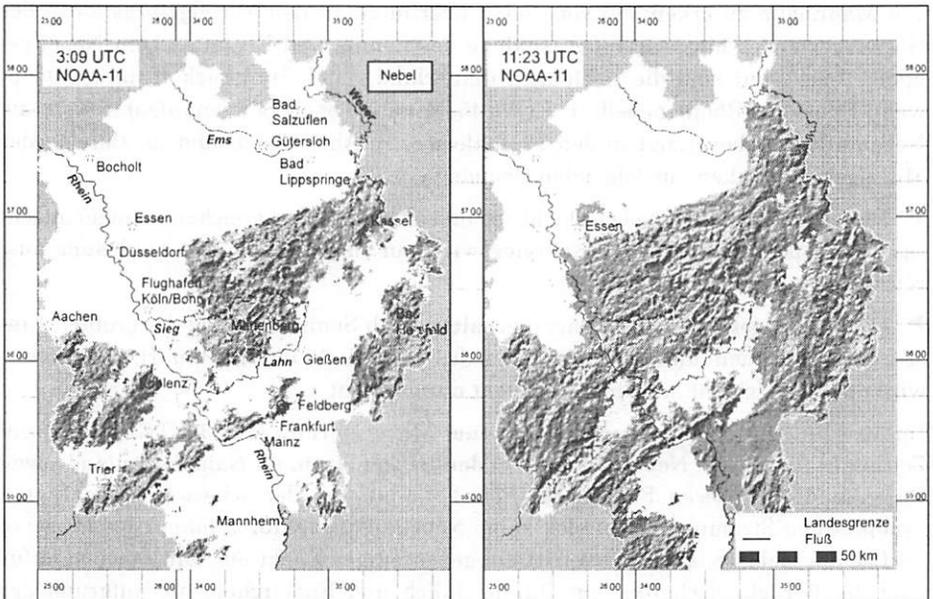
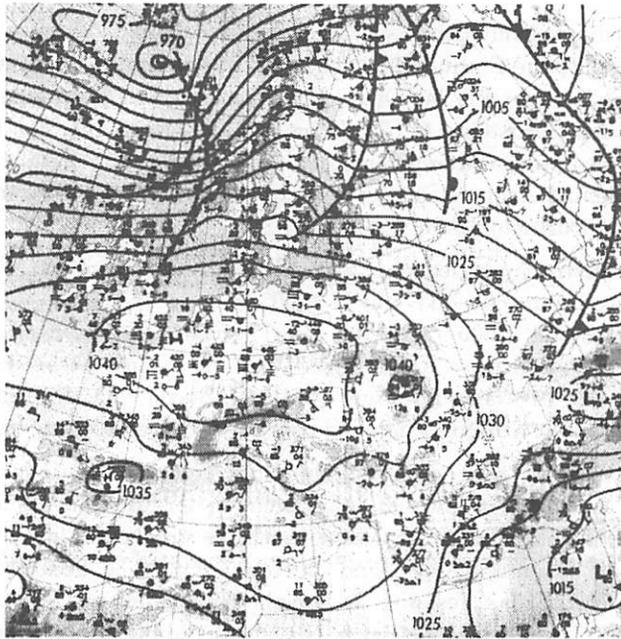


Abb. 35: (oben) Bodenwetterkarte vom 3.2.1993 (0:00 Uhr) (Quelle: Europäischer Wetterbericht), (unten) Tagesdynamik der Nebelverbreitung am 3.2.1993

Für die Auflösungsbereiche in der Niederrheinischen Bucht zeigen sich leicht erhöhte Windgeschwindigkeiten (Tab. 8, Flughafen Köln/Bonn), die verstärkt bodennahe Turbulenz und schnellere Nebelauflösung verursachen (DWD 1989). Demgegenüber ist die Bördenlandschaft (Aachen, Tab. 8) durch deutlich reduzierte Windgeschwindigkeiten gekennzeichnet, die hier nebelerhaltend wirken.

Tab. 8: Bodenwindfeld (ff in m sec⁻¹ und Richtung) am 3.2.1993 (Quelle: Europäischer Wetterbericht)

	3:00	9:00	12:00
Essen	1 (W)	1,5 (SW)	1 (SW)
Aachen	1 (E)	1 (E)	1 (N)
Flughafen Köln/Bonn	2 (SE)	2 (SE)	1,5 (E)

Bei synoptisch schwachwindigen Verhältnissen und stabiler Inversion ist daher eine Leelage für die Nebelauflösung ungünstig zu bewerten. Auch aus diesem Grund bleiben die Nebelfelder im Nahe-Hügelland (im Lee des Saar-Berglands) sowie westlich des Rheins im nördlichen Oberrheingraben (im Lee des Pfälzer Waldes) bis zum Mittagstermin bestehen. Im Norden des nordrhein-westfälischen Tieflandes bleibt der Nebel ebenfalls erhalten, während sich im Ruhrgebiet (Essen, Gelsenkirchen, Herne) bereits eine Tendenz zur Nebelauflösung abzeichnet. Obwohl sich hier die synoptische Windrichtung aufgrund der fehlenden Gebirgsbarrieren im Westen durchsetzt, liegt die bodennahe Windgeschwindigkeit noch im turbulenzärmeren Bereich (Tab. 8). Damit läßt sich bei ähnlichen Einstrahlungs- und Turbulenzbedingungen von Börde und Ruhrgebiet eindeutig der fördernde Einfluß der in der Bördenlandschaft nicht ausgebildeten anthropogenen Wärmeinsel auf die Nebelauflösung im Ruhrgebiet erkennen.

2.3 Optische Nebeldicke und Flüssigwasser der Nebeldecken in NRW

In Kapitel 6.5 (Teil II) wurde bereits darauf hingewiesen, daß die optischen Eigenschaften ausgedehnter Nebeldecken (Albedo, Emissivität, optische Dicke) primär vom Flüssigwasserweg bestimmt werden. Je höher der Flüssigwasserweg als Wegintegral des Flüssigwassergehalts ist, desto größer ist die optische Dicke, die Nebelalbedo und auch die Emissivität des Nebels. Aus diesem Grund wird im folgenden Kapitel neben der Verteilung des Flüssigwasserwegs stellvertretend für die optischen Nebel Eigenschaften die Verteilung der optische Dicke diskutiert.

Auf Beilage 4 sind die Mittelwerte von optischer Dicke und Flüssigwasserweg im Nebel NRW's dargestellt. Da die Berechnung der angeführten Nebel Eigenschaften nur für Satellitenbilder mit einer Sonnenhöhe >10° sinnvolle Werte ergibt, basiert Beilage 4 auf ausreichend beleuchteten Morgenbildern (Spätfrühjahr, Frühherbst,

NOAA 12 Morgenorbit), allen verfügbaren Vormittagsbildern des Winterhalbjahrs 1994/95 (NOAA 9, Überflug ca. 9:00 Uhr) und auf den gut beleuchteten Mittagsbildern (NOAA-11, -14).

Bezogen auf die in Beilage 4 abgebildeten Mittelwerte ergeben sich für NRW die folgenden Verhältnisse:

- ▶ Bereiche mit erhöhten Mittelwerten von optischer Dicke und Flüssigwasserweg finden sich entlang der Rheinschiene vom Niederrhein bis in die Niederrheinische Bucht. Dabei werden die höchsten Werte an der Westabdachung des Bergischen Landes zwischen Leverkusen und Remscheid erreicht.
- ▶ Ebenso hohe Flüssigwasserwerte treten im Bereich des Nierstaes (Nebenfluß der Maas bei Weeze) sowie den Unterläufen von Rur und Erft auf.
- ▶ Interessant sind punktuelle Maxima mit optischen Dicken >18 , die sich entlang des Rheinverlaufs finden. Hierbei handelt es sich häufig um industrielle Abluftfahnen, die die Nebeldecke anheben, durchstoßen oder sie bei hohem Wasserdampfgehalt sogar verdichten können. Damit werden höhere optische Dicken im Satellitensignal erreicht, wie sie zum Beispiel südlich von Düsseldorf in der Mittelkarte zur optischen Dicke deutlich zu erkennen sind. Die beiden rechtsrheinischen Maximalpunkte koinzidieren dabei klar mit der Lage der Henkel-Werke Düsseldorf.
- ▶ Weitere Gebiete mit hohen mittleren Flüssigwasserwegen sind die feuchten Flachlandbereiche nördlich des Wiehengebirges sowie die Emsauen westlich von Gütersloh.
- ▶ Die Gebiete mit niedrigeren optischen Dicken sowie einem reduzierten Flüssigwasserweg liegen in der zentralen Westfälischen Bucht sowie in den Tälern der Mittelgebirge.

Bei der Interpretation von Beilage 4 ist zu bedenken, daß das Rheintal und die Niederrheinische Bucht gegen Mittag am häufigsten von Nebelauflösung betroffen sind, während in der Westfälischen Bucht gerade im Winter die Nebelfelder mit deutlich reduziertem Flüssigwassergehalt noch häufig stabil bleiben. Im Rheintal und in der Niederrheinischen Bucht treten mittags dann vermehrt Nebelfelder auf, wenn die synoptische Situation vertikal mächtige Nebeldecken mit hohem Flüssigwassergehalt zuläßt. Die niedrigeren Mittelwerte in der Westfälischen Bucht resultieren aus einer Häufung von mittäglichen Nebelrestgebieten, während im Rheintal hauptsächlich vertikal mächtige Nebeldecken mit höheren optischen Dicken in die Mittelung eingehen.

Wie im Fall der Nebelhäufigkeitskarte müssen sich Luv- und Lee-Effekte auch auf die Flüssigwasserverhältnisse im Nebel auswirken. Im Gegensatz zum Datenkollektiv der Nebelhäufigkeitskarte stand kein Bild mit südöstlicher Anströmungsrichtung für die Berechnungen des Flüssigwasserwegs zur Verfügung. Ein Großteil der Bilder entfällt auf den Westsektor (38%) sowie einen nord-nordöstlichen Antrieb (Tab. 9).

Tab. 9: Verteilung der 850 hPa-Anströmungsrichtung (Radiosonde Essen, 0:00 UTC) auf das Datenkollektiv von Beilage 4 [%]

N	NE	E	SE	S	SW	W	NW
18	27	9	-	9	10	10	18

Während erhöhte Flüssigwasserwege in Fluß- und Moorbereichen zu erwarten sind, lassen sich andere großflächigere Maxima nur mit der vorherrschenden Strömungssituation erklären. In Tabelle 10 sind aus diesem Grund die mittleren Flüssigwasserwege in Abhängigkeit der 850 hPa-Anströmungsrichtung aufgetragen.

Tab. 10: Mittlerer Flüssigwasserweg [g m⁻²] bezogen auf die 850 hPa-Anströmungsrichtung für verschiedene Landschaftseinheiten NRW's

	N	NE	E	SE	S	SW	W	NW	Mittel
Bonn	53	25	-	-	-	-	-	6	28
Geilenkirchen	120	39	-	-	-	14	-	8	45
Solingen	16	40	-	-	-	-	-	8	21
Biggetal	-	-	-	-	-	-	-	12	12
Bottrop	6	38	47	-	9	9	-	10	19
Emmerich	8	52	66	-	33	17	-	41	36
Warendorf	28	24	30	-	-	18	-	47	29
Paderborn	-	3	-	-	-	-	-	6	5
Minden	-	33	60	-	-	50	-	22	48
Bad Salzuflen	33	12	18	-	-	-	-	2	16
Mittel	38	26	44	-	21	22	-	16	

Es zeigt sich eine deutliche räumliche Differenzierung der Flüssigwasserverteilung, die einerseits aus der anströmungsabhängigen Nebelverteilung (Luv-, Leewirkungen) sowie andererseits aus der bei Advektionsprozessen einsetzenden Nebelverdichtung resultiert.

► Die flächenmäßig größte Nebelausdehnung mit recht hohen Flüssigwasserwegen findet sich bezogen auf das Datenkollektiv von Beilage 4 bei NW-Anströmung. Auch die Sektoren N, NE und E weisen im gesamten Landesgebiet von NRW bevorzugt Nebelbildung mit hohen Flüssigwasserwegen auf. Bei südlichen Windrichtungen zeigen sich demgegenüber niedrigere Werte, die auf geringermächtige Nebeldecken oder kontinentalere Nebelfelder hinweisen. Damit manifestiert sich der Einfluß maritim geprägter Luftmassen von Nord- und Ostsee, die bei Advektion deutlich mächtigere und feuchtere Nebeldecken hervorrufen, während bei kontinentaler

Anströmung eindeutig Strahlungsnebel dominieren. Auf der Basis ausgedehnter internationaler Studien und Untersuchungen an mehreren deutschen Sichtweitemationen kommen auch STEWARD & ESSENWANGER (1982) zu dem Ergebnis, daß ein Großteil der ausgedehnten Nebeldecken mit höheren Flüssigwassergehalten keinen reinen Strahlungsnebel darstellen, während Nebel mit kleinerem Tropfenspektrum und reduziertem Flüssigwassergehalt eindeutiger dem Typ Strahlungsnebel zuzuordnen sind. Wie auch in dem vorliegenden Datensatz zu sehen ist, fanden die Autoren eine jahreszeitliche Differenzierung mit vorwiegend Strahlungsnebel in den Übergangsjahreszeiten und überwiegenden Nebeldecken mit Advektionseinfluß im Kernwinter (z.B. für Bitburg und Frankfurt).

Dabei ist anzumerken, daß auch kleinräumigere Advektionsphänomene (Luvnebel) zu veränderten mikrophysikalischen Eigenschaften im Nebel mit höherem Flüssigwasseranteil und größerem Tropfenspektrum führen können. Betrachtet man die regionale Flüssigwasserverteilung von Beilage 4 unter diesem Gesichtspunkt, so zeigen sich klare Indizien für kleinräumige Luveffekte.

► Sowohl die Niederrheinische Bucht (Bonn), die Westabdachung des Bergischen Landes (Solingen) wie auch der Selfkantbereich (Geilenkirchen) sind nur bei Anströmungen von NW bis NE von Nebel betroffen und zeigen vor allem bei Anströmungsrichtungen zwischen N und NE hohe Flüssigwasserwege, die auf mächtige Nebeldecken mit hohen Flüssigwassergehalten hinweisen. Lediglich im Bereich Geilenkirchen ist auch bei südwestlicher Anströmung Nebel mit reduzierten Flüssigwasserwegen zu verzeichnen. Da durch die Leitwirkung der Niederrheinischen Bucht bei einer 850 hPa-Strömung aus dem Nordsektor in der Regel eine nordwestliche Strömungskomponente resultiert, ist der Einfluß von Nebeladvektion in der Niederrheinischen Bucht und der Westabdachung des Bergischen Landes sehr wahrscheinlich. Bei allen anderen Windsektoren bewirken Föhnphänomene oder verstärkte Kaltluftabflüsse aus dem Bergischem Land und dem Rheintal eine recht frühe Auflösung von Nebelfeldern.

► Die ausgedehnten Flüssigwasser-Maxima im Unterlauf der Rur (Gebiet Geilenkirchen) sind eindeutig durch Advektion erklärbar. Bei westlich-nordwestlicher Bodenwindrichtung wird für diesen Bereich über vermehrte Advektion von Nebelkaltluft aus dem Maastal berichtet, die über dem ansteigenden Gelände (z.B. Bereich Wildenrath, s. DWD 1989) weiter abkühlt und Kondensation mit Nebelverdichtung zur Folge hat..

► Die Nordseite des Wiehengebirges (Minden) zeigt besonders dichte Nebelbildung mit hohen Flüssigwasseranteilen bei luvseitiger Anströmung (NE-NW) oder bei südwestlicher Strömungskomponente. Bei Südströmung tritt kein Nebel auf (Leewirkung).

► Die Westabdachung des Teutoburger Waldes (Paderborn) weist nur bei NE und NW-Strömung schwache Nebelbildung mit sehr reduzierten Flüssigwasserwegen auf, die auf geringmächtige Strahlungsnebel hinweist. Advektionsvorgänge spielen wegen der topographisch geschützten Lage kaum eine Rolle. Anders verhält sich die Lage im Bereich der Ems (Warendorf), wo gerade bei NW-Anströmung hohe Flüssigwasserwege resultieren.

► Das Ruhrgebiet (Bottrop) erhält dichtesten Nebel bei östlicher und nordöstlicher Anströmung, der dann sehr persistent ist. Auch hier wird über Advektionsvorgänge aus den feuchten Niederungen des Münsterlands berichtet (DWD 1989).

Aus Beilage 4 wird aber auch die Abhängigkeit des Flüssigwasserwegs von der Nebeldicke deutlich. So treten Höhenrücken wie zum Beispiel der Haarstrang oder der Teutoburger Wald klar mit einer deutlichen Reduktion im Flüssigwasserweg hervor, die aber nicht notwendigerweise auch einen niedrigeren Flüssigwassergehalt bedeutet.

Am Beispiel des 13. Oktober 1994 kann man sich diesen Sachverhalt verdeutlichen (Beilage 4). An diesem Tag erstreckt sich ein ausgedehntes Hoch von den Britischen Inseln (HB) bis zum Balkan. In der Nacht bildet sich Nebel aus, der zum morgendlichen Überflugstermin (NOAA-12, 7:41 UTC, nicht dargestellt) die meisten Flußtäler sowie die Niederungen NRW's bedeckte. Die Nebelmächtigkeiten wurden für diesen Tag durch die Überlagerung von binärer Nebelmaske mit dem digitalen Geländemodell bestimmt (s. BACHMANN & BENDIX 1993, REUDENBACH 1996) und betragen in der Westfälischen Bucht etwa 80 m. Daher ragen selbst flachere Höhenrücken (Baumberge, Hohe Mark) aus dem Nebel heraus und nur die Niederungen (Dortmund-Ems-Kanal, Lippe, Ems) zeigen erhöhte Flüssigwasserwege an. Ein deutliches Maximum im Flüssigwasserweg findet sich allerdings im westlichen Untersuchungsgebiet (Rurtal, Erftal) westlich der Ville.

Die überlagerte Windfeldmodellierung läßt einen deutlichen Einfluß von Advektionsvorgängen auf die Verteilung der Flüssigwassergehalte vermuten. Bei vorwiegend nord-nordwestlicher Strömung am Niederrhein ändert sich der Richtungsvektor durch die Leitwirkung der Eifel-Nordabdachung und der Niederrheinischen Bucht auf Nordwest, so daß einerseits Nebel aus dem Maastal durch den oben beschriebenen Mechanismus ins Untersuchungsgebiet verlagert werden kann, andererseits der Nebel in die NW-SE orientierten Flußtäler von Rur und Erft einströmt und beim Anheben der kalten Luft an der Eifelabdachung Nebelverdichtung eintritt. Rechnet man nun den Flüssigwasserweg über die spezifische Nebelmächtigkeit unter der Voraussetzung von am Boden aufliegendem in den tatsächlichen Flüssigwassergehalt um, so ergeben sich vor allem aufgrund der beschriebenen Luvwirkung an der Eifelnordabdachung hohe Flüssigwassergehalte von über 180 mg m^{-3} , die an diesem Tag nur in wenigen Gebieten NRW's erreicht werden. In der Niederrheinischen Bucht sind die Flüssigwassergehalte wesentlich reduzierter, nur in den Bereichen Bornheim-Sechtem und der Siegmündung hat sich dichter Nebel mit Flüssigwassergehalten $>180 \text{ mg m}^{-3}$ ausgebildet. Südlich der Siegmündung liegen die Werte in Rheinnähe bei etwa 100 mg m^{-3} .

Nebeladvektion und daraus resultierende Nebelverdichtung an der Westabdachung des Bergischen Landes findet nicht statt, da die Winde genau parallel zum Gebirgsrand wehen. Es zeigt sich aber auch, daß geringmächtige Talnebel mit deutlich reduziertem Flüssigwasserweg doch erhebliche Flüssigwassergehalte aufweisen können. Beispiele dafür sind das Wiedtal und der Bereich von Rur- und Urfttalsperre, wo sich bei einem Flüssigwasserweg von $<10 \text{ g m}^{-2}$ ein Flüssigwassergehalt zwischen $41\text{-}60 \text{ mg m}^{-3}$ (Wied) bzw. $121\text{-}140 \text{ mg m}^{-3}$ (Urft-/Rurtalsperre) ergibt.

Vergleicht man die berechneten Flüssigwassergehalte mit gemessenen Werten, so finden sich im norddeutschen Flachland auch wesentlich feuchtere Nebel (Meppen). Flüssigwassergehalte von 200-300 mg m⁻³ sind hier durchaus üblich (CHOULARTON *et al.* 1981). Betrachtet man dagegen die Ergebnisse von STEWARD & ESSENWANGER (1982), so liegen Strahlungsnebel in Deutschland überwiegend in Flüssigwasserbereichen unter 100 mg m⁻³ und erreichen maximal Werte von 200 mg m⁻³, während typische Advektionsnebel in der Regel durch Werte von 200 mg m⁻³ und darüber gekennzeichnet sind. Bezogen auf diese Kriterien sind die hohen Flüssigwassergehalte im Luv der Eifel eindeutig mit Advektionsvorgängen verbunden.

Aus lufthygienischer Sicht ist ein hoher Flüssigwasseranteil besonders dann gefährlich, wenn der Nebel stark mit Luftschadstoffen belastet ist, die zur Säurebildung neigen (z.B. NO_x, SO₂). Besonders in den Advektionsgebieten ist daher im Lee der Industriegebiete mit hohen Depositionsraten zu rechnen, da bei erhöhten Windgeschwindigkeiten die Auskämmungsrate von schadstoffbelasteter Nebelluft z.B. durch die Vegetation besonders hoch ist (LOVETT 1984). Daher ergeben sich für NRW die folgenden lufthygienischen Konsequenzen:

- ▶ Bei NW-NE Anströmung auf dem 850 hPa-Niveau ist besonders die Westabdachung des Bergischen Landes zwischen Köln und Düsseldorf durch feuchte Deposition aus Advektionsnebeln mit hohem Wassergehalt gefährdet, der durch die Industriegebiete Ruhrgebiet West, Mitte und Rheinschiene Mitte stark mit Luftschadstoffen belastet ist. Hier zeigen sich auch die im gesamtdeutschen Vergleich überdurchschnittlichen Waldschäden der Schadstufe 2 bis 4: ca. 50% aller Bäume sind in diesem Bereich betroffen (UMWELTBUNDESAMT 1991).
- ▶ Weser- und Wiehengebirge sind potentiell bei nördlicher bis östlicher Anströmung besonders gefährdet; aufgrund der fehlenden Emittenten in direkter Nachbarschaft (evtl. Raum Hannover) liegen die kartierten Waldschäden aber unter den Werten des Bergischen Landes.
- ▶ Auch die anderen Zentren hoher Flüssigwasserwege wie die Köln-Bonner Bucht und die nördlichen Landesteile im Raum Bocholt oder westlich von Gütersloh weisen weniger starke Waldschäden auf.

2.4 Fallbeispiele

Im folgenden sollen exemplarisch zwei persistente Nebelwetterlagen mit den lufthygienischen Konsequenzen für den Raum Bonn beschrieben werden. Dabei handelt es sich einerseits um eine typische, austauscharme Bodennebelsituation (Februar 1993) sowie eine Situation mit persistentem Hochnebel (Januar 1996) und einer bodennah relativ gut durchmischten Grundsicht.

2.4.1 Die Nebelperiode vom Februar 1993

Die Nebelperiode vom 3. bis zum 16. Februar 1993 kann als die einzige Smogperiode gewertet werden, die im gesamten Untersuchungszeitraum der vorliegenden Arbeit

vorherrschte, wohingegen in Höhen über 500 m ü. NN aufgrund einer stabilen Absinkinversion warm-trockene Witterung verzeichnet wird (wie z.B. am 5. Februar 12°C auf der Wasserkuppe, 925 m ü. NN). Die Wetterlage ändert sich auch am 6. Februar nur wenig, erst am 7. Februar kann sich eine Kaltfront bis nach Deutschland durchsetzen und wolkenreiche Luft bis in den Süden Deutschlands vordringen (Abb. 37).

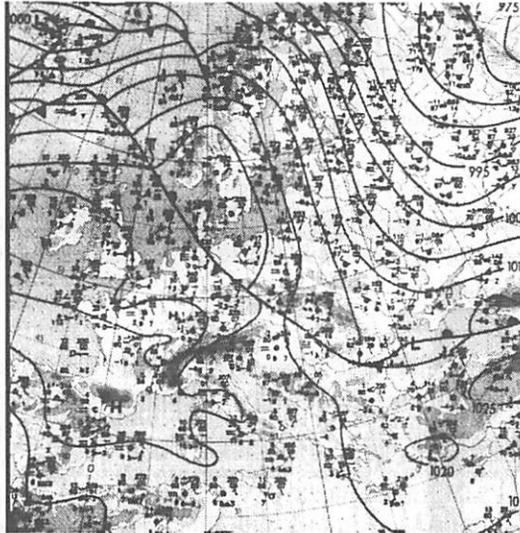


Abb. 37: Bodenwetterkarte vom 7. Februar 1993 (Quelle: Europäischer Wetterbericht)

Die Folge ist neben Nieselregen und Nebelauflösung ein durch auffrischende Winde hervorgerufener Luftmassenwechsel am Boden in der Norddeutschen Tiefebene, während in allen anderen Gebieten Deutschlands die bodennahen kühl-feuchten Luftmassen erhalten bleiben. Am 8. Februar kann sich das mitteleuropäische Hoch wiederum stabilisieren, so daß es sogar zu einer Blockierung der Westdrift kommt. Über ganz Deutschland liegt zu diesem Zeitpunkt eine kompakte, durch die feuchte Meeresluft hervorgerufene Hochnebeldecke, die auch am 9. und 10. Februar stabil bleibt und am Boden in den frühen Morgenstunden stark reduzierte Sichtverhältnisse auslöst. Die Nebelobergrenze sowie die begrenzende Inversion steigt dabei nach Süden hin an, so daß die Hochlagen im Norden über den Nebel und die Inversion hinausragen (z.B. Harz, 10°C in Braunlage bei 610 m ü. NN am 10.2.1993), während die süddeutschen Bergrücken von der Hochnebeldecke überströmt werden (Hohenpeißenberg 986 m ü. NN, -2,6°C). Bei weiterhin stabilem Hochdruckwetter über Mitteleuropa bleibt die Tendenz zur Nebelbildung bis zum 15. Februar erhalten und wird erst mit dem Durchzug einer Kaltfront am 16.2.1993 beendet.

Beilage 5 zeigt die Nebelverbreitung in NRW für beide Nebelphasen:

► Die stärkste Bodennebelbildung findet in der ersten Phase vom 3. bis zum 4. Februar statt. Sowohl das Rheintal als auch die gesamten Buchtgebiete sind an beiden Tagen nebelbedeckt. Zum Morgenüberflug von NOAA-12 (7:24 UTC) am 3. Februar sind Teutoburger Wald und Wiehengebirge vom Nebel überströmt und auch das untere Siegtal sowie das Lenne-/Biggetal weisen Nebelbedeckung auf. Betrachtet man das modellierte Windfeld, so zeigt sich an beiden Tagen bei Temperaturen der Grundsicht unter dem Gefrierpunkt und einer überaus stabilen Inversion eine deutlich reduzierte Ventilation. Während am 3. Februar im Bereich der Westfälischen Bucht noch Windgeschwindigkeiten von $>2,5 \text{ m sec}^{-1}$ in der Grundsicht modelliert werden, reduziert sich die Ventilation zum 4. Februar auf Geschwindigkeiten $<1,5 \text{ m sec}^{-1}$. Besonders das Rheintal, die Niederrheinische Bucht und die Bereiche der Eifelnordabdachung sind an beiden Tagen bei schwacher Anströmung aus westlicher Richtung sehr windarm. Am 3. Februar kommt die horizontale Durchlüftung im Vertikalmittel der Grundsicht über dem Rheintal bei Bonn gänzlich zum Erliegen, während sich am 4. Februar bei SW-Anströmung auf Grund der Leitwirkung des Rheintals und der Kopplung von synoptischer Anströmung und Talabwind die Situation im Rheintal etwas verbessert. Während der vertikale Austauschraum (IUG) am 3. Februar bei 471 m ü. NN liegt, reduziert er sich bis zum 4. Februar auf 220 m ü. NN, wodurch auch die Nebelobergrenze deutlich absinkt. Teutoburger Wald und Wiehengebirge ragen aus dem Nebelmeer hervor.

► Betrachtet man den Stagnationsindex für beide Tage (Beilage 5), so liegt vor allem die südliche Niederrheinische Bucht im kritischen Bereich. Die Flachländer NRW's zeigen am 3. Februar bei nordwestlicher Anströmung demgegenüber noch moderate Stagnationsverhältnisse, aber am 4. Februar sind vor allem die im Lee von Eifel und Sauerland gelegenen Gebiete im Zusammenhang mit dem geringmächtigen Austauschraum in der bodennahen Kaltluft durch überkritische Werte des Stagnationsindex gekennzeichnet. Aufgrund der Leitwirkung des Rheintals ist die Durchlüftung entlang der Rheinachse an diesem Tag allerdings etwas besser. Die sehr hohen Schadstoffbelastungen im Bonner Raum (Abb. 36) resultieren am 3. Februar neben der extremen Stabilität der Schichtung vornehmlich aus der fehlenden Durchlüftung, während am 4. Februar vor allem der vertikal reduzierte Austauschraum eine steuernde Rolle spielt. Zusätzlich begünstigen die sehr windschwachen Verhältnisse sowie die feucht-kalte Luftmasse am Boden an beiden Tagen ausgedehnte Bodennebelbildung. Der Nebel und damit die begleitende Inversion löste sich entlang der A4 an beiden Tagen nicht auf; lediglich am 4. Februar kommt es aufgrund der reduzierten Nebelmächtigkeit und der damit verbesserten Transmission zu einem leichten mittäglichen Anstieg der bodennahen Sichtweite.

► Am 5. Februar bilden sich mit dem durch die Kaltfront eingeleiteten Luftmassenwechsel zu feuchter Meeresluft unter weiterem Hochdruckeinfluß zähe Hochnebeldecken aus, die sich in den Nacht-, Morgen-, und Abendstunden bis ins Bodenniveau ausdehnen können.

► Die größte Vertikalerstreckung erreicht die Nebeldecke in NRW am 9. Februar (Beilage 5). Bei östlicher Anströmung liegt das gesamte Weserbergland, der

Haarstrang sowie die angrenzenden Täler im Nebel. Die im Lee des Bergischen Landes gelegene Niederrheinische Bucht bildet an diesem Tag die einzige Lücke in der sonst ausgedehnten Nebeldecke. Bei deutlich aufgefrischten synoptischen Winden ($10,8 \text{ m sec}^{-1}$) kann sich hier eine föhnartige Leewirkung entfalten, die zur Nebelauflösung beiträgt, obwohl die Windgeschwindigkeiten innerhalb der Grundschicht eher reduziert sind. Die im Luv liegende Eifelnordabdachung wird demgegenüber fast vollständig vom Nebel überströmt. Aufgrund des gut entwickelten Austauschraums und der recht hohen Windgeschwindigkeit in der Grundschicht sind vor allem die norddeutschen Flachlandbereiche an diesem Tag recht gut durchlüftet.

► Am 10. Februar hat sich die Leewirkung der meisten Gebirge auf die Hochnebelauflösung deutlich ausgeprägt. Bei anhaltender E - SE-Anströmung und gegenüber dem 9. Februar reduziertem bodennahen Austauschraum (IUG 251 m) zeigt die Ostabdachung des Teutoburger Waldes deutliche Luvnebelerscheinungen, während sich im Lee (Paderborn, Gütersloh) die Nebeldecke bereits aufzulösen beginnt. Nebelfrei sind die gesamte Niederrheinische Bucht und das Rheintal sowie die Eifelabdachungen. Allerdings nimmt in den Leegebieten auch die Windgeschwindigkeit der Grundschicht ab, so daß in Verbindung mit dem reduzierten Austauschraum der Stagnationsindex (Beilage 5) in den kritischen Bereich gelangt.

► Am 11. Februar finden sich bei weiterhin SE-Anströmung und deutlicher Abschwächung der Inversion durch den randlichen Einfluß einer Warmfront nur noch Nebelreste im westlichen Teil des Münsterlandes, im oberen Ruhrtal und im Diemeltal. Während sich im Münsterland bei gegenüber dem Vortag erhöhtem Austauschraum kein kritischer Stagnationsindex ergibt, bleiben die Durchlüftungsverhältnisse in den Leelagen aufgrund der reduzierten Windgeschwindigkeit weiterhin kritisch (Beilage 5).

► Am 12. Februar stellt sich die 850 hPa-Anströmungsrichtung von den östlichen Strömungsvektoren der Vortage auf Westen um. Bei sehr schwacher synoptischer Anströmung ($1,5 \text{ m sec}^{-1}$) und noch niedrigeren Windgeschwindigkeiten am Boden kann sich bei klarer Ausstrahlungsnacht vor allem im Münsterland erneut Strahlungsnebel bilden. Dabei wird zum NOAA-11 Nachtüberflug (3:00 UTC) noch sehr gut die flach gewellte Topographie aus dem seichten Bodennebel herausmodelliert. Sowohl die Baumberge wie auch die Beckumer Berge ragen aus dem Nebel heraus, während verschiedene Flußtäler (Steinfurter Aa) bereits Nebelbedeckung aufweisen. Weitere Nebelfelder bilden sich nördlich des Wiehengebirges sowie am Niederrhein, während noch Nebelreste vom Vortag im Ruhr- und Diemeltal zu erkennen sind. Das Wied- und das Ahrtal sowie der südliche Teil des Rheintals (bis Bonn) zeigen eine höhere Nebeldecke an, welche die Grenzlage der in den südlicheren Bundesländern noch stabilen Hochnebeldecke markiert. Vor allem im Rheintal bleibt die Durchlüftungssituation schlecht (Beilage 5).

► Eine erneute Stabilisierung erfährt die bodennahe Schicht am 13. Februar, wo bei nördlicher Anströmung von kalt-feuchter Luft und reduziertem Austauschraum wiederum eine kompakte Nebeldecke die Niederungen NRW's bedeckt (NOAA-12, 7:10 UTC). Bei einer IUG von etwa 240 Metern (Radiosonde Essen) ist der gesamte Teutoburger Wald nebelfrei und auch die Höhen des Wiehengebirges ragen bereits

aus dem Nebelmeer hervor. In der Niederrheinischen Bucht ist die Windgeschwindigkeit deutlich reduziert, so daß sich für den Bereich Bonn ein kritischer Stagnationsindex (Beilage 5) ergibt.

► Bei erneutem Wechsel der 850 hPa-Anströmung auf Südost löst sich der Nebel am 14. Februar wie auch am 11. Februar bevorzugt in den Leebereichen auf, wobei mit der Abnahme des vertikalen Austauschraums und einer reduzierten Bodengeschwindigkeit der Stagnationsindex in fast allen Landesteilen nochmals kritische Werte erreicht.

Insgesamt bestätigen die beschriebenen Witterungsverhältnisse auch die in Abbildung 36 dargestellten Schadstoffverläufe im Bonner Raum.

Die Daten des Meßturms der Kernforschungsanlage Jülich erlauben einen guten Einblick in die Struktur der bodennahen Grundsicht (Abb. 38).

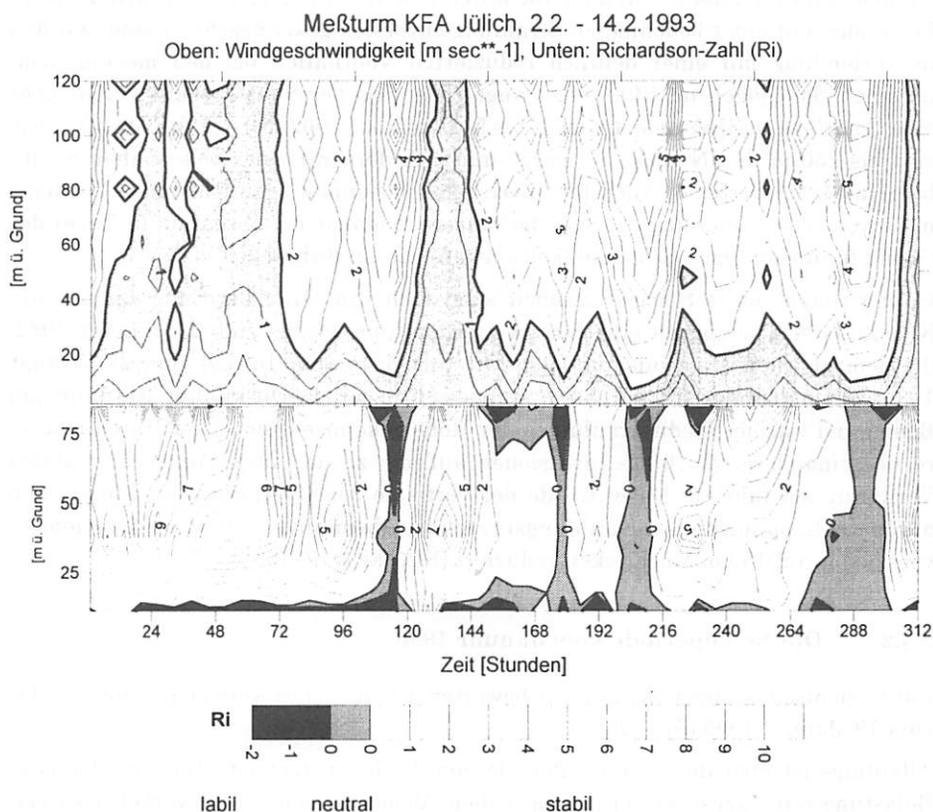


Abb. 38: Vertikalprofil der Windgeschwindigkeit (oben) und der Schichtungsstabilität (unten) für den 2.2.-14.2.1993 (Jülich)

Die Feinstruktur der Grundsicht über Jülich zeigt in den unteren 120 m die schlechte klimatologisch-lufthygienische Situation am 3., 4. und am 7. Februar an,

die sich auch in den Luftschadstoffkonzentrationen von Bonn nachvollziehen läßt (Abb. 36).

An diesen Tagen liegt die Windgeschwindigkeit in Jülich im gesamten Vertikalprofil im Bereich $<1,5 \text{ m sec}^{-1}$. Zusätzlich zeigt die Richardson-Zahl für den 3. und 4. Februar (Ri berechnet nach OKE 1987, Appendix A2) eine extrem stabile Schichtung ab Höhen $>40 \text{ m}$ über Grund an, die nach oben hin zunimmt, während am 7. Februar die höchste Stabilität bei etwa 30 m erreicht wird. Das Stabilitätsmaß wie auch die Daten der Radiosonde Essen weisen damit auf eine klare Wirkung der sehr stabilen Absinkinversion und eine Kopplung mit der bodennahen Strahlungsinversion an diesen beiden Tagen hin, denen eine für Nebel typische leicht labile Schichtung am Boden unterlagert ist. Alle folgenden Tage sind durch eine deutlich reduzierte Stabilität der unteren Grundschicht gekennzeichnet, die vor allem auch aus den im Raum Jülich erhöhten Windgeschwindigkeiten ab 20 m über Grund resultiert.

Extrem stabile Wettersituationen, die durch eine Kopplung einer intensiven Absinkinversion mit einer bodennahen Strahlungsinversion gekennzeichnet sind, wurden in Verbindung mit einer deutlich reduzierten Ventilation bei den meisten winterlichen Smoglagen im Ruhrgebiet angetroffen. So berichtet SEIFERT (1963) über eine Smoglage im Ruhrgebiet vom 1. bis 9. Dezember 1962, bei der die Absinkinversion bis 250 m ü. NN wirksam wurde und sich dort mit einer bodennahen Strahlungsinversion verband. Auch hier herrschten bodennah schwachwindige Verhältnisse vor, wobei allerdings gerade die längere Andauer der Situation (8 Tage) der Grund für die enormen Schadstoffkonzentrationen im Ruhrgebiet war.

Häufig treten solche Smogsituationen aber auch von Mitte bis Ende Januar auf. KÜLSKE (1982) beschreibt eine Smogwetterlage vom 14. bis zum 21. Januar 1982, die dem gleichen Mechanismus folgt. Die Smoglage vom 16. bis zum 21. Januar 1985 war meteorologisch durch ein stabiles Hoch mit feucht-kühler Arktikluft am Boden und warmer Mediterranluft in der Höhe gekennzeichnet. Hier traten mehrere übereinandergeschichtete Inversionen auf, die zu den insgesamt sehr stabilen Verhältnissen führten. Dabei wurde der vertikale Austauschraum an Einzeltagen durch die Kopplungen von Strahlungsinversion, Absinkinversion und Advektionsinversion bis auf 150 m Mächtigkeit reduziert (KÜLSKE *et al.* 1985).

2.4.2 Die Nebelperiode vom Januar 1996

Lufthygienisch weniger kritisch zu bewerten ist die Nebelwetterlage vom 14. bis zum 19. Januar 1996 (Abb. 39).

Allerdings ist über die gesamte Periode eine leicht ansteigende Tendenz der NO_2 -Belastung mit Tagesmaxima in den frühen Abendstunden (Berufsverkehr) zu verzeichnen, während sich bei den NO -Konzentrationen Spitzenwerte am 16. und 19. Januar ergeben. Die hauptsächlich durch Hausbrand gekennzeichnete SO_2 -Konzentration zeigt Tagesmaxima jeweils mittags.

Die Wetterentwicklung der Periode wird durch die Ausbildung eines ausgedehnten Hochs über Osteuropa gekennzeichnet. Am 14. Januar liegt NRW noch im Randbe-

reich dieses Hochs, dessen Kern sich aber bis zum 16. Januar westwärts verlagert (Abb. 40). Schon am 14. Januar hat sich eine für diese Jahreszeit typische Advektionsinversion mit kühl-feuchter Luft am Boden (um -1°C) und wärmeren Meditteranluftmassen in der Höhe (10°C Fichtelberg im Erzgebirge, 1215 m ü. NN) ausgebildet. Damit verbunden liegt Deutschland unter einer zähen Hochnebeldecke. In den Leelagen der Mittelgebirge kann sich die warme Höhenluft gegenüber der kalten Bodenluft durchsetzen und damit zur Nebelauflösung beitragen.

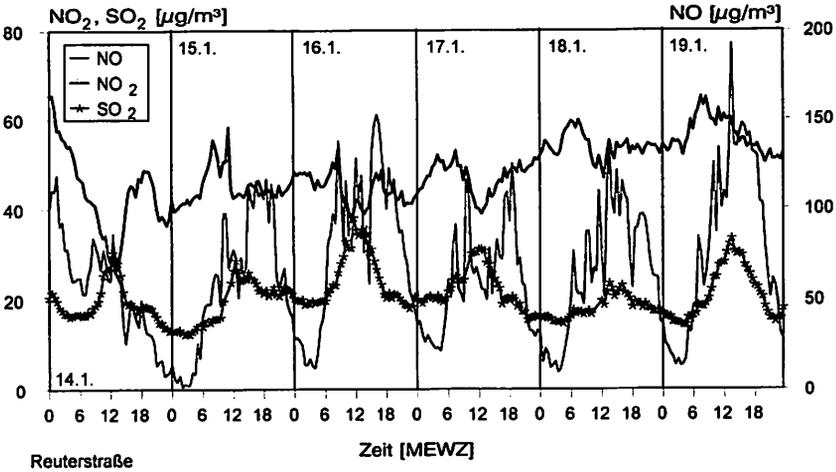


Abb. 39: Schadstoffkonzentrationen im Januar 1996, Bonn-Reuterstraße

Am 15. Januar verlagert sich das Hoch über Osteuropa westwärts mit Kern über der Ostsee, wobei mit einer bodennahen Strömung aus Ost feucht-kühle Meeresluft nach Deutschland transportiert wird und damit die Neigung zur Nebelbildung zunimmt.

Auch am 16. Januar bleibt die Advektionsinversion mit einer im Osten etwa 1000 m mächtigen bodennahen Kaltluftschicht erhalten, die bis etwa zur Rheinschiene wirksam wird; nur der äußerste Westen Deutschlands (Aachen) liegt nicht mehr im Einflußbereich der bodennahen Kaltluftschicht. Die Neigung zu Nebel- und Hochnebelfeldern besteht weiter.

Am 17. Januar verlagert sich der Hochdruckkern von Weißrußland bis zu den Nordkarpaten weiter südwärts, ohne in Deutschland eine signifikante Wetteränderung hervorzurufen. Mit dem Verbleib der Inversion lösen sich auch die großräumig vorhandenen Nebel- und Hochnebelfelder nicht auf. Die Höhenlagen der Mittelgebirge registrieren weiterhin hohe Temperaturen mit teilweise extrem niedriger Luftfeuchte (Harz, Brocken 10°C und 10% relative Feuchte).

Am 18. Januar verlagert sich der Hochdruckkern weiter nach Süden und schwächt sich etwas ab; die Tendenz zur Nebelbildung bleibt aber vorhanden. Bei gleichbleibender Witterung schwächt sich das Hoch am 19. Januar zunehmend ab. Am 20.

Januar geht dann die Hochnebeldecke mit einem deutlichen Anstieg der Inversion über das Mittelgebirgsniveau hinaus in niedrige Stratusbewölkung über. Erst am 23. Januar wird die Hochdruckperiode in Deutschland durch das Überqueren einer Kaltfront vorläufig beendet.

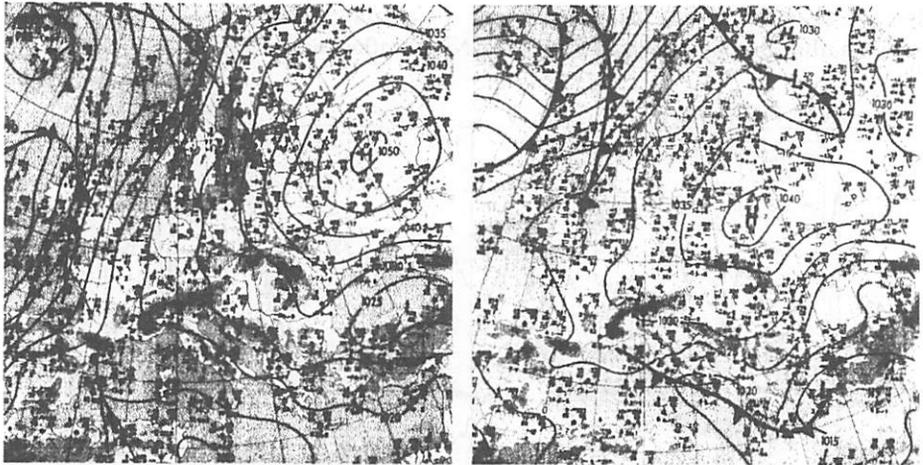


Abb. 40: Bodenwetterkarten vom 14.1.96 (links) und 16.1.96 (rechts) (Quelle: Europäischer Wetterbericht, DWD)

Auf Beilage 6 sind die Nebelverteilung und das modellierte Windfeld für NRW (14. bis 19. Januar) dargestellt. Es zeigt sich eindrücklich die Abhängigkeit der Nebelverteilung von der Verlagerung des osteuropäischen Hochs.

► Am 14. Januar liegen nur die zur südöstlichen Höhenströmung im Luv gelegenen Bereiche im Nebel, der zum Großteil advektiv gebildet wird. Bei einer IUG (Essen) von 454 m ü. NN und einer recht hohen synoptischen Anströmungsgeschwindigkeit ($8,7 \text{ m sec}^{-1}$, 850 hPa) aus SSW liegen die Ostabdachungen des Weserberglandes sowie des Teutoburger Waldes im Luv der vorherrschenden südöstlichen Strömungskomponente der Grundsicht, so daß hier Luvnebel zu verzeichnen sind. Auch die Südabdachungen von Westerwald und Rothaargebirge liegen im Nebel. Im Rheintal bei Bonn und im unteren Siegtal bilden sich zusätzlich auch bodennah leicht abgehobene Nebeldecken aus. Der Großteil des Landesgebiets liegt allerdings im Lee der synoptischen Anströmung, so daß große Teile NRW's an diesem Tag zu den wenigen nebelfreien Regionen in Deutschland zählen.

► Zum 15. Januar haben sich die anströmungsbedingten Luvnebel weiter ausgedehnt und bei einer leicht angestiegenen IUG werden die Höhen des Teutoburger Waldes bereits im Bereich der etwas niedrigeren Kammlagen überströmt. Das gesamte Rothaargebirge, der Westerwald und die höheren Lagen der Eifel sind ebenfalls in Nebel eingehüllt, während in den Leebereichen wie am Vortag wolkenloser Himmel vorherrscht. Wie der Nachtüberflug von NOAA-14 (1:38 UTC) anzeigt, liegt

auch das Rheintal bei Bonn im Bereich der aus Süden angeströmten Hochnebeldecke.

► Mit der Änderung der synoptischen Anströmung auf WSW und einer Reduktion der Anströmungsgeschwindigkeit auf $4,6 \text{ m sec}^{-1}$ kann sich auch entlang der Rheinachse Hochnebel ausbilden, der im Lee der Eifel besonders in der Niederrheinischen Bucht allerdings auf die rechtsrheinischen Bereiche beschränkt bleibt. Bonn liegt zum Nachtüberflug (NOAA-14, 1:27 UTC) genau am Nebelrand. Der Luvnebel im Rothaargebirge und im Westerwald bleibt bis auf kleine Flächenänderungen persistent. Die Anströmungsgeschwindigkeit von etwa $2,5 \text{ m sec}^{-1}$ (Westfälische Bucht) in der Grundsicht reicht aber noch nicht aus, um im Lee des Teutoburger Waldes föhnbedingte Nebelauflösung herbeizuführen. Zwar sind die am Vortag nebelüberfluteten Westhänge wieder nebelfrei, an der Ostabdachung reicht der Nebel aber weiterhin bis zu den Kammhöhen.

► Am 17. Januar wird der Nebel aufgrund einer erneuten Änderung in der Anströmung nach Süd und der Absenkung der IUG vor allem in den Luvbereichen von Rothaargebirge und Westerwald gegen Mittag (NOAA-14, 12:48 UTC) aufgelöst. Bei recht geringer Windgeschwindigkeit in der Grundsicht können sich ansonsten in der feucht-kühlen Meeresluft ausgedehnte Nebelfelder etablieren, die fast die gesamten Niederungen NRW's bedecken. Nebelzunahme findet auch an der Ostabdachung des Teutoburger Waldes statt, der in seinem Nordteil bereits über- und umströmt wird, so daß die gesamte Westfälische Bucht nördlich der Linie Essen-Gütersloh Nebelbedeckung aufweist. Südlich dieser Linie sorgt die Leewirkung von Weserbergland und Sauerland wiederum für sonniges Wetter.

► Ein erneuter Strömungswechsel nach Ost sowie auffrischende Grundsichtwinde führen am 18. Januar zum weiteren Einströmen von feuchter Luft aus Osten, so daß ausgedehnte Nebelbildung die Folge ist. Der Teutoburger Wald ist zum morgendlichen Nebelmaximum (NOAA-12, 7:07 UTC) bereits vollständig von Nebel überströmt und auch der Nebel entlang der Rheinschiene ist persistent geblieben. In der Niederrheinischen Bucht und im Rheintal herrschen sehr niedrige Windgeschwindigkeiten vor. Eine Leewirkung des Bergischen Landes ist aufgrund der reduzierten Windgeschwindigkeiten nicht festzustellen.

► Am letzten Nebeltag der Periode führt die Leewirkung von Weserbergland und Teutoburger Wald (1:36 UTC, NOAA-14) bei annähernd gleichbleibender Anströmung und abgesunkener IUG (Essen 303 m ü. NN) zur Nebelauflösung in der nördlichen Westfälischen Bucht. Luvnebeeffekte sind im Bereich des Haarstrangs zu erkennen, der wie die angrenzenden Täler von Nebel überströmt wird. Auch an diesem Tag ist die gesamte Niederrheinische Bucht recht windschwach.

Aufgrund des vertikal relativ mächtigen Austauschraums unterhalb der Inversion ergeben sich in den meisten Landesteilen auch bei etwas reduzierter Windgeschwindigkeit nur selten überkritische Werte im Stagnationsindex (Beilage 6). Vor allem die Niederrheinische Bucht sowie der nördliche Bereich der Westfälischen Bucht weisen über die gesamte Periode noch recht gute Austauschbedingungen auf. Nur am 17. Januar treten in allen Landesteilen vor allem aufgrund des eingeschränkten Austauschvolumens überkritische Bedingungen ein. In der Niederrhei-

nischen Bucht und im Rheintal bei Bonn verschlechtert sich der Stagnationsindex dagegen vom 17. Januar bis zum 19. Januar, wodurch der zunehmende Trend in der NO-Konzentration im Rheintal bei Bonn zu erklären ist (Abb. 39).

Interessant ist auch die lokale Entwicklung der Nebeldecken und der damit verbundenen Witterung im Raum Bonn, die mit Hilfe der Klimastationsaufzeichnungen, der Ceilometerdaten (Abb. 41) und des SODARgramms (Abb. 42) nachvollzogen werden kann.

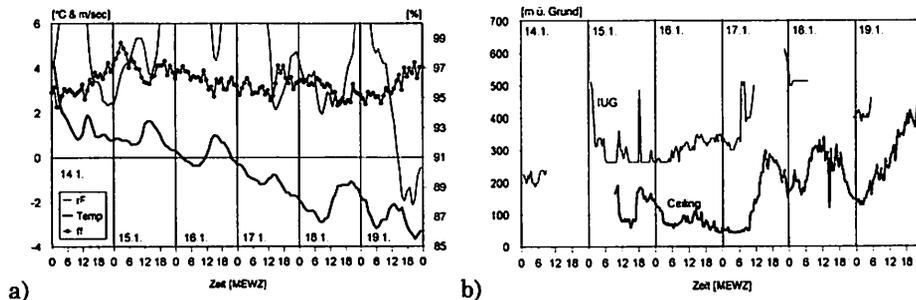


Abb. 41: (a) Temperatur, Luftfeuchte und Windgeschwindigkeit (Station Langer Eugen) sowie (b) Ceiling (ab 15.1.96) und IUG (ab 14.1.96) der ersten abgehobenen Inversion im Rheintal bei Bonn

Am 14. Januar 1996 ist Bonn durch eine niedrig liegende Nebeldecke gekennzeichnet, deren Untergrenze nach Augenbeobachtungen um 4:00 Uhr etwa bei 40 m über Grund liegt. Bis etwa 10:00 Uhr MEWZ wird die Nebelobergrenze durch eine stabile Inversion (2,9°C/100 m) mit einer Untergrenze bei etwa 230 m über Grund markiert, die zwischen 2:00 MEWZ und 4:00 MEWZ bei Nebelbildung auch in Bodennähe mit einer unterlagerten Bodeninversion zusammenwächst. Interessant ist die im SODARgramm deutlich ausgeprägte Wellenstruktur, die auf ausgeprägte Schwerewellen in der Nebelschicht hinweist. Gegen 11:00 MEWZ wird die Inversion und der begleitende Nebel bei zunehmender Windgeschwindigkeit (SE) im Rheintal sehr schnell aufgelöst, so daß auch die relative Feuchte der bis dahin im Nebel gelegenen Station „Langer Eugen“ wieder unter 100% abfällt. Hervorgerufen durch die Verlagerung des osteuropäischen Hochs nach Westen wird die Absinkinversion ab 10:00 MEWZ auch im Rheintal bei Bonn wirksam, deren Untergrenze im SODARgramm durch ein wenig strukturiertes Bandmuster angezeigt wird.

► In der Nacht zum 15. Januar erreicht der aus SE advektiv angeströmte Nebel, der zu Beginn noch durch erhöhte Obergrenzen bei etwa 400 m über Grund charakterisiert ist, den Bonner Raum. Zum Zeitpunkt des Nebelwachstums zwischen 2:00 und 4:00 MEWZ fallen Absinkinversion und die den Nebel begrenzende Strahlungsinversion unter gleichzeitigem Absinken der Nebelobergrenze kurzfristig zusammen, um sich ab 6:00 MEWZ wieder aufzuspalten. Die Nebeluntergrenze sinkt

bis auf etwa 100 m mit einer Obergrenze von etwa 270 m über Grund ab und bleibt auf dieser Höhe bis zum Mittag des 17. Januar in etwa konstant.

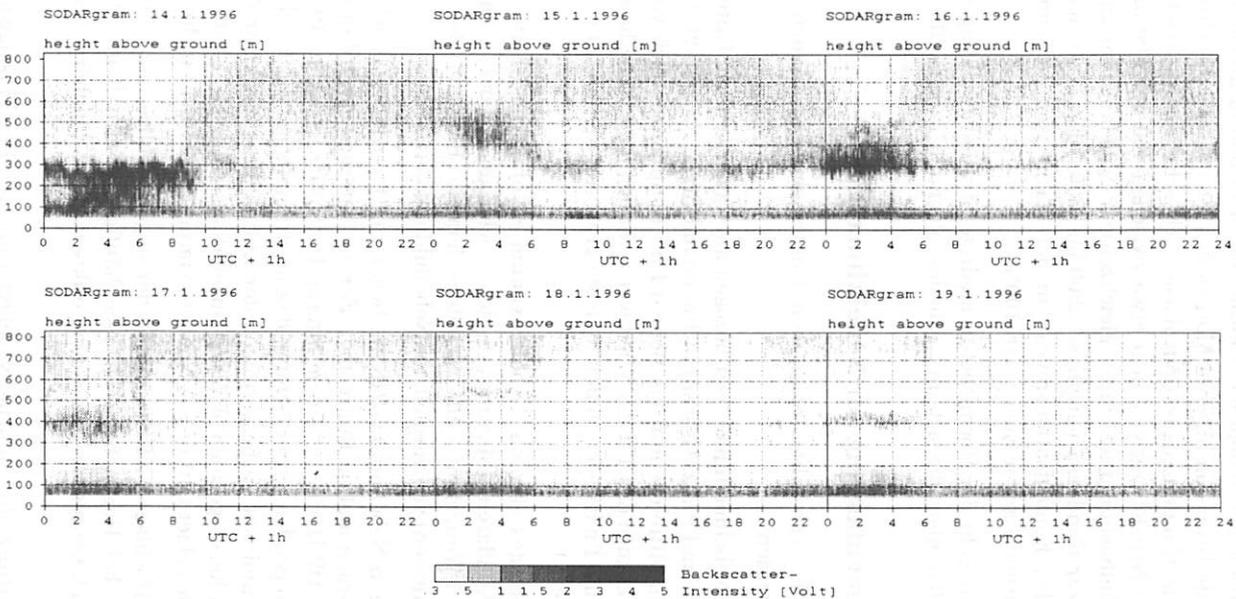


Abb. 42: SODARgramm für die Hochnebelperiode 14.1.-19.1.1996, Rheintal bei Bonn

- ▶ Am 17. Januar vollzieht sich einhergehend mit einer deutlichen Schwächung der Absinkinversion ab etwa 11:00 MEWZ auch im Rheintal der Wechsel zu deutlich abgegrenztem Hochnebel, indem das Ceiling auf etwa 300 m ansteigt und die den Nebel begrenzende Inversion bis zum Morgen des 19. Januar ausschließlich in den Nachtstunden zur Hauptkondensationsphase noch schwach im SODARgramm zu erkennen ist. Die Nebelobergrenze liegt etwa zwischen 400 und 600 m über Grund, während die Nebelbasis mittags unter gleichzeitiger Nebelausdünnung bis auf 300 m ansteigt, um zur Kondensationsphase (2:00 bis 4:00 MEWZ) wieder abzusinken. Dabei erreicht das Kondensationsniveau in der Nacht vom 18. zum 19. Januar nochmals die Station „Langer Eugen“ (rF 100%).
- ▶ Am 19. Januar geht der Hochnebel in niedrige Stratusbewölkung mit einer Untergrenze von 400 m über, die sich im Laufe des folgenden Tages auflöst.

2.5 Zusammenfassung zur Nebelklimatologie

Die Ergebnisse der nebelklimatologischen Untersuchungen können wie folgt zusammengefaßt werden:

- ▶ Das absolute Nebelmaximum liegt bezogen auf das erweiterte Untersuchungsgebiet (NRW, Rheinland-Pfalz, Hessen) in Rheinland-Pfalz. Es umfaßt das Neuwieder Becken sowie das Mittelrheintal bis Boppard im Konfluenzbereich von Lahn-, Mosel- und Rheintal. Auch das Tal der Wied weist ähnlich hohe Nebelhäufigkeiten auf. Sekundäre Maxima finden sich in den meisten größeren Flußtäälern der Mittelgebirge (Fulda, Nahe etc.).
- ▶ Für NRW liegt das absolute Nebelmaximum ebenfalls im Rheintal südlich von Bonn. Die sekundären Maxima finden sich im Werre- und Diemeltal (Weserbergland). Weiterhin sind besonders feuchte Bereiche der Niederungen (Moor, Wald, Stauseen) von vermehrter Nebelbildung betroffen.
- ▶ Die eindeutigen Nebelminima NRW's liegen im Bereich der Jülich-Dürener und Euskirchener Börden und im Ruhrgebiet. Für das Ruhrgebiet wird in den offiziellen Nebelkarten des DWD, die auf einem älteren Datensatz basieren (1951-60), im Gegensatz zur vorliegenden Untersuchung das nordrhein-westfälische Nebelmaximum angezeigt. Aufgrund von Verbesserungen der Luftqualität sowie der Auswirkungen des anthropogen hervorgerufenen Wärmeinseleffekts im dicht besiedelten Agglomerationsraum Ruhrgebiet tritt dieses Nebelmaximum heute nicht mehr auf.
- ▶ Die meisten Hochlagen NRW's sind in der Regel nebelfrei; nach Südosten steigt die Nebelgrenze bei Hochnebelereignissen häufig an, so daß hier bei mächtigen Nebelmeeren auch herausragende Höhenpunkte (z.B. Gr. Feldberg) vom Nebel überströmt werden.

Die Nebelverbreitung, die tägliche Nebeldynamik und der Flüssigwassergehalt im Nebel werden nach der vorliegenden Untersuchung signifikant von der vorherrschenden Wetterlage (850 hPa-Anströmung) beeinflusst. Hier spielen vor allem Luv- und Leewirkungen der Mittelgebirge eine wichtige Rolle. Dabei ist anzumerken, daß die meisten Nebelereignisse im erweiterten Untersuchungsgebiet bei den 850 hPa-

Anströmungsrichtungen SE und NE gefolgt von S, NW und SW auftreten. Die Anströmungsrichtungen W und E sind für die Nebelbildung weniger bedeutend.

► Bei synoptisch windschwachen Wettersituationen (850 hPa-Anströmung $< 2,5 \text{ m sec}^{-1}$) ist die Nebelauflösung hauptsächlich strahlungsbedingt. In diesen Fällen hält sich der Nebel tagsüber am längsten in den Tälern und Senken, die gegenüber der synoptischen Anströmung windgeschützt sind (Leelage) und zusätzlich nicht im Einflusbereich ausgeprägter thermischer Windsysteme liegen. Ein gutes Beispiel dafür ist die im Mittel recht nebelarme Bördenzone NRW's (Jülich-Düren, Euskirchen). Sehr mächtige Nebelmeere lösen sich hier im Lee der Eifel bei schwachwindiger westlich-südwestlicher Anströmung im Kernwinter (Dezember-Februar) nicht mehr auf, während in Bereichen mit verstärkten Kaltluftabflüssen oder kanalisiert Oberströmungen wie beispielsweise im Rheintal oder der Niederrheinischen Bucht gegen Mittag auch bei solchen gradientschwachen Wetterlagen häufig Nebelauflösung zu beobachten ist. Die Agglomerationsräume (Ruhrgebiet) sind aufgrund des anthropogenen Wärmeineffekts ebenfalls Zentren mittäglicher Nebelauflösung und auch Gebiete mit nur seichter Nebelüberdeckung (Nebelränder, Höhenrücken, z.B. der Haarstrang) zeigen strahlungsbedingte Nebelauflösung, wenn Nebel nicht durch thermische Effekte (Nebelwellen) hangaufwärts verlagert wird.

► Bei stärkerer synoptischer Anströmung ergeben sich deutliche Luv- und Leewirkungen auf die Nebelverteilung vor allem auch in Abhängigkeit der Nebelmeer- bzw. Inversionshöhe:

→ Liegt die Inversionsuntergrenze deutlich oberhalb der Kammhöhen, werden die innerhalb der bodennahen Kaltluftschicht gelegenen Bergrücken von Nebel überströmt. Solche Überströmungseffekte sind in NRW bei östlicher Anströmung regelmäßig im Bereich des recht niedrigen Wiehengebirges zu beobachten. Bei mächtigeren Nebeldecken wird auch der Teutoburger Wald überströmt.

→ Liegt die Inversionsuntergrenze allerdings im Bereich der Kammhöhen und ist die synoptische Anströmung in der Grundschicht durch eine Windgeschwindigkeiten von $> 3,5 \text{ m sec}^{-1}$ gekennzeichnet, ergeben sich deutliche Luv- und Leewirkungen. Im Luv findet sich häufig Advektionsnebel („Luvnebel“), der weit in die Mittelgebirgstäler eingeströmt werden kann.

Ein gutes Beispiel in NRW sind Nebelbrüche in das obere Ruhr- und das Lenne-/Biggetal bei NW-Anströmung. Im Lee der jeweiligen Gebirge kann die warme, absteigende Höhenluft demgegenüber häufig föhnartige Abwinde verursachen, so daß die Leegebiete in der Regel durch Nebelauflösung gekennzeichnet sind. Nebelauflösung im Lee findet in NRW vor allem bei SE-Anströmung im östlichen Teil der Westfälischen Bucht (Paderborn) statt. Auch das Ruhrgebiet zeigt zusätzlich zu den anthropogen verursachten Faktoren (Wärmeineffekt) aufgrund der Leewirkung von Sauerland und Bergischem Land häufig bessere Sichtweiten.

Grundsätzlich können Nebelfelder in NRW in zwei Typengruppen eingeteilt werden:

► Flache Strahlungsnebel, die morgens schnell aufgelöst werden, treten vor allem Mitte bis Ende Oktober und im Mai auf. Sie finden sich hauptsächlich im Bereich der größeren Mittelgebirgsflusstäler im Südosten des erweiterten Untersuchungsge-

biets, etwas seltener in den Flußauen der nordrhein-westfälischen Niederungen. Damit wird der kontinentalere Charakter dieses Nebeltyps deutlich, der meist nur für wenige Stunden klimatologisch-lufthygienisch relevant ist.

► Im Kernwinter finden sich an zwei typischen Terminen (Mitte Dezember und Mitte Januar bzw. Anfang Februar) hohe Wahrscheinlichkeiten für lufthygienisch kritische Nebelsituationen. Hierbei handelt es sich meist um synoptisch verstärkte, über mehrere Tage persistente Boden- oder Hochnebeldecken, die in der Regel das gesamte Landesgebiet von NRW bis auf die Höhenlagen der Mittelgebirge bedecken und durch große Schichtdicken gekennzeichnet sind. Grundlage ist jeweils ein extrem stabiles und hoch reichendes Hochdruckgebiet mit Kern über Mittel- bzw. Osteuropa. Meistens findet sich in der Grundschicht ein bis zu 1000 m mächtiges Kaltluftpolster, das bei östlicher bis nordöstlicher Anströmung aus maritimen Arktikluftmassen besteht. Bei zentraler Lage des Hochdruckzentrums über Mitteleuropa und der Kopplung von nächtlicher Strahlungsinversion mit der extrem stabilen Absinkinversion tritt vertikal mächtiger Bodennebel auf. Eine solche Wettersituation stellt aufgrund der deutlich reduzierten Ventilation am Boden und der hohen Inversionspersistenz eine typische Smogwetterlage dar. Bei randlicher Lage des Hochdruckkerns (Ostlage) findet sich über dem bodennahen Kaltluftpolster in der Höhe eine durch überströmende warme Mediterranluftmassen gebildete Advektionsinversion, die sich ebenfalls mit der strahlungsbedingten Bodeninversion koppeln kann. Unter solchen Wetterbedingungen bildet sich vermehrt Hochnebel aus, wobei die Grundschicht gegenüber der zentralen Hochdrucklage häufig besser ventiliert ist und trotz stabiler Inversion und hoher Nebelpersistenz in der Regel keine überkritischen bodennahen Schadstoffanreicherungen zu verzeichnen sind.

Der Flüssigwasserweg im Nebel NRW's ist generell bei den Nebeln mit maritimer Luftmassenprägung (Kernwinter) größer als bei den kontinentaler geprägten Strahlungsnebeln (Übergangsjahreszeiten).

► Hohe Flüssigwassergehalte finden sich grundsätzlich, teils auch recht kleinräumig auftretend, in den feuchten Niederungen NRW's (Moor-, Waldgebiete), über Wasserflächen (Stauseen) sowie im Bereich der Flußauen. Strömungsdynamisch sind aber auch die Luvnebelgebiete der Mittelgebirgsabdachungen durch sehr feuchte Nebeldecken gekennzeichnet.

► Klein- oder großräumige Anströmungsphänomene feuchter Nebelluft führen hier zum Anheben, weiterem Abkühlen und zunehmender Kondensation, so daß sich der Nebel auch bezogen auf den Flüssigwasserweg deutlich verdichten kann. Besonders bei Anströmungen aus westlicher Richtung (W, NW) bilden sich sehr feuchte Luvnebel am Westabhang des Bergischen Landes, die zusätzlich stark mit Schadstoffen aus dem Ruhrgebiet und der Rheinschiene belastet sind. Daher weisen diese Bereiche auch die stärksten Waldschäden in NRW auf.

► Ein mehr lokales Luvnebelphänomen stellt in NRW z.B. die Advektion feuchter Nebelluft aus dem Maastal nach NRW bei westlichem Grundschichtvektor dar. Bei solchen Situationen wird die Luft besonders ins Rur- und Erfttal eingeströmt und

an der Eifelnordabdachung angehoben, so daß der Nebel im Bereich der durch die Hebung verstärkten Kondensation sehr hohe Flüssigwassergehalte aufweist.

► Aufgrund der Abhängigkeiten zwischen Flüssigwasserweg und optischen Nebel-eigenschaften (Albedo, optische Dicke) die angeführten Gebiete mit hohen Flüssigwasserwegen bezogen auf die thermisch bedingte Nebel- und Inversionsauflösung klar benachteiligt sind.

3. Inversionsstruktur im Rheintal bei Bonn

Im folgenden Kapitel werden die Ergebnisse der zeit-höhenkontinuierlichen Beobachtung der stabilen Grundsicht im Rheintal bei Bonn vorgestellt. Sie sollen in der Systematik des Methoden- und Datenverbunds die Erkenntnisse zur Struktur der stabilen Grundsicht über dem Mittelgebirgs-Talrelief vertiefen. Dabei werden schwerpunktmäßig die folgenden Punkte behandelt:

- ▶ Die tages- und jahreszeitliche Statistik der Inversionsstruktur (Inversionshöhe, -stärke und -persistenz)
- ▶ Die mittlere tageszeitliche Dynamik der Inversion in Abhängigkeit des Grundschichtwindfelds

Zur Untersuchung der Inversionsstruktur im Rheintal bei Bonn findet der in Kapitel 4.3.4 (Teil II) beschriebene Datensatz Verwendung, der auf 190 digitalen SODARgrammen der Periode November 1994 bis Januar 1996 sowie den dazugehörigen Meßdaten aus dem Stationsprofil basiert.

Der SODAR-Datensatz repräsentiert hauptsächlich reine Strahlungstage sowie Tage mit Nebel und Hochnebel. Alle Aussagen der folgenden Kapitel zur Inversionsstruktur im Rheintal bei Bonn beziehen sich daher nicht auf zyklonale Wettersituationen. Die 190 SODAR-Tage werden getrennt nach den meteorologischen Jahreszeiten ausgewertet und umfassen die folgenden Datenkollektive:

(1) Winter:	(Dezember bis Februar)	65 Tage
(2) Frühjahr:	(März bis Mai)	37 Tage
(3) Sommer:	(Juni bis August)	48 Tage
(4) Herbst:	(September bis November)	40 Tage

3.1 Einleitung

In der Zeit nach 1949 sind zahlreiche Inversionsstudien sowohl im deutschen Voralpen- und Mittelgebirgsraum als auch in den norddeutschen Tieflandbereichen durchgeführt worden. Die meisten Arbeiten stützen sich auf die Daten der operationell betriebenen Radiosondenstationen (z.B. BROCKS 1949, HERATH 1949, ZEWÉ 1962, SEIFERT 1963, FELDMANN 1965, ROLOFS 1977, GUTSCHE 1980 & 1983, GUTSCHE & LEFEBVRE 1981, BERNHARD & HELBIG 1982, MAGS 1980, DWD 1983, KÜLSKE *et al.* 1985, HELBIG 1987, MURL 1992), wobei für NRW in der Regel die Sonden Essen, Hannover oder Köln-Wahn (1962-65) Berücksichtigung finden. Vereinzelt werden Sondenbeobachtungen auch im Zusammenhang mit Messungen bei Flugzeugaufstiegen (z.B. KLEIS 1963, FAUST 1972) oder mit Hilfe von Klimastationsprofilen in reliefiertem Gelände (z.B. DAUBERT 1962, SCHULZ 1963, HAVLIK 1970, MAYER 1972, KUTTLER 1979) ausgewertet. Im Rahmen von kurz- bis mittelfristigen Grundsichtexperimenten werden für die Untersuchung von Bodeninversionen zunehmend aufwendigere direkte Meßmethoden wie Ballonsondierungen (z.B. FAUST 1972, AHRENDTS 1975, KUTTLER 1988a, OTTE *et al.* 1990, GUTTENBERG 1991) und Temperaturmessungen auf verschiedenen Niveaus an Meßtürmen (z.B. DIEM 1971, STILKE *et*

al. 1976, KLÖPPEL 1980, FRANKE & TETZLAFF 1987) sowie indirekte Verfahren basierend auf LIDAR- (z.B. GIEBEL 1981 & 1983) und SODAR-Technik (z.B. STILKE *et al.* 1976, DOHRN *et al.* 1981 & 1982, ULBRICHT-EISSING & STILKE 1986) eingesetzt.

Aus den angeführten Studien leitet sich für die Inversionsklimatologie des Bonner Raums ein klares Forschungsdefizit ab. Vergleichende Untersuchungen der Radiosonden von Hannover, Essen und Köln-Wahn (1962-65) sowie der Flugzeugaufstiege in Köln-Butzweiler Hof (1936-38) haben gezeigt, daß sich die Daten der Sonde Essen aufgrund des hohen Bodenpunkts von 152 m ü. NN vor allem für Untersuchungen von vertikal ausgedehnten Boden- bzw. Grundschichtinversionen sowie tiefliegenden dynamischen Inversionen eignet; für die lokale Feinstruktur vor allem niedriger Bodeninversionen in den verschiedenen Teilräumen unterhalb des Bodenpunkts ist sie allerdings weniger repräsentativ (FAUST 1972, MURL 1992). Ein statistischer Vergleich zwischen Hannover, Essen und Köln-Wahn (1962-65) zeigt eine ähnliche Verteilung von Inversionen mit Höhen >200 m, während für flachere Inversionen deutliche lokale Unterschiede verzeichnet werden. Besonders für das Rheintal bei Bonn erscheint die gesonderte Untersuchung niedriger Bodeninversionen angebracht, da auf der Basis kurzfristiger Meßexperimente ein Anteil von etwa 65% (Frühjahr bis Herbst) bzw. 42% (Winter) mit Mächtigkeiten <100 m am gesamten Inversionsaufkommen angenommen wird (FAUST 1972).

Auch KLAUS (1988) kommt in seinen Arbeiten über das Stadtklima von Bonn zu dem Schluß, daß die Inversionsuntersuchungen im Kölner Raum nicht unbedingt auf Bonner Verhältnisse übertragbar sind und hier ein klarer Forschungsbedarf besteht.

3.2 Inversionshäufigkeiten im Rheintal bei Bonn

Die grundlegende Größe der lufthygienisch orientierten Inversionsklimatologie ist die Abschätzung der jahres- und tageszeitlichen Inversionsgefährdung. In Abbildung 43 sind die jahreszeitlichen Aufttrittshäufigkeiten für Inversionen im Rheintal bei Bonn aufgetragen. Der gesamte Datensatz wurde getrennt nach verschiedenen Inversionstypen ausgewertet: Abbildung 43a repräsentiert die Aufttrittshäufigkeit mindestens einer Inversion zum beobachteten Termin, Abbildung 43b bezieht sich auf am Boden aufliegende Inversionen (IUG = Inversionsuntergrenze <37,5 m über Grund), Abbildung 43c enthält die Aufttrittshäufigkeiten von abgehobenen Bodeninversionen mit klar definierter IUG ≤ 200 m über Grund und Abbildung 43d zeigt die Inversionsstatistik für freie Inversionen, die durch eine IUG >200 m über NN gekennzeichnet sind, so daß ein Zusammenhang mit dynamischen Vorgängen (Absink- bzw. Abgleitinversion) wahrscheinlich ist.

Es zeigt sich deutlich, daß die Inversionsgefährdung im Rheintal bei Bonn bezogen auf den gesamten Tag im Winter am größten ist. Zwar liegt das absolute Häufigkeitsmaximum (78%) für mindestens eine Inversion in den frühen Morgenstunden der Sommermonate (0:00 - 1:30 Uhr MEWZ), doch lösen sich davon 74% gegen Mittag wieder auf. Demgegenüber findet sich in den Wintermonaten bei einer mittäglichen Aufttrittshäufigkeit von 20% eine erheblich größere Inversionspersistenz, die

lufthygienisch besonders bedeutsam ist. Die niedrigste Inversionshäufigkeit über den gesamten Tagesverlauf zeigen die Herbstmonate, während das Frühjahr durch ein absolutes Häufigkeitsmaximum zwischen 19:00 und 21:30 Uhr (MEWZ) gekennzeichnet ist. Dieser Termin bildet gleichzeitig auch das Tagesmaximum der Inversionshäufigkeit im Frühjahr, das eine gegenüber den anderen Jahreszeiten verfrühte Inversionsbildung in den späten Abendstunden anzeigt. Die tageszeitlichen Maxima für die Sommer- und Wintermonate liegen zwischen 2:30 und 4:00 Uhr MEWZ.

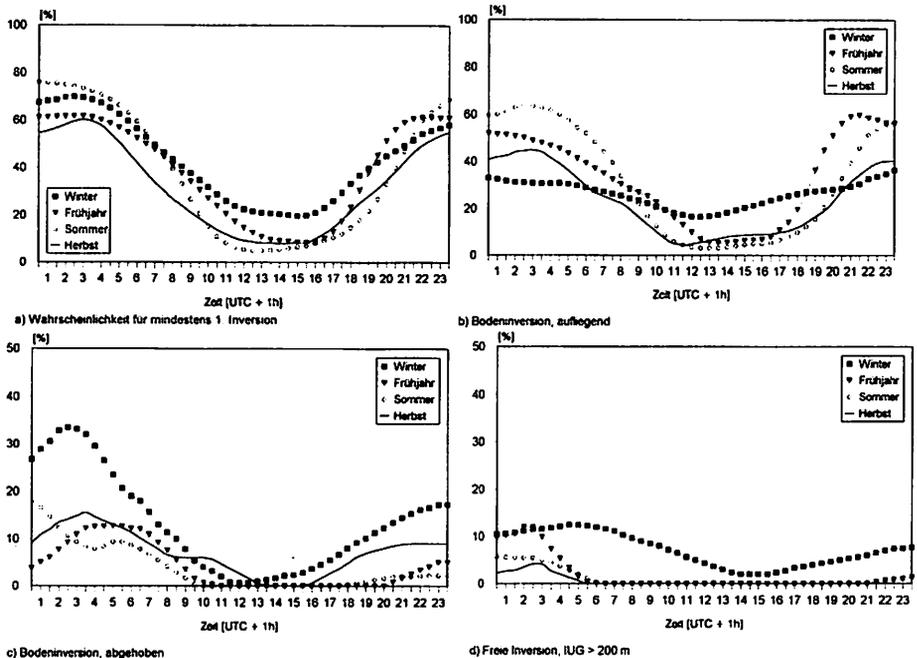


Abb. 43: Jahres- und tageszeitliche Wahrscheinlichkeiten für Inversionen im Rheintal bei Bonn

Vergleicht man die ermittelten Inversionshäufigkeiten für Bonn mit denen der Kölner SODAR-Studie von DOHRN *et al.* (1981), so ergeben sich die folgenden Übereinstimmungen bzw. Abweichungen:

- ▶ Ähnliche Häufigkeiten und ein gleichartiger Kurvenverlauf finden sich vor allem für die Sommermonate.
- ▶ Im Herbst weist die Kölner Studie gegenüber den Bonner Verhältnissen eine um 25% (nachts) bis 10% (mittags) höhere Inversionswahrscheinlichkeit aus.
- ▶ Im Winter stimmen die Wahrscheinlichkeiten von +5% in der Nacht gut mit den Bonner Verhältnissen überein, während mittags in Köln bis zu 25% höhere Werte angegeben werden.

- ▶ Im Frühjahr liegen die Inversionshäufigkeiten in Bonn mit 15% in der Nacht bzw. 5% zur Mittagszeit unter den Angaben aus der Kölner Studie.
- ▶ Die Häufigkeitsminima werden in beiden Studien etwa zur gleichen Tageszeit erreicht (Sommer 12:00 Uhr, Herbst und Frühjahr 16:00 Uhr, Winter 15:00 Uhr).
- ▶ Die tageszeitlichen Häufigkeitsmaxima stimmen nur bedingt überein: Im Frühjahr findet sich das Maximum in Bonn bereits gegen 22:00 Uhr (Köln 5:00 Uhr), im Herbst wird es in Bonn zwischen 3:00 und 4:00 Uhr erreicht (Köln 5:00 Uhr), im Sommer ergibt sich für Bonn im Gegensatz zu Köln (6:00 Uhr) eine Zeit von 0:00 Uhr und nur im Winter stimmen beide Studien weitgehend überein (Bonn 2:00, Köln 3:00).

MAYER (1972) findet im Gegensatz zu der Kölner Studie für das Rheintal bei Karlsruhe ebenfalls ein frühes Maximum starker Bodeninversionen im Frühjahr zwischen 18:00 und 21:00 Uhr bzw. im Sommer zwischen 21:00 und 24:00 Uhr, das somit für das Rheintal charakteristisch erscheint.

Auch der Vergleich der im Rahmen dieser Arbeit ermittelten Häufigkeiten von Bodeninversionen (Abb. 43b/c) mit Inversionsmessungen an der Radiosonde Köln-Wahn (1962-65) und Flugzeugaufstiegen in Köln Butzweiler Hof (1936-38, FAUST 1972) zeigt deutliche Übereinstimmungen (Tab. 11).

Tab. 11: Häufigkeit von Bodeninversionen in [%] (Summe aus Abb. 43b/c) im Vergleich zu Angaben für Köln.

	Frühjahr	Sommer	Herbst	Winter
Sonde Köln-Wahn 0:00-3.00 Uhr (FAUST 1972)	65	65	65	42
SODAR Bonn 0:00-3:00	63	72	58	66
Flugzeug-Aufstieg Köln ButzweilerHof, 8:00 Uhr (FAUST 1972)	50	44	72	72
SODAR Bonn 8:00 Uhr	47	42	29	41

Nur für die Herbst- und Wintermonate werden von den Flugzeugaufstiegen in Butzweiler Hof um 8:00 Uhr wesentlich höhere Werte der Bodeninversionshäufigkeit als in Bonn angegeben.

Abbildungen 43 a/b zeigen deutlich, daß ein Großteil des Inversionsaufkommens im Rheintal bei Bonn durch strahlungsbedingte Bodeninversionen hervorgerufen wird. Die Häufigkeitsmaxima für das Auftreten von Bodeninversionen liegen dabei wiederum klar in den Sommermonaten. Herbst und Frühjahr nehmen eine Mittel-

stellung ein, in den Wintermonaten sind vor allem aufliegende Bodeninversionen seltener, weisen allerdings die höchste tägliche Persistenz auf.

Über ein nächtliches Sommermaximum von Bodeninversionen, das aus den nächtlichen Ausstrahlungsbedingungen resultiert, wird in vielen Inversionsstudien berichtet (z.B. FELDMANN 1965, MAYER 1972). Es resultiert vor allem aus der vergleichsweise hohen Temperatur der abstrahlenden Oberfläche in der strahlungsreichen Jahreszeit, die insgesamt eine deutlich höhere Ausstrahlung und damit größere Abkühlungsbeträge in der bodennahen Grundschicht zulässt (GUTTENBERG 1991). Die für den SODAR-Datensatz berechneten Sommerwerte der mittleren effektiven Ausstrahlung liegen in Bonn etwa 25% über der des Winters.

Bezogen auf die Häufigkeit von abgehobenen und freien Inversionen ergeben sich aus Abbildung 43 b/c die folgenden Verhältnisse:

- ▶ Vom Frühjahr bis zum Herbst sind ein Drittel bis ein Viertel aller Bodeninversionen mit einer deutlich ausgebildeten Inversionsuntergrenze vom Boden abgehoben.
- ▶ Im Winter dominiert zwischen 2:00 und 6:00 Uhr (MEWZ) eindeutig die abgehobene gegenüber der aufliegenden Bodeninversion.
- ▶ In den anderen Jahreszeiten liegen die Maxima der abgehobenen Bodeninversion zwischen 2:00 und 7:00 Uhr (MEWZ); vor allem im Frühjahr und Sommer sind sie in den Abendstunden kaum vertreten.

Damit manifestiert sich ein genereller Trend zu einem Abheben von Bodeninversionen in den frühen Morgenstunden, der in den folgenden Kapiteln im Zusammenhang mit dem Grundschichtwindfeld noch näher untersucht wird.

Bezogen auf die Inversionspersistenz zeichnen sich besonders die winterlichen Bodeninversionen als überdurchschnittlich stabil gegenüber mittäglicher Auflösung aus. Freie Inversionen mit Untergrenzen >200 m über Grund spielen in den Übergangsjahreszeiten und im Sommer nur eine untergeordnete Rolle. Sie treten lediglich in den frühen Morgenstunden zwischen 0:00 und 4:00 Uhr (MEWZ) mit Häufigkeiten bis zu 10% in Erscheinung. Größere Dominanz haben sie allerdings im Winter, wo sie im gesamten Tagesverlauf feststellbar sind. Diese größere Häufigkeit abgehobener und freier Inversionen im Winter gegenüber anderen Jahreszeiten ist auch durch andere Inversionsstudien belegt und resultiert häufig aus Dunst-/Nebelbildung oder der vermehrten Wirksamkeit von dynamischen Inversionen in der unteren Troposphäre (z.B. FELDMANN 1965).

Ein weiteres Phänomen der Inversions-Feinstruktur, das nur in Rahmen weniger Studien untersucht wurde, ist das Vorhandensein von Mehrfach-Inversionsstrukturen, hervorgerufen durch eine topographisch differenzierte Kaltluftdynamik in klaren Strahlungs Nächten (ULBRICHT-EISSING & STILKE 1986). Für das Rheintal bei Bonn ergeben sich besonders häufig Doppelstrukturen, die entweder eine Überlagerung der vorherrschenden Bodeninversion durch eine schwächere Sekundärinversion anzeigen (Abb. 44a) oder eine Kombination aus Bodeninversion und freier Inversion darstellen (Abb. 44b). Dreifachstrukturen kommen nur äußerst selten vor:

Im Sommer, Herbst und Winter fehlen sie völlig und im Frühjahr treten sie lediglich zwischen 1:00 und 3:00 Uhr (MEWZ) mit einer Häufigkeit unter 2% auf.

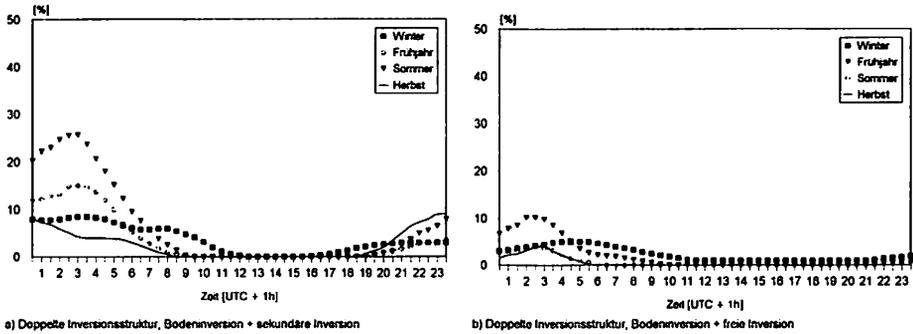


Abb. 44: Jahres- und tageszeitliche Wahrscheinlichkeiten für doppelte Inversionsstrukturen im Rheintal bei Bonn

Mit maximalen Häufigkeiten von 15% im Frühjahr und 26% im Sommer sind Doppelstrukturen mit Sekundärinversionen besonders deutlich ausgeprägt, während ihr Anteil im Winter und Herbst deutlich unter 10% abfällt (Abb. 44a). Auffällig ist auch das tageszeitliche Maximum im Sommer und Frühjahr in den frühen Morgenstunden (2:00 bis 4:00 MEWZ) kurz vor Sonnenaufgang, das im Herbst und Winter nicht zu finden ist.

Eine Kombination von freier Inversion und Bodeninversion ist gegenüber einer Doppelstruktur mit Sekundärinversion wesentlich seltener und erreicht nur im Frühjahr (2:00-3:00) die 10% Marke. Dies läßt sich damit erklären, daß viele der freien Inversionen im Zusammenhang mit der Ausbildung von Strahlungsnebel stehen, wobei durch die erhöhte Gegenstrahlung unter dem Nebel liegende, schwächere Bodeninversionen häufig aufgelöst werden (MÖLLER 1964).

3.3 Inversionshöhen im Rheintal bei Bonn

Für die Einschätzung der lufthygienischen Situation ist neben der Inversionshäufigkeit auch die Mächtigkeit der stabilen Schichtung von Bedeutung, die durch die Kennwerte Inversionsober- (IOG) und -untergrenze (IUG) definiert wird. Während bei aufliegenden Bodeninversionen in der Regel nur ein horizontaler Austausch von Luftschadstoffen in der Grundsicht möglich ist, begrenzt die IUG bei abgehobenen Inversionen ein meist geringmächtiges Luftvolumen unterhalb der Inversion, in dem auch ein turbulent-vertikaler Austausch von Luftschadstoffen möglich ist, wobei sich die Schadstoffe allerdings häufig unterhalb der IUG anreichern.

Abbildung 45 zeigt die jahres- und tageszeitliche Häufigkeitsverteilung von IOG's der Bodeninversion mit dem größten Temperaturgradienten. Auffällig ist, daß vor allem in den Sommermonaten gegen 4:00 Uhr der Modalwert der IOG-Höhenlage

bei 187,5 m über Grund liegt. Für alle anderen Jahreszeiten ergibt sich ein morgendliches IOG-Häufigkeitsmaximum der stärksten Bodeninversion unterhalb 125 m über Grund, wobei die kleinsten Werte im Herbst mit einem Maximum bei 100 m über Grund erreicht werden. Diese Werte stimmen größenordnungsmäßig mit den Beobachtungen an der Radiosonde Köln-Wahn überein, für die ebenfalls eine Häufung (65%) von Inversionen mit Höhenlagen <100 m über Grund angegeben wird (FAUST 1972).

Die großen sommerlichen Mächtigkeiten finden sich vor allem zwischen Sonnenuntergang und Sonnenaufgang und können wie die erhöhten Auftrittshäufigkeiten in diesem Zeitraum mit dem schnellen nächtlichen Inversionswachstum aufgrund der hohen Abstrahlung erklärt werden. Direkt nach Sonnenaufgang ist eine deutliche Absenkung der Inversionen zu verzeichnen.

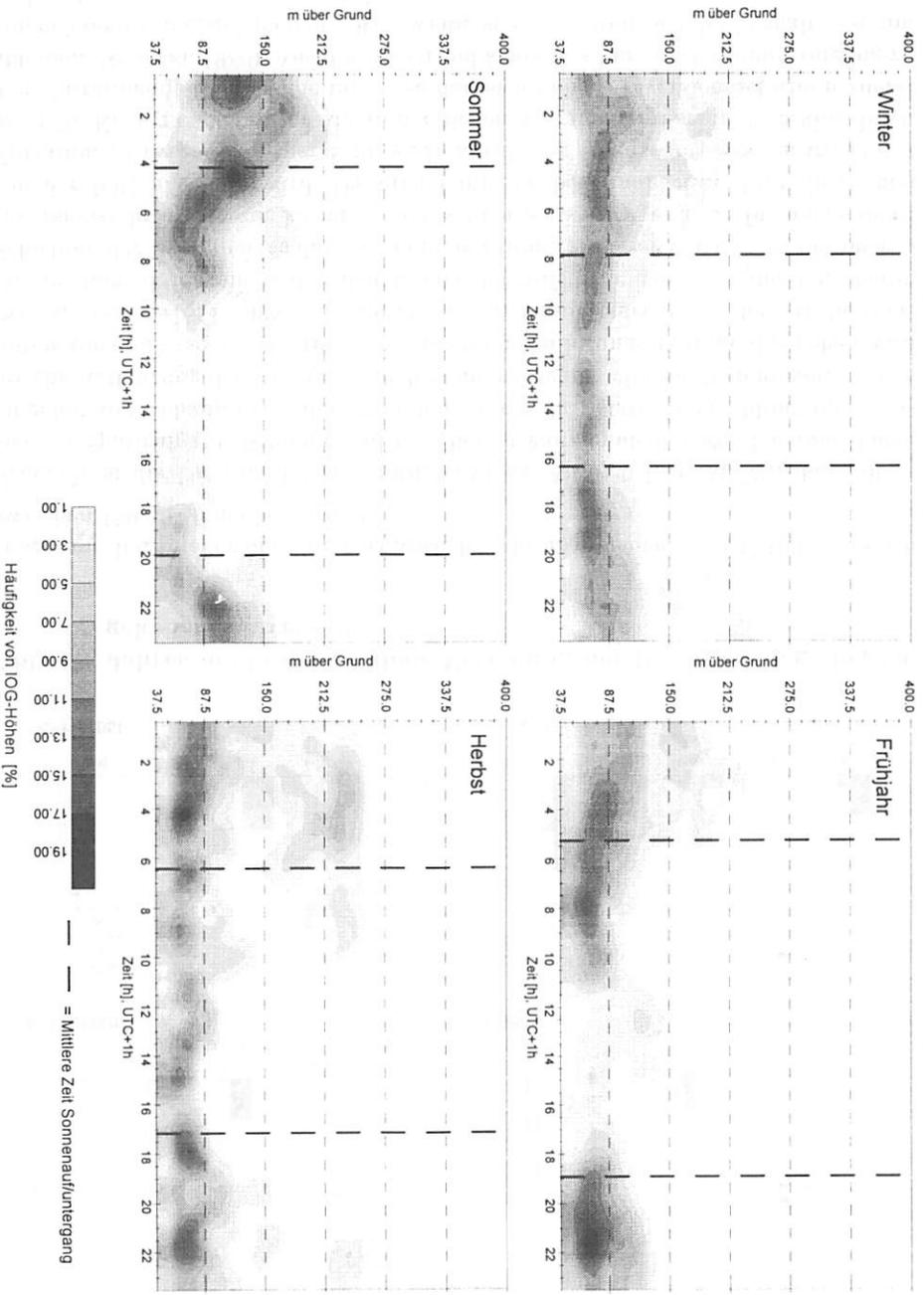
Für die strahlungsreiche Jahreszeit (Frühjahr und Sommer) zeigt sich, daß mittags nur noch Inversionen mit einer IOG über 62,5 m über Grund bestehen können; flachere Bodeninversionen werden bis zum Mittag thermisch aufgelöst.

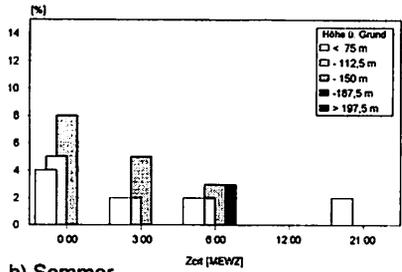
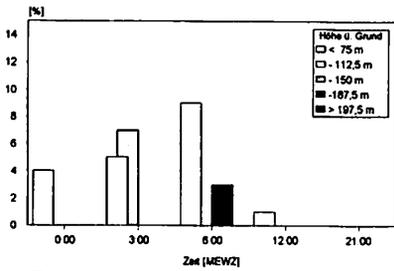
Interessant sind weiterhin die sekundären Häufigkeitsmaxima von IOG's zwischen 162,5 m und 225 m über Grund in den Morgenstunden von Frühjahr, Herbst und Winter. Betrachtet man nämlich die IOG Verteilung nur für die Strahlungsnebelereignisse der gesamten Beobachtungsperiode, so ergibt sich von 0:00 bis maximal 10:00 Uhr (MEWZ) ein recht homogener Modalwert der IOG in genau diesem Höhenbereich, während flache Bodeninversionen fast vollständig fehlen. Somit können die sekundären Häufungen von IOG-Lagen zu einem Großteil Strahlungsnebellagen zugeordnet werden, bei denen in der Regel abgehobene Inversionen mit einer turbulent durchmischten Bodenschicht vorliegen.

Zur Abschätzung des Austauschraums bei abgehobener Inversion ist in Abbildung 46 die Verteilung von IUG-Höhenklassen dargestellt. Zu allen Jahreszeiten ergibt sich ein recht großer Anteil von IUG's <75 m über Grund, der vor allem im Frühjahr überwiegt und für Bonn auch im Rahmen von Fallstudien festgestellt wurde (ROLOFS 1977).

- ▶ Im Frühjahr zeigt sich eine klare Tendenz zu abgehobenen Bodeninversionen von 0:00 bis 6:00 Uhr, wobei die IUG's bis 187,5 m über Grund ansteigen können.
- ▶ Im Sommer nimmt die Häufigkeit abgehobener Inversionen dagegen von 0:00 bis 6:00 Uhr etwas ab, es findet sich aber ebenfalls eine Tendenz zu höheren IUG's mit zunehmender Tageszeit. Mittags und Abends finden sich dagegen in beiden Jahreszeiten kaum abgehobene Bodeninversionen.
- ▶ Auch im Herbst ist eine Abhebungstendenz der Inversionsuntergrenze von 21:00 bis 6:00 Uhr zu verzeichnen. Mittags erhält sich hier ein geringfügiger Anteil von IUG's bis 150 m über Grund, der wiederum mit Nebelwetterlagen in Zusammenhang steht.
- ▶ Im Winter ist dagegen das Bild nicht so eindeutig wie in den übrigen Jahreszeiten. Auch hier scheint in die wesentlich erhöhte Häufigkeit eine Abhebungstendenz von 21:00 bis zumindest 3:00 Uhr eingebettet zu sein.

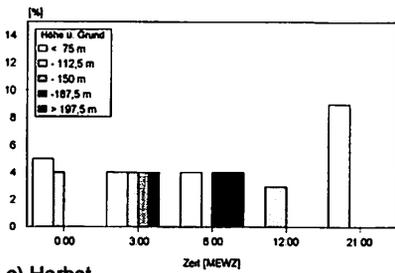
Abb. 45: Jahres- und tageszeitliche Höhenverteilung der IOG der stärksten Bodeninversion (aufliegend oder abgehoben) im Rheintal bei Bonn



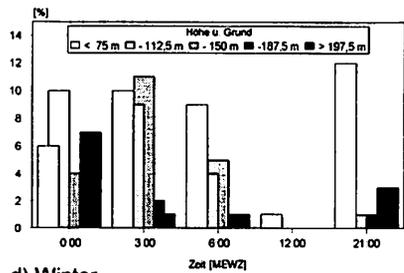


a) Frühjahr

b) Sommer



c) Herbst



d) Winter

Abb. 46: Jahres- und tageszeitliche Verteilung der IUG-Höhenlage bei angehobener Inversion

Insgesamt liegen aber überdurchschnittlich viele Inversionen im IUG-Höhenbereich zwischen 150-197,5 m über Grund.

Fraglich ist die Ursache der Abhebungstendenz. Ab 6:00 Uhr (MEWZ) handelt es sich im Spätfrühjahr, Sommer und Frühherbst ganz eindeutig um den vom Boden eingeleiteten Abbauprozess der Inversion. Durch die solare Einstrahlung und thermische Aufheizung der Unterlage nach Sonnenaufgang wird die Bodeninversion von unten aufgefüllt, so daß die Inversion im ersten Auflösungsstadium abgehoben wird (STILKE *et al.* 1976, DOHRN *et al.* 1981). Aus Kontinuitätsgründen erfordert die thermische Konvektion am Boden den Ersatz der aufsteigenden Luft aus den oberen Schichten der Inversion, so daß es zu einem Strom fühlbarer Wärme aus der oberen Inversionsschicht hin zur kälteren Inversionsbasis kommt und die Inversion somit von der IOG abgebaut wird. Dadurch kann die bodennahe Stabilität durch den Entrainment-Prozess warmer Luft sogar kurzfristig intensiviert werden (STILKE *et al.* 1976, KLÖPPEL 1980). Der Abbau der Bodeninversion wird schließlich klar durch den Entrainment-Prozess dominiert, so daß sich höhere Inversionsschichten zuerst abbauen (KLÖPPEL 1980). Aus diesem Grund kommt es kurz nach Sonnenaufgang zu einem Trend von abgehobenen IOG's, wenig später kehren sich die Verhältnisse um und es dominieren niedrigere IOG's.

Mit den thermisch induzierten Abbauprozessen einer Bodeninversion kann die Abhebungstendenz in den späten Nachtstunden allerdings nicht erklärt werden. Hier muß anhand von Fallstudien überprüft werden, welchen Einfluß die dynamischen Verhältnisse (differenzierte Kaltluftabflüsse, mechanische Turbulenz) oder boden-

nahe Kondensationsvorgänge auf die morgendlichen Abhebungstendenzen bzw. die Bildung von Doppelstrukturen haben.

Die Spannweite der Höhenlage mit dem stärksten positiven Temperaturgradienten in der Sekundärinversion liegt im Großteil aller Fälle zwischen 100 und 150 m über Grund und damit in den meisten Fällen 20 bis 50 m über der IOG der darunterliegenden Bodeninversion (Abb. 47). Da sich diese Verhältnisse über alle Jahreszeiten wiederfinden, ist anzunehmen, daß es sich um eine topographisch induzierte Doppelstruktur handelt. Darüber hinaus ist auffällig, daß die Höhenlage der Sekundärinversion mit 155-205 m über NN in etwa der Geländehöhe der das Rheintal umgebenden Randhöhen entspricht (z.B. Venusberg 162 m ü. NN, Kottenforstplateau 178 m ü. NN). Geht man von einer autochthonen Kaltluftproduktion auf den Randhöhen von bis zu 50 m vertikaler Mächtigkeit in schwachwindigen Strahlungsnächten aus (ROLOFS 1977), so könnte sich über der Inversion im Rheintal eine sekundäre Inversion ausbilden, hervorgerufen durch die in der Nacht gebildeten Kaltluftpolster der umgebenden Höhenplateaus, die sich als Kaltluftzunge über die durch Ausstrahlung bereits abgekühlte Bodeninversion im Rheintal schiebt und damit eine weitere Inversion hervorruft (ULBRICHT-EISSING & STILKE 1986).

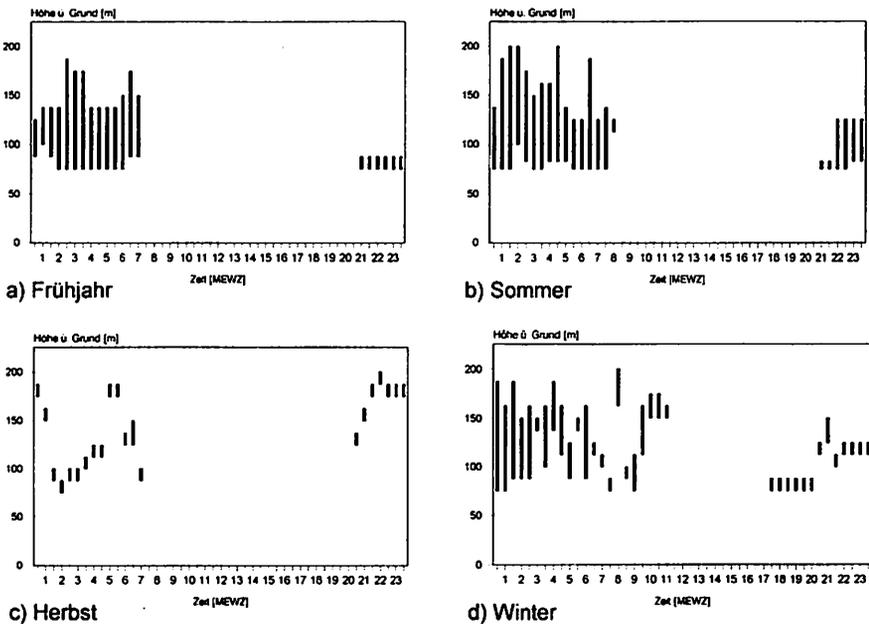


Abb. 47: Spannweite der Höhenlage des stärksten Temperaturgradienten in der sekundären Inversion

3.4 Inversionsstärke im Rheintal bei Bonn

Die Stabilität der Inversionschichtungen wird in der Regel über die Temperaturveränderung/100 m der Inversion beschrieben. In Abbildung 48 sind Modalwert und Spannweite der jahres- und tageszeitlichen Inversionsstärken im Rheintal bei Bonn dargestellt.

Während im Winter und Herbst kaum Inversionsstärken $>1,5^{\circ}\text{C}/100\text{ m}$ im Bereich der Bodeninversionen auftreten, liegen die modalen Intensitäten besonders in den Nachtstunden des Frühjahrs und Sommers mit 2,5 bzw. $3^{\circ}\text{C}/100\text{ m}$ wesentlich höher. Auch Maxima $>4^{\circ}\text{C}/100\text{ m}$ finden sich nur in den Nachtstunden von Frühjahr und Sommer, wobei das absolute Maximum mit $7^{\circ}\text{C}/100\text{ m}$ im Sommer erreicht wird.

FELDMANN (1965) konnte für München ebenfalls ein Maximum von Bodeninversionen bei $6^{\circ}\text{C}/100\text{ m}$ in den Sommermonaten nachweisen, das sich wiederum mit der starken nächtlichen Ausstrahlung erklären läßt. Dabei wirkt sich die Ausstrahlung gerade in den ersten Nachtstunden nur auf eine geringermächtige Luftschicht aus. Der mechanisch-turbulente Transport der sich bodennah immer weiter abkühlenden Luft in höhere Luftschichten wird erst in der zweiten Nachthälfte mit dem Anwachsen der Inversionsmächtigkeit, die häufig an turbulente Durchmischung von Kaltluftabflüssen gebunden ist, herbeigeführt. Daher bilden sich die stabilsten Inversionen bevorzugt in den frühen Nachtstunden von Frühjahr und Sommer vor 2:00 Uhr aus (BROCKS 1949).

Hervorzuheben ist noch, daß die modalen mittäglichen Inversionstärken im Sommer und Frühjahr etwas höher liegen als die modalen Intensitäten kurz vor Sonnenaufgang bzw. nach Sonnenuntergang, da in der einstrahlungsreichen Jahreszeit mittags häufig nur diejenigen Inversionen ganztägig erhalten bleiben, die auch nachts schon höhere Intensitäten aufgewiesen haben (KLÖPPEL 1980).

Betrachtet man die mittlere Inversionsstärke für alle Boden- und Sekundärinversionen $>1^{\circ}\text{C}/100\text{ m}$ bezogen auf die Höhenlage der IOG in ihrer jahres- und tageszeitlichen Ausprägung (Abb. 49), so läßt sich erkennen, daß die stärkeren Inversionen fast ausschließlich an IOG's $>75\text{ m}$ über Grund gebunden sind. Besonders kräftige Inversionen finden sich in den Nachtstunden im Frühjahr bei 125 m über Grund und im Sommer bei IOG's $<225\text{ m}$ über Grund. Die höchsten Mittelwerte verteilen sich dabei auf die Morgenstunden von Frühjahr und Sommer zwischen 0:00 und 4:00 MEWZ in den Höhenlagen 125-162,5 und 193,5 m über Grund, wobei die obere Schicht stärkere Temperaturgradienten aufweist als die untere.

Das herbstliche Maximum der mittleren Inversionsstärke liegt demgegenüber im Bereich der von Nebel verursachten IOG's bei 250 m über Grund; flachere Bodeninversionen mit mittleren Inversionsstärken von $>1^{\circ}\text{C}/100\text{ m}$ finden sich hier kaum. Nur im Winter (und im Frühjahr mit einer Unterbrechung um 14:00 bis 16:00 Uhr MEWZ) treten ganztägig Bodeninversionen mit mittleren Stärken $>1^{\circ}\text{C}/100\text{ m}$ auf, in allen anderen Jahreszeiten liegt die mittlere Inversionsstärke am Tag unter $1^{\circ}\text{C}/100\text{ m}$, auch wenn bei den seltenen, ganztägig persistenten Bodeninversionen dieser Wert klar überschritten wird (Abb. 49).

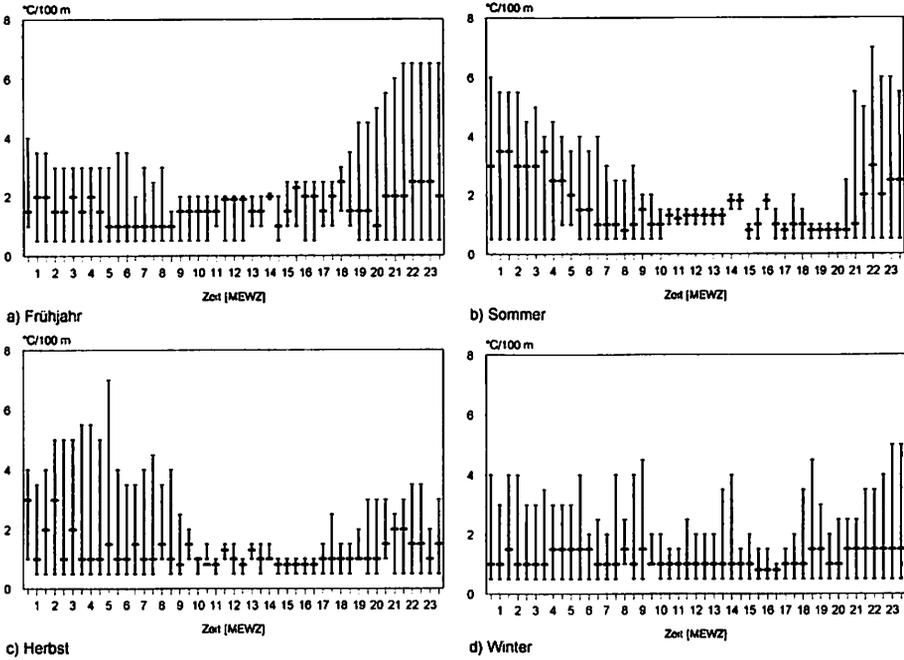


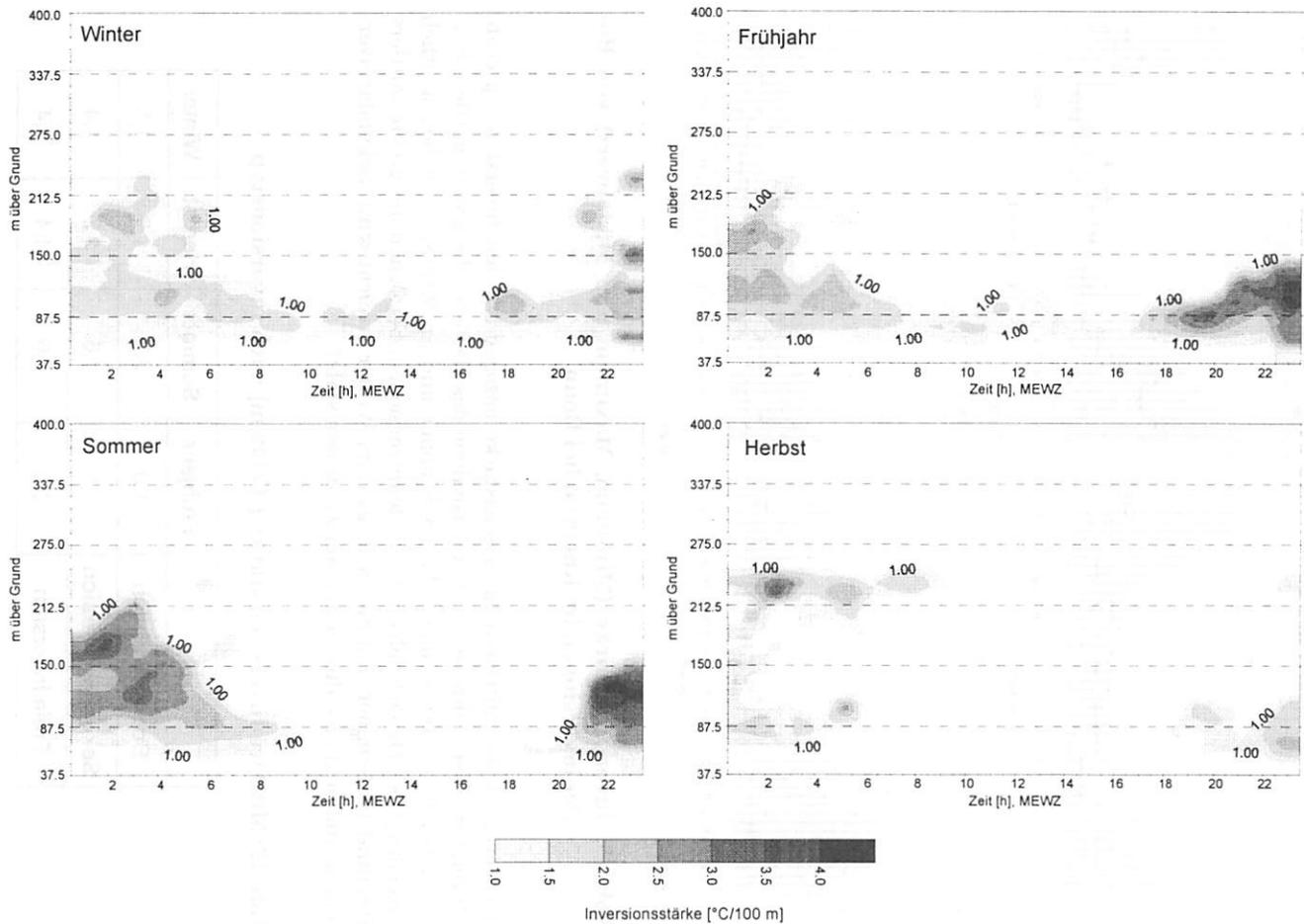
Abb. 48: Inversionsstärke (Minimum, Maximum und Modalwert) von Bodeninversionen im Rheintal bei Bonn

Der Vergleich der mittleren Inversionsstärke bezogen auf den Inversionstyp (Tab. 12) zeigt in allen Jahreszeiten mit Ausnahme des Herbstes die größte mittlere Stabilität bei freien Inversionen, die im Sommer und im Winter besonders deutlich ausgeprägt ist. Danach folgen die Bodeninversionen, bei denen die größte mittlere Stabilität im Sommer und die niedrigste im Winter erreicht wird. Sekundärinversionen sind in allen Jahreszeiten am wenigsten stabil.

Tab. 12: Mittlere Inversionsstärke [°C/100 m] nach Inversionstyp

	Frühjahr	Sommer	Herbst	Winter
Bodeninversion	1,9	2,2	1,9	1,5
Sekundärinversion	1,5	1,6	1,2	1,4
Freie Inversion	2,0	2,6	1,4	2,4

Abb. 49: Mittelwerte der Inversionsstärke nach der IOG-Höhenlage für Boden- und Sekundärinversionen > 1°C/100 m



3.5 Mittlere Inversionsdynamik im Rheintal bei Bonn

Die Abweichung der Inversionsstruktur im Rheintal bei Bonn von den Verhältnissen der Kölner Bucht (z.B. DOHRN *et al.* 1981, 1982) wirft die Frage auf, ob die Inversionsdynamik in Bonn gegenüber den Niederungen NRW's aufgrund der Tallage von Bonn modifiziert wird. Mehrere Studien und auch einschlägige Lehrbücher zur Grundschichtklimatologie weisen darauf hin, daß die Inversionsdynamik in Tälern eng mit dem bekannten Schema der Berg-Talwind-Zirkulation verknüpft ist (z.B. DEFANT 1951, OKE 1987, HAUF & WITTE 1985, PILIÉ *et al.* 1975). Die für die Inversionsdynamik wichtigen Phasen der Berg-Talwind-Zirkulation bezogen auf ein symmetrisches Tal (S-N orientiert) und einen synoptisch schwachwindigen Strahlungs-tag im Sommer finden sich z.B. in GEIGER (1961: S. 428):

► **Phase E:** Kurz nach Sonnenuntergang bildet sich bodennah eine Talquerwindzirkulation aus, bei der die auf den Randhöhen gebildete Kaltluft über die Talhänge zum Talgrund abfließt. Im Bereich der Talachse ist allerdings noch der Talaufwind (Counter-Strom) wirksam, der sich durch die solare Aufheizung der Talhänge am Tag gebildet hat. Für das im Bereich des Meßprofils S-SE orientierte Rheintal mußte der Counter-Strom damit einen nördlichen (NW-N) und der Kaltluftabfluß der linksrheinischen Talquerzirkulation (Venusberg-Kottenforst) eine W-SW gerichtete Strömungskomponente aufweisen.

► **Phase F:** In den ersten Stunden nach Sonnenuntergang kommt der Counter-Strom zum Erliegen, wobei der Umstellungszeitpunkt normalerweise durch ein Minimum der Windgeschwindigkeit angezeigt wird. Es bildet sich eine vollständige Talquerzirkulation aus, die aus den Hangabwinden und einem in der Talachse aus Kontinuitätsgründen aufsteigenden Ausgleichsast besteht, der im oberen Bereich zu den Randhöhen gerichtet ist. Für das linksrheinische Stationsprofil sollte sich ein Ausgleichsast in der Höhe mit einem Richtungsvektor aus östlicher Richtung (NE-E) ergeben.

► **Phase G:** Gegen Mitternacht wird der Ausgleichsast in der Talachse durch den Talabwind ersetzt; die Talquerzirkulation besteht nur noch aus den Hangabwinden. Der Talabwind folgt der Talorientierung von S-SE. Da er auch aus Kaltluftabflüssen des weiteren Rheineinzugsgebiets gebildet wird, muß aus Kontinuitätsgründen oberhalb der Randhöhen ein Anti-Wind ausgebildet werden, der für das Rheintal einen dem Counter-Strom vergleichbaren Richtungsvektor aus N-NW aufweist, aber je nach Höhenlage durch den mit der Höhe abnehmenden Einfluß der Geländereibung (Ekman-Spirale) in seiner Richtung modifiziert werden kann (OKE 1987).

► **Phase H:** In den späten Nachtstunden überlagert der nun aufgefrischte Talabwind die gesamte Talquerzirkulation, so daß Hangabwinde nicht mehr feststellbar sind. Der Talabwind weht jetzt über das gesamte Talhöhenprofil.

► **Phasen A, B:** Nach Sonnenaufgang werde zuerst die ostexponierten Hänge erwärmt. Durch die Hangerwärmung bildet sich ein Hangaufwind aus (Stationsprofil Richtungsvektor E-NE) und im weiteren Verlauf wird der Talabwind durch einen aus der Talquerzirkulation resultierenden Ausgleichsast (Stationsprofil Richtungsvektor SW bis W) ersetzt, der im Bereich der Talachse Divergenz verursacht.

► **Phase C, D:** Tagsüber bildet sich bei ausreichender Einstrahlung der Talaufwind aus.

Die Ableitung dieses Modells und viele weitere Studien dieses Themenbereichs beziehen sich dabei auf die Verhältnisse in Hochgebirgstälern mit ausgeprägtem Relief und besonders gut ausgebildeten thermischen Gegensätzen zwischen Hängen und Talgrund (z.B. Alpen, Rocky Mountains). Es ist daher fraglich, wie gut sich ein solches System in einem eher gemäßigten Mittelgebirgs-Talrelief wie dem Rheintal bei Bonn entwickeln kann.

Verdeutlicht man sich vorweg die nächtliche Dynamik der Bodeninversion am Beispiel der mittleren IOG-Höhenlage (Abb. 50), treten die folgenden Punkte hervor, die im Zusammenhang mit dem Berg-Talwindssystem und den mittleren klimatischen Gegebenheiten im Rheintal untersucht werden müssen:

► Die mittlere Inversionshöhe liegt in etwa im Bereich der Talrandhöhen (≈ 160 m ü. NN), wobei sie im Bereich des Höhenmaximums in der strahlungsreichen Jahreszeit weiter über die Randhöhen hinausreicht als in der strahlungsärmeren Jahreszeit.

► Die Inversionsmächtigkeit entwickelt sich nicht kontinuierlich, sondern ist sowohl in den zeitlich hochaufgelösten SODARgrammen als auch in der mittleren Ausprägung (Halbstundenmittel in Abb. 50) durch periodische Oszillationen der Obergrenze gekennzeichnet, die besonders deutlich in der zweiten Nachthälfte der strahlungsarmen Jahreszeit hervortreten.

► Nach Sonnenuntergang entwickelt sich die Inversion in der ersten Nachthälfte relativ langsam und steigt gegen 0:00 Uhr sprunghaft um ca. 20 m an. In der strahlungsarmen Jahreszeit findet dieser plötzliche Anstieg gegen 19:30 Uhr (Winter) bzw. 21:45 Uhr (Herbst) und in der strahlungsreichen Jahreszeit gegen 23:30 Uhr (Frühjahr) bzw. 23:45 Uhr (Sommer) statt. Die sprunghafte Änderung der IOG-Höhenlage vollzieht sich in allen Jahreszeiten zwischen 2 und 3 Stunden nach Sonnenuntergang.

► Gegen Morgen nimmt die mittlere Inversionsmächtigkeit besonders in der strahlungsreichen Jahreszeit gegenüber dem Höhenmaximum um etwa 2:00 bis 2:30 Uhr wieder ab, in der strahlungsarmen Jahreszeit ist dieser Effekt weniger deutlich ausgeprägt.

Um nun eine Beziehung zwischen der mittleren Inversionsdynamik (Abb. 50) und dem Grundschichtwindfeld im Rheintal bei Bonn herleiten zu können, werden die folgenden Analysen zum Windfeld exemplarisch für die Extremjahreszeiten Sommer und Winter durchgeführt.

Betrachtet man als erstes das sommerliche Windfeld im Bereich des Stationsprofils für die mit SODAR-Daten belegten Strahlungstage, so werden in Abbildung 51 verschiedene Aspekte des Berg-Talwindsystems sichtbar. Es sei darauf hingewiesen, daß in den Winddiagrammen vor allem die dem Berg-Talwind zugehörigen Häufigkeitsmuster interpretiert werden. Eine partielle Modifikation dieser Strömungs-

komponente durch die synoptische Windrichtung ist dabei besonders für die Station Venusberg anzunehmen.

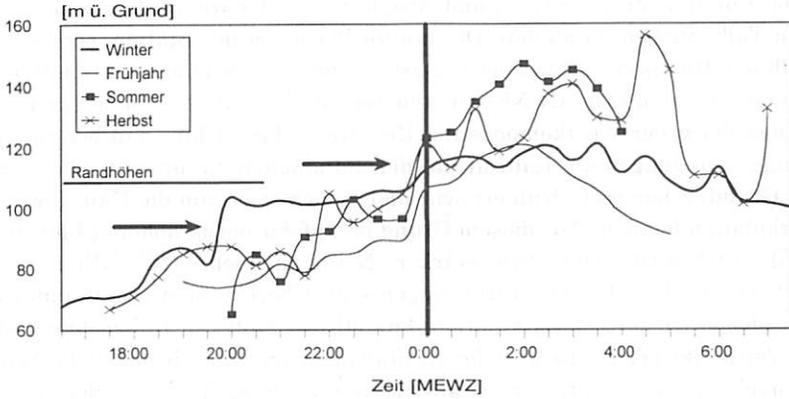


Abb. 50: Mittlere Höhenlage der IOG für Bodeninversionen zwischen Sonnenuntergang und Sonnenaufgang

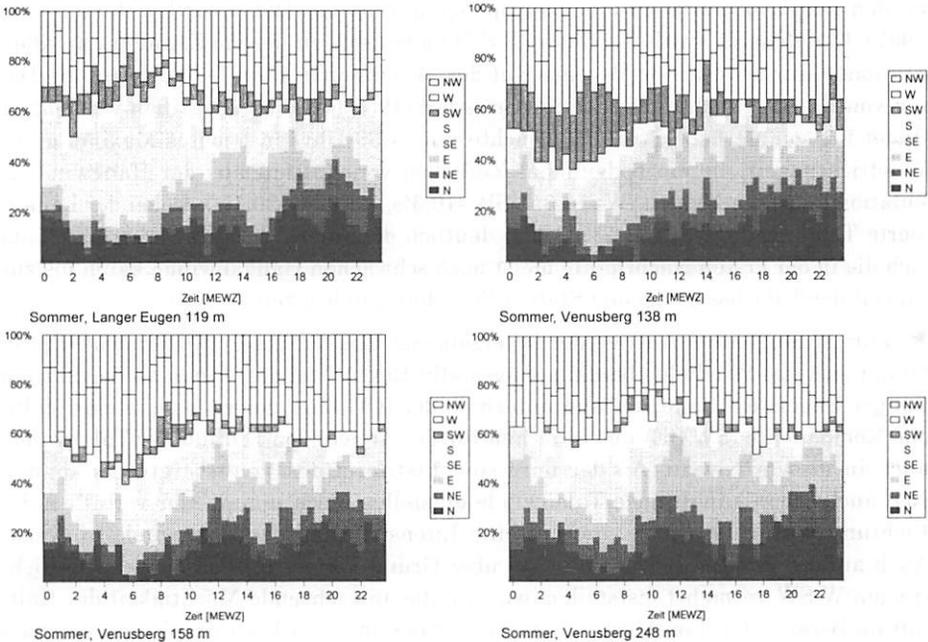


Abb. 51: Tageszeitliche Verteilung der Windrichtungen im Sommer (SODAR-Tage)

► Die Umstellungsphase des Windsystems kurz nach Sonnenuntergang (Phasen E-F, 21:00 Uhr) läßt sich an der Station Langer Eugen gut nachvollziehen. Zu dieser Tageszeit verstärken sich ganz klar die Richtungsvektoren aus N, die eine Überlagerung von Counter-Strom (NW-N) und Ausgleichsast der Quercirkulation (NE-E) in höheren Talbereichen darstellen. Die untere Plattform der Station Venusberg, die oberhalb der Hangzone liegt, zeigt einerseits eine Verstärkung von Counter-Strom und oberem Ausgleichsast (N-NE) an, andererseits kommt es auch zu einem deutlichen Anwachsen der Westkomponente. Dies weist darauf hin, daß bei guten Ausstrahlungsbedingungen die Kaltluft auf den Randhöhen die unterste Plattform (27 m über Grund) schon recht früh erreicht und es sich somit um die Hangabwinde der Quercirkulation handelt. Aus diesem Grund ist auf der nächsthöheren Plattform um 21:00 Uhr auch wieder eine etwas stärkere Nordkomponente (NW-NE) zu verzeichnen, die wie an der Station Langer Eugen eine Überlagerung aus Counter-Strom und Ausgleichsast der Quercirkulation darstellt. In größeren Höhen findet sich zu diesem Zeitpunkt noch ganz klar der Einfluß des zum mittäglichen Talaufwind (N-NW) komplementären Anti-Windes aus S-SW (=SE-S nach Ekman-Spirale), wobei sich aber bis 22:00 Uhr schon zu einem Teil der Fälle der aus dem Talabwind (S-SE) resultierende Anti-Wind aus NE-N ausbildet, der bezogen auf die Ekman-Spirale einem Richtungsvektor von N-NW in niedrigeren Höhen entspricht. Der starke Anteil des NW-Sektors (=W) zeigt den Umbruch beider Systeme an. Damit stellt die obere Plattform ganz klar den unteren Übergangsbereich des Berg-Talwindsystems zu den aus Kontinuitätsgründen komplementären Anti-Höhenwinden dar (s. OKE 1987). Kanalisierte Kaltluftabflüsse (S-SE) finden sich zu diesem Zeitpunkt an allen Stationen nur sehr selten. Bezogen auf den Bodenpunkt kann lediglich auf die Daten von FAUST (1972) für die Station Friesdorf (1959-63) zurückgegriffen werden. Er findet für sommerliche Strahlungsnächte um 21:30 Uhr ein leichtes Maximum der Windrichtungen, die ein bodennahes Zufließen von Kaltluft aus der Hangwindzirkulation anzeigen können (W=14,5%, SW=10,3%, Calmen=20,1%), wobei der kanalisierte Talabwind (S, SE=31,7%) schon deutlich dominiert. Dies ist verständlich, da sich die in der ersten Nachthälfte meist noch schwachen Hangabwinde kaum bis zur unweit der Talachse gelegenen Station Friesdorf durchsetzen können.

► Zum sprunghaften Anstieg der Inversionsmächtigkeit gegen Mitternacht (Phase G) hat sich das Windfeld ebenfalls umgestellt: Ein Drittel der Winde an der Station Langer Eugen, die im Mittel nun unterhalb der IOG liegt, zeigen bereits eine südliche Komponente (SW-SE) und sprechen für den steigenden Einfluß der Talabwinde auch in diesem Niveau. An der untersten Plattform des Venusbergturms können sich auch schon kanalisierte Talabwinde einstellen, doch nimmt hier vor allem die Richtung West-Südwest zu, die auf eine Intensivierung der Hangwinde hinweist. Auch auf der zweiten Plattform (47 m über Grund Venusberg) lassen sich die Richtungen W-SW vermehrt feststellen, was auf die anwachsende Mächtigkeit der Kaltluft im Bereich der Randhöhen hinweist. Auf der obersten Plattform herrschen noch zu über einem Drittel Windrichtungen aus nördlicher Richtung vor, die auf den Einfluß eines aus Kontinuitätsgründen für den Talabwind notwendigen Anti-Windes hinweisen könnten.

► Zum Höhepunkt der Inversionsmächtigkeit gegen 2:00 bis 3:00 Uhr (MEWZ) zeigen sich nun auch eindeutige Indizien für Phase H: An der Station Langer Eugen treten überdurchschnittlich häufig (>50%) Talabwinde mit südlichem Richtungsvektor (SW-SE) auf, deren Einfluß auf die Randhöhen deutlich zunimmt, indem neben dem weiter steigenden Anteil der Hangabwinde (West) eine erhöhte Frequenz von Winden aus dem südlichen Sektor (SW-SE) zu verzeichnen ist. Interessant ist dieser Anstieg der westlichen Windkomponente bis zu einem Maximum um 4:00 Uhr, die in der Phase H zumindest im Talgrund nicht mehr feststellbar sein dürften. Leider fehlen hier die Daten der DWD-Station Friesdorf, aber für 7:00 Uhr wird eine leichte Zunahme der Kanalisierung gegenüber der sowieso schwachen Häufigkeit von Hangabwinden verzeichnet (FAUST 1972, KLAUS 1988). Andererseits findet sich an der Station Langer Eugen eine (wenn auch schwache) Aktivitätssteigerung von Winden aus W-SW, die darauf hindeutet, daß der Abfluß der jetzt mächtigeren Kaltluftpolster von den Randhöhen in höhere Talbereiche möglich ist. Daß hier ein Zusammenhang mit der zunehmenden Anfälligkeit der Inversion für IOG-Oszillationen, dem zu dieser Zeit dokumentierten Häufigkeitsmaximum (25%) für Doppelinversionsstrukturen und dem weiteren Anwachsen der Inversionsmächtigkeit besteht, ist augenfällig und soll im weiteren Verlauf des Kapitels noch diskutiert werden. Immerhin setzt sich die Richtungstendenz der untersten Plattform auch zur nächsthöheren durch, so daß die von ROLOFS (1977) angeführten Kaltluftmächtigkeiten der Randhöhen von 50 m durchaus bestätigt werden können. Im Bereich der obersten Plattform (137 m über Venusberggrund) finden sich keine eindeutigen Strukturen; allerdings kommt es um etwa 1:30 Uhr zu einem deutlichen Einbruch der nördlichen Sektoren zugunsten der südlichen bis westlichen Komponenten. Dies weist darauf hin, daß die oberste Plattform bei anwachsender Inversionsmächtigkeit zunehmend unter die Schubwirkung der kanalisierten Talabwinde oder der von den Randhöhen abfließenden Kaltluft kommt.

► Indizien für Phase A, die klar mit dem Inversionsabbau im Rheintal verbunden ist, lassen sich ebenfalls im Stationsprofil erkennen. Die Talabwinde (SE), die in der Phase A im Bereich der Talachse divergenten Charakter aufweisen, nehmen an der Station Langer Eugen auf ein Maximum zu, bis sich mit zunehmender Einstrahlung gegen 11:30 Uhr eine zu den Randhöhen gerichtete Ostströmung bzw. der jetzt thermisch induzierte Counter-Strom (40% NW um 11:30) auch in den oberen Talbereichen durchsetzt (Phase B-D). Dieser Counter-Strom wird durch die stärkere Erwärmung der Hänge des Bonner Rheintals gegenüber den Niederungen der Kölner Bucht initiiert (GROBER 1973). Verbunden mit der vor dem Counter-Strom auftretenden Phase A ist eine extreme Zunahme der Richtungen SW-W (etwa 55% nach Sonnenaufgang) auf Plattform 1 und eine schwächerer Tendenz auf Plattform 2, die den divergenten Talabwind im Tal (Phase A) nähren und ganz klar mit einer Absenkung der IOG (turbulente Durchmischung durch den absteigenden Ast) in Zusammenhang stehen. Ab 8:00 Uhr zeigt eine sprunghafte Zunahme der Ost-Nordostanteile auf beiden Plattformen den Beginn der thermisch induzierten Hangaufwindzirkulation an, die in der Talachse bis zum Nachmittag in den am Anfang (Phase C) ebenfalls divergent wirkenden Talaufwind (N-NW) umschlagen.

Im Sommer zeigt sich also für die Bonner Talung ein gut ausgebildetes Berg-Talwindssystem, daß sich mit Berücksichtigung eines möglichen Anti-Höhenwindes bis über die oberste Plattform, also über die Randhöhen hin ausbildet. Dabei steht das System stellvertretend für die strahlungsreiche Jahreszeit und dürfte sowohl im Frühherbst als auch im späten Frühjahr noch Gültigkeit besitzen. Über das beschriebene Talwindssystem lassen sich bereits erste Auswirkungen auf die sommerliche Inversionsstruktur im Rheintal ableiten:

► Das Wachstum der Kaltluftschicht im Rheintal wird in der ersten Nachthälfte von autochthoner Ausstrahlung im Talbereich und den aus der Hangwindzirkulation resultierenden Kaltluftabflüssen der Randhöhen genährt, wodurch die Inversionsmächtigkeit kontinuierlich zunehmen kann.

► In der zweiten Phase (um Mitternacht) kommen zunehmend Kaltluftabflüsse auch aus dem weiteren Einzugsgebiet hinzu und werden vertikal bis zu den Randhöhen wirksam. Gleichzeitig steigt die Inversionsobergrenze sprunghaft an. Dieser Anstieg steht auch mit der in Abbildung 43 dargestellten Häufung von abgehobenen Bodeninversionen in Zusammenhang.

► Danach wächst die Inversionshöhe bis zum Maximum um 2:00 bis 3:00 Uhr über die Randhöhen hinaus, wobei dieses Höhenmaximum mit der maximalen Häufigkeit von sommerlichen Inversionsdoppelstrukturen (Sekundärinversionen Abb. 44) einhergeht. Da die mittlere IOG zu diesem Zeitpunkt bereits deutlich über der ersten und einige Meter über der zweiten Venusbergplattform, an denen sich zu dieser Zeit eine hohe Frequenz westlicher Hangabströmung ausbildet, hinausreicht, ist zu vermuten, daß sich die Kaltluftpolster der Randhöhen und des Rheintals überlagern oder vermischen und dadurch die doppelte Inversionsstruktur hervorrufen. Ein weiteres Indiz dafür ist die Tatsache, daß die Höhenlage der Sekundärinversion genau der Geländehöhe der Talränder zuzüglich einer autochthonen Kaltluftproduktion von maximal 50 m Dicke auf den Randhöhen (ROLOFS 1977) entspricht.

► Das besonders deutliche Absinken der IOG nach 3:30 Uhr (frühe Sonnenaufgangszeit) ist eine Folge der Divergenz im Bereich der Talachse verbunden mit dem strahlungsbedingten Aufbau der tageszeitlichen Hangaufwindzirkulation (Phase A). Da der Abfall der IOG aber schon vor Sonnenaufgang einsetzt, liegt die Vermutung nahe, daß der Abbau mit der Durchmischung der verschiedenen temperierten Plateau- und Rheintalkaltluftmassen zusammenhängt, wobei sich die IOG in der Regel wieder auf das Talrandhöheniveau absenkt.

► Mit zunehmender Einstrahlung wird die Inversion einerseits durch Auffüllen und Entrainment thermisch abgebaut, andererseits lassen aber der im Gegensatz zu den Kölner Verhältnissen (DOHRN *et al.* 1981) gefundene schnellere Abbau der Inversionen von der IOG, die gegenüber der Kölner Studie nur schwach ausgeprägte Abhebungstendenz der Inversion nach Sonnenaufgang und die niedrigeren Aufttrittshäufigkeiten von Inversionen tagsüber den Schluß zu, daß das tagesperiodische Windsystem auch eine wesentliche Rolle bei der Inversionsauflösung spielt. Auflösend wirken dabei die Divergenz der tageszeitlichen Hangwindzirkulation (Phase A,

B und C) und besonders das Einsetzen des Talaufwinds (Phase C), der die Inversion sehr schnell mechanisch-turbulent auflöst.

Zur weiteren Klärung der Fragen über den plötzlichen Anstieg der IOG und die Ursache der Inversions-Doppelstruktur kann die mittlere Ausprägung der Klimaelemente im Rheintal beitragen (Abb. 52).

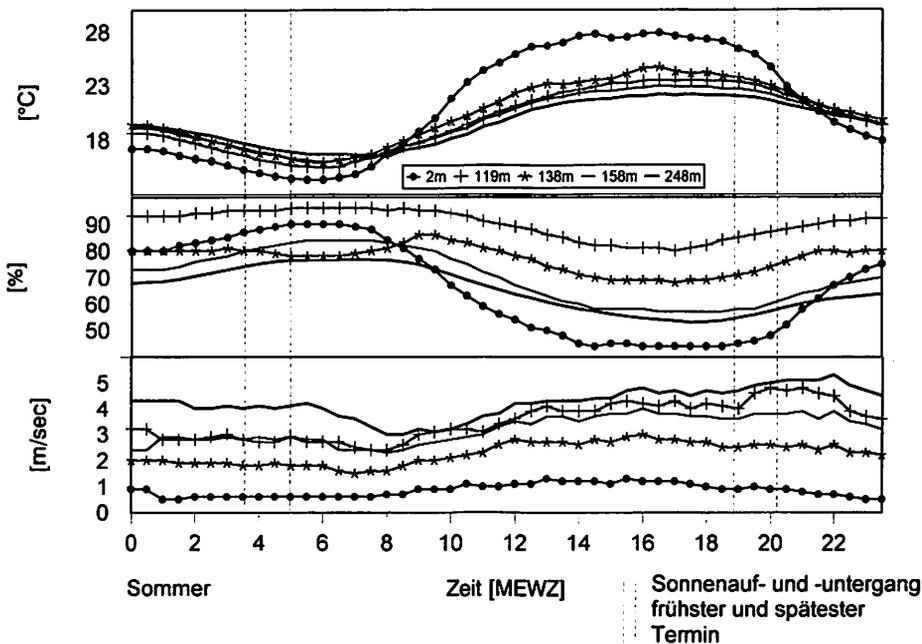


Abb. 52: Mittlerer Tagesgang von Temperatur, Luftfeuchte und Windgeschwindigkeit auf verschiedenen Höhenlagen im Rheintal, Sommer (nur SODAR-Tage)

Bezogen auf das Berg-Talwindphänomen und die daraus resultierende Inversionsdynamik ergeben sich die folgenden Verhältnisse:

- ▶ Ein deutlicher Einbruch der Windgeschwindigkeit zwischen 6:30 und 8:00 Uhr markiert die Umstellung vom nächtlichen Talabwind zum Talaufwind am Tag.
- ▶ Die Umstellung zur nächtlichen Zirkulation ist in den mittleren Windgeschwindigkeiten kaum feststellbar.
- ▶ Das tageszeitliche Windsystem weist im Mittel höhere Windgeschwindigkeiten als das nächtliche auf.

Besonders wichtig ist der Verlauf der relativen Feuchte auf den verschiedenen Höhengniveaus (Abb. 52). Hier zeigt sich eine klare Taupunktinversion im mittleren

und oberen Talbereich, die für die nächtliche Inversionsdynamik im Rheintal von großer Bedeutung ist:

► Das Maximum der relativen Feuchte liegt ganztägig im oberen Talbereich (Langer Eugen), wobei die genaue Höhenlage aufgrund der schlechten Höhenauflösung des Meßprofils nicht bestimmbar ist. Während die Feuchte vor allem durch die tägliche Einstrahlung reduziert ist, steigt sie nach Sonnenuntergang in allen Niveaus an. In der noch flachen Bodeninversion kann sich die Luft nach Sonnenuntergang stark abkühlen, da durch die reduzierten Windgeschwindigkeiten am Boden die bodennahe Luftschicht kaum mechanisch-turbulent durchmischt wird (BROCKS 1949). In dieser Zeit finden sich daher die Bodeninversionen mit den größten Temperaturgradienten. Die noch flache Inversion wird vom Talaufwind überströmt und weist damit eine klar abgegrenzte Höhenlage auf.

► In der Phase F der Talwindzirkulation führt der aufsteigende Ausgleichsast kalter, bodennaher Luftteilchen im Bereich der Talachse zu einem ersten Anstieg der Inversion, der im Sommer zwischen 21:30 bis 22:00 Uhr einsetzt und etwa einen Betrag von 10 m erreicht (Abb. 50). Die kontinuierliche Zufuhr von Kaltluft aus der Talquerzirkulation (Hangabwinde) initiiert nun die turbulente Durchmischung von Kaltluft der bodennahen Schichten mit der wärmeren und feuchteren Luft der mittelhohen Talschichten, so daß die Abkühlungsrate hier am größten ist und zur deutlichen Erhöhung der relativen Feuchte führt (PILIÉ *et al.* 1975), die um 0:00 Uhr am Langen Eugen im Mittel bereits über 90% liegt und auch 2 m über Grund ab 22:00 Uhr klar angestiegen ist. Damit ergibt sich nun im mittleren bis oberen Höhenbereich des Rheintals eine starke Tendenz zur Kondensation und zur Dunst-, oder in den Übergangsjahreszeiten sogar zur Nebelbildung.

► Die Kondensationsvorgänge führen zu dem sprunghaften Anstieg der IOG um etwa 20 m (Abb. 50), da bei der Dunstbildung latente Wärme freigesetzt und damit konvektive Turbulenzen hervorgerufen werden, die ein plötzliches Anwachsen der Inversion verursacht (GIEBEL 1981). Zusätzlich übernimmt die Dunstschicht die Rolle des Ausstrahlers (HERATH 1949). Zunehmende Ausstrahlung an der Dunstobergrenze und die verminderte Abstrahlung des Talbodens bei weiterhin positivem Bodenwärmestrom führen zur Ausbildung einer schwach konvektiv durchmischten Schicht am Boden unterhalb der Dunstschicht (PILIÉ *et al.* 1975), wodurch sich die maximale Tendenz zu abgehobenen Inversionen im Sommer ab 0:00 Uhr (Abb. 43) sowie die größeren Inversionsstärken in mittleren Höhenniveaus (Abb. 50) erklären lassen.

Mit zunehmender Ausstrahlung an der Dunstschicht und weiteren Kondensationsvorgängen im mittleren Talbereich aufgrund der noch wirksamen Kaltluftabflüsse (Hangabwinde) kann die Inversion weiter anwachsen, wobei die IOG im Mittel zwischen 1:00 und 1:30 Uhr die erste Venusbergplattform erreicht (Abb. 50). Der Talabwind hat sich bereits bis zu den Talrändern ausgedehnt (Langer Eugen). Der Anstieg der IOG über das Niveau der ersten Plattform führt gleichzeitig zu einem Rückgang der bis dahin auch in diesem Niveau angestiegenen relativen Feuchte, der sich bis über den Zeitpunkt des Sonnenaufgangs hinaus (warme Hangaufwinde) fortsetzt.

Um 2:00 Uhr hat die mittlere IOG die zweite Venusbergplattform erreicht, so daß die Inversionsobergrenze der sich im Laufe der Nacht auf den Randhöhen gebildeten Bodeninversion in etwa mit der durch die akustische Sondierung bestimmten IOG der freien Atmosphäre übereinstimmt. Wie das Maximum an Inversions-Doppelstrukturen genau zu diesem Zeitpunkt verdeutlicht, mischen sich die Kaltluftmassen der Randhöhen mit den ausgekühlten Luftmassen des Talbereichs.

Solche Interaktionen werden von verschiedenen Autoren beschrieben (ULBRICHT-EISSING & STILKE 1986, OKE 1987):

Durch die zunehmende Auskühlung an der Dunstschicht im mittleren Talbereich kann die von den Randhöhen abfließende Kaltluft, die mittlerweile wärmer als die im mittleren Tal befindlichen Luftmassen ist, nicht mehr bis zum Talgrund absteigen, sondern überfließt das im Tal liegende Kaltluftpolster oder schichtet sich als Kaltluftzunge entsprechend ihrer Dichte zwischen die primäre IUG und IOG der Talluft ein.

Betrachtet man die mittlere Temperaturkurve um 2:00 Uhr (Abb. 52), fällt auf, daß die Luft auf der ersten und zweiten Plattform im Mittel bereits geringfügig (ca. 0,5°C) wärmer ist als die Luftmassen im oberen Talbereich (Langer Eugen). Setzt man eine Bodeninversion auf den Randhöhen mit einer Temperaturzunahme innerhalb der Kaltluftschicht voraus, liegt die Temperatur der von den Randhöhen bodennah abfließenden Kaltluft geringfügig unter der Temperatur des höchsten Talniveaus, aber bereits über der Temperatur der dunstbedingten Abstrahlungsfläche im mittleren bis oberen Talniveau.

Die an den unteren Plattformen noch feststellbar abfließenden Hangabwinde im Venusbergniveau erreichen somit nicht mehr den Talgrund, sondern werden als Kaltluftzungen im oberen Talbereich eingemischt. Da die einfließenden Kaltluftzungen in sich auch thermisch geschichtet sind und zusätzlich beim Einströmen eine turbulente Durchmischung beider Luftmassen stattfindet, bildet sich die in der akustischen Sondierung typische Doppelstruktur mit Sekundärinversion aus, wobei sich aus der meist reduzierten Dicke der eingeschobenen Kaltluftschicht und der turbulenten Mischung auch die durchweg schwächere Intensität gegenüber der unterliegenden Inversion erklärt (Tab. 12).

Mehrere Phänomene führen bei Erreichen dieses Stadiums zur Abschwächung der Inversion bereits vor Sonnenaufgang (OKE 1987):

► Die bei der Mischung entstehenden Turbulenzen führen häufig zu Schwerewellen, die sich als Oszillation mit starken Einbrüchen in der IOG auswirken können. Damit ist die IOG in dieser Phase besonders anfällig gegenüber Wellenstörungen und wird schon vor Sonnenaufgang im Mittel wieder abgesenkt. Ein solches Verhalten von Inversionsschichten konnte auch im Alpenraum beobachtet werden, wo beim Überfließen von wärmerer Föhnluft auf bodennahe Kaltluftschichten ebenfalls Wellenbildung einsetzte und die IOG nach wiederholtem turbulenten „Überschießen“ letztlich abgesenkt wurde (NATER 1978).

► Da durch die turbulente Durchmischung beider Luftmassen außerdem die sehr stark abgekühlten Talluftmassen im oberen Talbereich (Dunstmaximum) mit den

relativ wärmeren Hangabwinden durchsetzt werden, nehmen die Temperaturgradienten innerhalb der Inversion leicht ab und die IOG kann sich letztlich auf das Talrandniveau zurückbilden.

Die Ausbildung des winterlichen Grundschichtwindfelds weicht deutlich von den Verhältnissen im Sommer ab (Abb. 53):

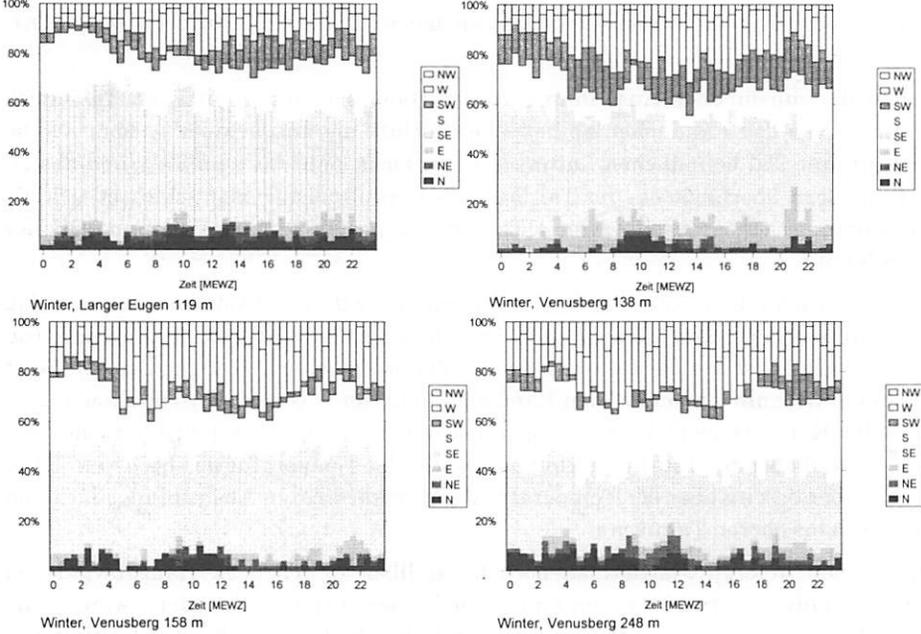


Abb. 53: Tageszeitliche Verteilung der Windrichtungen im Winter (SODAR-Tage)

► Im oberen Talniveau zeigt der Talabwind ein Maximum zwischen 2:00 und 3:00 Uhr, das mit dem Maximum der mittlere IOG-Höhenlage, dem Häufigkeitsmaximum von Inversionen und besonders einem Maximum an abgehobenen Bodeninversionen einhergeht (Abb. 43, 50). Die zunehmenden West- und Südwestanteile am Langer Eugen ab Sonnenuntergang (16:00 Uhr) deuten auf eine gewisse Verstärkung der Talquerzirkulation hin, die zwischen 23:00 und 4:00 Uhr zusammenbricht und vom Talabwind abgelöst wird. Damit finden sich aus dem Gesamtzyklus des Berg-Talwindsystems nur noch die Phasen F und G (Hangabwinde, 16:00 bis 23:00 Uhr) sowie die Phase H des vorherrschenden Talabwindes (bis 6:00 Uhr). Interessant sind vor allem die deutlich angestiegenen Westwinde ab 7:30 Uhr, die ab 10:00 Uhr verstärkt in Südwestwinde umgebildet werden und auch an der Station Friesdorf um 14:00 Uhr feststellbar sind (FAUST 1972). Hierbei handelt es sich um die erste Phase nach Sonnenaufgang (Phase A), die besondere Bedeutung für die Inversionsdynamik aufweist. Die schwache winterliche Einstrahlung reicht dabei tagsüber noch aus, den Hangaufwind einzuleiten. Dem Hangaufwind steht aber in Pha-

se A ein Ausgleichsast im oberen Talbereich (W-SW) entgegen, der sich im Bereich der Talachse divergent mit dem Talabwind vereinigt und dadurch die turbulente Durchmischung der wärmeren IOG-Luftmassen mit den kälteren Schichten der Inversion fördert. Das zeitliche Auftreten dieses Abschnitts koinzidiert ganz klar mit dem Häufigkeitsminimum an Inversionen. Die Phase B einer reinen morgendlichen Hangwindzirkulation, die den Talabwind ablöst, wird in der Regel im Winter nicht mehr erreicht und auch die Talaufwindphasen C-D fehlen im oberen Talniveau fast vollständig.

► Auf der ersten Venusbergplattform setzt sich der für das obere Talniveau gefundene Trend fort. Auch hier sind ganztägig noch vorzugsweise Talabwinde wirksam, obwohl schon ein größerer Anteil von West- und Südwestkomponenten auf die nächtliche Hangwindzirkulation hinweist. Interessant ist dabei, daß kaum Ost- bzw. Nordostrichtungen verzeichnet werden. Das bedeutet, daß die ausgeprägten Phasen der Hangwindzirkulation (Phase A nach Sonnenaufgang und mittags) entweder nicht oder nur schwach ausgeprägt sind und sich damit nur am oberen Hangbereich auswirken. Der hohe Westanteil am Mittag spricht neben der Möglichkeit verstärkter synoptischer Einflüsse für eine gegenüber den sommerlichen Verhältnissen seichtere Ausprägung der Hangwindzirkulation, da es sich hier bereits um den zur Talachse geführten Ausgleichsast (W-SW) handelt. Erst nach 14:00 Uhr können die Ostwinde (Hangaufwind) zunehmend die unterste Plattform erreichen (ca. 8%) und markieren bei maximaler Frequenz zwischen 17:00 und 22:00 Uhr die Phase F.

► Auch auf der zweiten Plattform dominiert noch ganztägig der Talabwind (SE-S). Sein abnehmender Einfluß dokumentiert sich aber in einer zunehmenden Frequenz von Westsektoren, die vor allem am Tag die SW-Sektoren der ersten Plattform ablösen. Neben synoptischen Effekten dürfte es sich auch um den Gegenast der Hangaufwindzirkulation (Phase A) handeln, der hier schon häufiger frei von der Schubwirkung des Talabwindes ist.

► Selbst die oberste Plattform zeigt im Winter noch deutliche Kanalisierungstendenzen entlang des Rheintals. Die stark erhöhte Frequenz von NW- und E-Richtungen deutet auf die mögliche Ausprägung des Anti-Höhenwindes hin, wobei aber eine reine Nordkomponente durch deutliche Westkomponenten modifiziert wird. Damit ist ein synoptischer Einfluß auf die unteren Plattformen besonders bezogen auf den Westsektor nicht ausgeschlossen, da vor allem im Winter 1994/95 fast ausschließlich Wetterlagen des GWT West aufgetreten sind.

Insgesamt zeigt sich im Gegensatz zur sommerlichen Zirkulation im Winter ein deutlich schwächer ausgeprägtes Lokalwindssystem im Rheintal, das im wesentlichen ganztägig auf die Talabwindphasen A, G, H und die Querwindzirkulation F beschränkt bleibt. Dies führt auch gleichzeitig zu einer wesentlich schwächer ausgeprägten Inversionsdynamik, die sich auch im mittleren Verlauf der Klimatelemente widerspiegelt (Abb. 54):

► Die mittleren winterlichen Temperaturkurven zeigen gegenüber den sommerlichen Verhältnissen wesentlich geringere Gradienten der im Rheintal liegenden Bodeninversionen (Abb. 54), die auch durch die SODAR-Auswertungen bestätigt werden (Tab. 12). Dabei bleibt die Bodeninversion im Mittel auf das Rheintal be-

schränkt (Abb. 50) und erreicht erst nach Mitternacht die oberen Randhöhen, aber in der Regel nicht mehr die untere Venusbergplattform. Damit ist auch die Ausbildung doppelter Inversionsstrukturen im Winter (Sekundärinversion) deutlich reduziert.

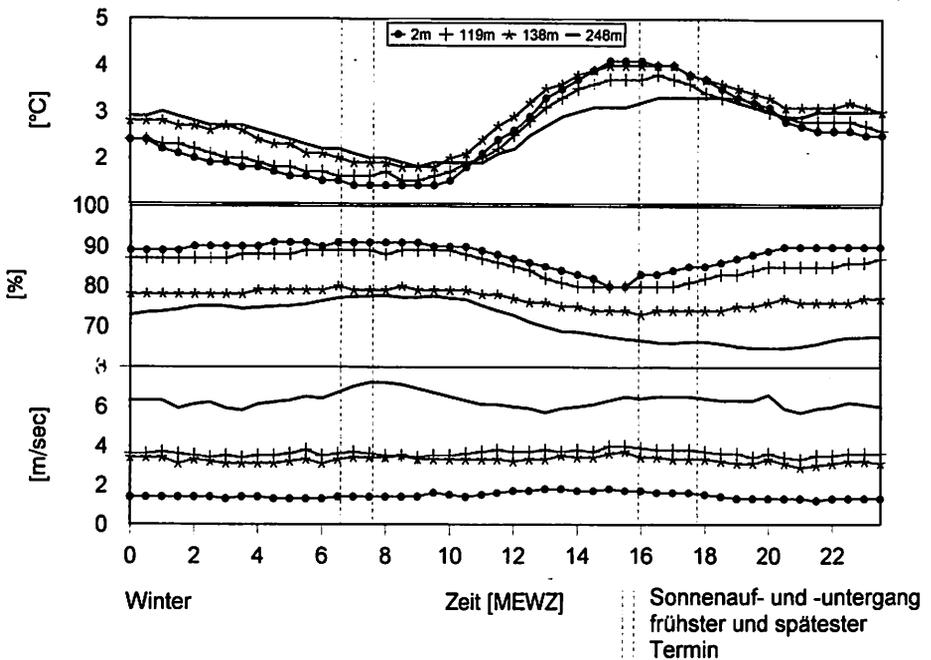


Abb. 54: Mittlerer Tagesgang von Temperatur, Luftfeuchte und Windgeschwindigkeit auf verschiedenen Höhenniveaus im Rheintal, Winter (nur SODAR-Tage)

► Die Windgeschwindigkeiten sind generell stärker ausgebildet als im Sommer und zeigen auch eine wesentlich einheitlichere Abflußgeschwindigkeit über den gesamten Tag, die klar auf die Konstanz der Talabwinde hinweist. Damit ist die bodennahe Schichtung turbulenter durchmischter, so daß sich in der Bodeninversion gerade im Initialstadium nicht so große Gradienten aufbauen können wie im Sommer. Um 18:30 Uhr steigt die mittlere Inversionshöhe sprunghaft um 20 m an, um gegen 19:30 Uhr um 10 m abzufallen, bevor sie gegen 20:00 Uhr wiederum sprunghaft um 20 m ins obere Talniveau angehoben wird. Hier zeigt sich der Umbruch des Talwindfeldes an. Um 18:00 Uhr wirkt noch Phase A mit verstärkten Talabwinden und Divergenz im Bereich der Talachse, die ein Höhenwachstum der bodennah gebildeten Inversion verhindern. Gegen 19:00 Uhr stellt sich das System kurzfristig auf Phase F mit abgeschwächten Talabwinden und zunehmenden Kaltluftabflüssen von den Hängen um. Die Ostwinde der Hangaufwindzirkulation von Phase A, die am Abend kurzfristig Plattform 1 erreichen können, werden durch Hangabwinde

von den Randhöhen ersetzt (Abb. 53, 1. Venusbergplattform) und im Bereich der Talachse bildet sich der aufsteigende Ausgleichsast, der wie im Sommer die kalte Bodenluft über den Talgrund aufsteigen läßt. Damit kann die Inversion erstmalig ansteigen. Dieses System scheint allerdings noch instabil zu sein und setzt im Mittel um 19:30 Uhr mit einem deutlichen Einbruch in der Windgeschwindigkeitskurve aus, so daß sich die IOG kurzfristig wieder absenkt. Erst um 20:00 Uhr kann sich Phase F nachhaltig durchsetzen, wobei auch der Ausgleichsast über dem Talgrund (E) die erste Venusbergplattform erreicht.

► Betrachtet man den Kurvenverlauf der relativen Feuchte (Abb. 54), so fällt auf, daß im Tal auf den ersten Blick keine zum Sommer vergleichbare Taupunktinversion zu erkennen ist. Mit dem Eintreten von Phase F ist aber durch die aufsteigende Luft im Bereich der Talachse (Ausgleichsast) verstärkte Kondensation und begleitende Dunst- oder sogar Nebelbildung wahrscheinlich. Dies wird auch dadurch angezeigt, daß nach 20:00 Uhr die mittleren Feuchten am Boden und im Bereich der Talhöhen (Langer Eugen) auf ein relativ hohes Niveau ansteigen. Aufgrund der schon beschriebenen unzureichenden Vertikalauflösung der Meßpunkte kann die Taupunktinversion, die mit hoher Wahrscheinlichkeit zwischen den beiden unteren Meßniveaus liegt, nicht erfaßt werden. Der zweite sprunghafte Anstieg der IOG hängt aber sicherlich mit dem schon für den Sommer beschriebenen Mechanismus zusammen. Da die IOG nach 20:00 Uhr bis etwa 23:30 Uhr nahezu konstant auf etwa 100 m liegt, zeigt sich deutlich, daß sich die Taupunktinversion im unteren Talbereich <100 m befinden muß. Mit zunehmender Ausstrahlung an der Dunstoberfläche kann die Inversion ab 0:00 Uhr leicht anwachsen, was sich auch in der Annäherung der am Boden gemessenen relativen Feuchte an die Feuchteverhältnisse auf dem Langer Eugen ausdrückt.

► Mit der Stabilisierung der Inversion stellt sich die Zirkulation ab 23:00 Uhr auf Phase G bzw. H mit über den gesamten Talquerschnitt dominierenden Talabwinden ein und erreicht gegen 2:00 Uhr ihre maximale Ausdehnung, wobei sich zwischen 2:00 und 3:00 Uhr die für den Sommer beschriebene, leicht konvektive Unterschicht ausbildet und zusammen mit den größeren Bodenturbulenzen aufgrund der gegenüber dem Sommer erhöhten Talabwindgeschwindigkeiten eine sehr deutliche Abhebungstendenz (>30%) der Inversionen hervorruft (Abb. 43). Ein Drittel der abgehobenen Inversionen fällt dabei auf Bodeninversionen mit niedrigen IUG's (<75 m) und bestätigt damit die relativ niedrige Lage der mittleren Taupunktinversion. Es sei an dieser Stelle darauf hingewiesen, daß es im Winter häufiger zur Nebelbildung kommt und damit die Abhebungsprozesse der Inversion über das oberste Meßniveau wirksam werden können.

Gegen 4:00 Uhr beginnt der Abbau der Inversion. Dabei fällt auf, daß die mittlere IOG ab 0:00 Uhr zunehmend Oszillationen unterworfen ist, deren Höhenamplitude im Laufe der Nacht ansteigt (Abb. 50). Die Oszillationen deuten dabei wie im Sommer auf die Einwirkung zyklischer Wellenphänomene hin, die die Inversion turbulent durchmischen und damit auch zum leichten Abbau der Inversionsmächtigkeit führen. Sie finden sich sogar in den Mittelkurven von Temperatur und Windge-

schwindigkeit wieder (Abb. 54). Dabei scheinen die Amplituden verschiedener Niveaus in Gegenphase zu laufen. Zwei Beispiele sollen dies verdeutlichen:

► Um 3:00 Uhr findet sich in der IOG ein Wellental. Gleichzeitig nimmt die Windgeschwindigkeit am Boden leicht ab, im oberen Talniveau (Langer Eugen) leicht zu. Dazu korrespondiert eine schwache Temperaturzunahme am Boden und eine leichte Temperaturreduktion im oberen Talniveau.

► Gegen 6:00 Uhr findet sich in der mittleren IOG ein deutlicher Wellenkamm. Dementsprechend sind Temperatur und Windgeschwindigkeit entgegengesetzt zur Situation um 3:00 Uhr ausgebildet: Leichter Anstieg der Windgeschwindigkeit am Boden, leichter Abfall im Bereich der Randhöhen (Langer Eugen) gepaart mit einem Temperaturanstieg in der Höhe und einem Abfall am Boden.

Ähnliche Phänomene sind in verschiedenen Kaltluftexperimenten festgestellt worden und werden von FRANKE & TETZLAFF (1987) als interne Schwerewellen im Kaltluftabfluß bezeichnet, die eine deutliche Durchmischung der Inversion und damit längerfristig eine Abschwächung ihrer Stabilität und Mächtigkeit hervorrufen. OKE (1987) und PILIÉ *et al.* (1975) erklären dieses Phänomen als Kombination der Strahlungs- und Strömungsbedingungen, die sich in Abbildung 54 widerspiegeln:

► Der Kaltluftabfluß (Talabwind) unterliegt in jedem Tal spezifischen periodischen Geschwindigkeitsschwankungen, da einerseits die Hangkaltluft erst bei Erreichen einer gewissen Mächtigkeit in Paketen abfließt (FRANKE & TETZLAFF 1987), andererseits der eigentliche Talabwind von Hindernissen im Tal (z.B. bewaldete Hänge, Engstellen etc.) periodisch abgebremst wird (z.B. LEHMANN 1952, OKE 1987).

► **Beispiel 3:00 Uhr:** Die Abnahme der Windgeschwindigkeit am Boden reduziert den turbulenten Austausch innerhalb der Inversion. Damit gewinnen die Strahlungsvorgänge die Oberhand; an der Obergrenze der Dunstschicht kommt es zu starker Abstrahlung und damit zur Auskühlung im oberen Inversionsbereich (Temperaturreduktion Langer Eugen, Abb. 54), während am Boden bei positivem Wärmestrom und reduzierter Abstrahlung eine Temperaturerhöhung spürbar wird. Da sich durch die starke Abstrahlung im oberen Inversionsbereich die Stabilität der Inversion kurzfristig erhöht, wird jeglicher Vertikalimpuls im Bereich der IOG unterdrückt, so daß die dort normalerweise mit einer gewissen Vertikalgeschwindigkeit divergent absteigenden Luftteilchen aus Kontinuitätsgründen horizontal beschleunigt werden müssen. Bei besonders langer Andauer dieser Phase wurde sogar über die Ausbildung von Grundsichtstrahlströmen (Low Level Jets) berichtet (ROTH *et al.* 1979, KLÖPPEL 1980). Damit erklärt sich der leichte Anstieg der Windgeschwindigkeit im Bereich der IOG (Langer Eugen). Da die Abstrahlung und die starke Auskühlung im mittleren Teil der Inversion unterhalb der IOG (Taupunktmaximum) auftreten, wird dort der Temperaturgradient stark erhöht und die IOG sinkt ab (Abb. 50).

► **Beispiel 6:00 Uhr:** Einhergehend mit weiterer Auskühlung und höheren Windgeschwindigkeiten wird die Abkühlungsfläche in der Inversion zunehmend instabil. Die kontinuierlich abgekühlte Luft wird schwerer als die darunterliegenden Luftteilchen, so daß sich eine Tendenz zu Absinkbewegungen aufbaut, die zusammen

mit den erhöhten Windgeschwindigkeiten im oberen Bereich die turbulente Durchmischung im mittleren Bereich der Inversion forciert. Damit wird kalte Luft zum Boden transportiert, wobei dieser Prozeß teilweise in heftigen Schüben vonstatten geht und zur Temperaturabsenkung am Boden bei gleichzeitiger Zunahme der Windgeschwindigkeit führt. Auf der anderen Seite wird aus Kontinuitätsgründen wärmere Bodenluft nach oben verlagert, führt dort zur Temperaturerhöhung (Langer Eugen), zur Abschwächung der Inversionsstärke und zum erneuten Anstieg der IOG. Aufgrund der Stabilitätsabschwächung im oberen Bereich der Inversion ist eine Vertikaldivergenz von Luftteilchen wieder möglich, so daß die Horizontalwindgeschwindigkeit dort abnehmen kann.

Wie aus Abbildung 50 zu entnehmen ist, wiederholt sich dieser Vorgang periodisch, wobei die Bedeutung der Eigenschwingung in der Kaltluft in den späteren Nachtstunden gegenüber den wechselnden Abflußgeschwindigkeiten im Talabwind wohl überwiegt. Mit zunehmender Eigenschwingung nehmen auch die Wellenamplituden zu, so daß durch die verstärkte turbulente Durchmischung (FRANKE & TETZLAFF 1987) die im Mittel feststellbare Abschwächung der Inversion in den Nachtstunden erklärbar wird. Daß sich dieses Phänomen besonders im Winter und Herbst noch in allen Mittelwerten (Halbstundenmittel) so deutlich widerspiegelt, spricht für die Regelmäßigkeit der Wellenphänomene zu bestimmten Nachtzeiten und damit für eine festgelegte Periodenlänge. Mehrere Experimente wie auch die SODARgramme zeigen, daß sich die Wellen in den Halbstundenmitteln (Abb. 50) aus kürzeren harmonischen Schwingungen zusammensetzen müssen. So finden sich beispielsweise kleine Wellen mit einer Periodenlänge von 70 Sekunden im Hangabwind (FRANKE & TETZLAFF 1987) bis hin zu großen Wellen (Periodenlänge von 7 Minuten) z.B. in Verbindung mit Nebeleinbrüchen (EGGER 1985).

Neben den beschriebenen internen Eigenschwingungen der IOG sollte aber auch die Bedeutung der turbulenten Durchmischung von Tal- und Höhenkaltluft, wie sie vornehmlich im Sommer auftritt, nicht außer Acht gelassen werden, da auch im Winter Sekundärinversionen feststellbar sind. Dabei ist zu beachten, daß die IOG im winterlichen Mittel nur den oberen Talrand erreicht, so daß es im Gegensatz zum Sommer eher zu einem Überfließen der abgekühlten Talkaltluft durch Kaltluftpolster der Randhöhen kommt. Das Überfließen wirkt sich zwar häufig nicht in der Ausbildung einer Sekundärinversion im SODARgramm aus, kann aber gleichwohl durch die hervorgerufenen Turbulenzen Wellenbildung verursachen (NATER 1978).

Eine genaue Untersuchung der aufgetretenen Wellenphänomene zum Beispiel mit Hilfe von Spektralanalysen ist im Rahmen der vorliegenden Studie nicht möglich, sollte aber bei zukünftigen Forschungsvorhaben berücksichtigt werden.

3.6 Fallbeispiele

Die vorhergehenden Kapitel haben die Komplexität der mittleren Inversionsdynamik vor allem in den frühen Morgenstunden gezeigt. Zur genaueren Analyse der im

Einzelnen beschriebenen Effekte ist es daher angezeigt, typische Einzelfallsituationen für die strahlungsreiche und strahlungsarme Jahreszeit zu untersuchen.

3.6.1 Die Strahlungssituation vom 4.5. bis zum 7.5.1995

Vom 4. bis zum 5. Mai 1995 lag NRW unter Hochdruckeinfluß, der in Bonn wolkenfreies Wetter mit optimalen Einstrahlungsbedingungen tagsüber und klaren Strahlungsnächten mit guten Ausstrahlungsbedingungen auslöste.

Am 4. Mai lag der Kern eines ausgedehnten Hochs mit 1030 hPa über dem südwestlichen Polen, um sich am 5. Mai nach Westen mit Kern über NRW (1025 hPa) zu verlagern. Am 6. Mai nahm der Hochdruckeinfluß mit Durchzug einer Kaltfront im Küstenbereich etwas ab, wobei NRW aber bis zum 7. Mai unter Hochdruckeinfluß (1020 hPa) verblieb.

In Abbildung 55 ist das SODARgramm für die gesamte Periode dargestellt.

► Die Grundstruktur der Inversionsdynamik ist über alle Tage identisch. Man erkennt in den Nachtstunden deutlich eine bodennahe Bänderstruktur mit Höhen bis 200 m über Grund, die die Bildung einer Bodeninversion anzeigt. Diese Struktur schwächt sich 1½ Stunden nach Sonnenaufgang (6:00 Uhr) ab und kommt etwa gegen 8:00 Uhr (MEWZ) gänzlich zum Erliegen. Sie wird durch ein leichtes Fischgrätenmuster ersetzt, das thermische Konvektion anzeigt. Etwa 2 Stunden vor Sonnenuntergang (18:00 Uhr) baut sich die konvektive Grundschrift ab und kurz vor 20:00 Uhr setzt erneut die Bildung einer Bodeninversion ein.

► In den Morgenstunden des 4. Mai ist die Bodeninversion bis etwa zum Sonnenaufgang durch eine freie Inversion mit klarer Untergrenze bei 290 m über Grund überlagert. Innerhalb der Bänderstruktur der Bodeninversion sind regelmäßige Oszillationen der hohen Rückstreuintensitäten mit Phasenlängen von ca. 7 und 20 Minuten sowie einer Vertikalamplitude von etwa 80 Höhenmetern deutlich zu erkennen.

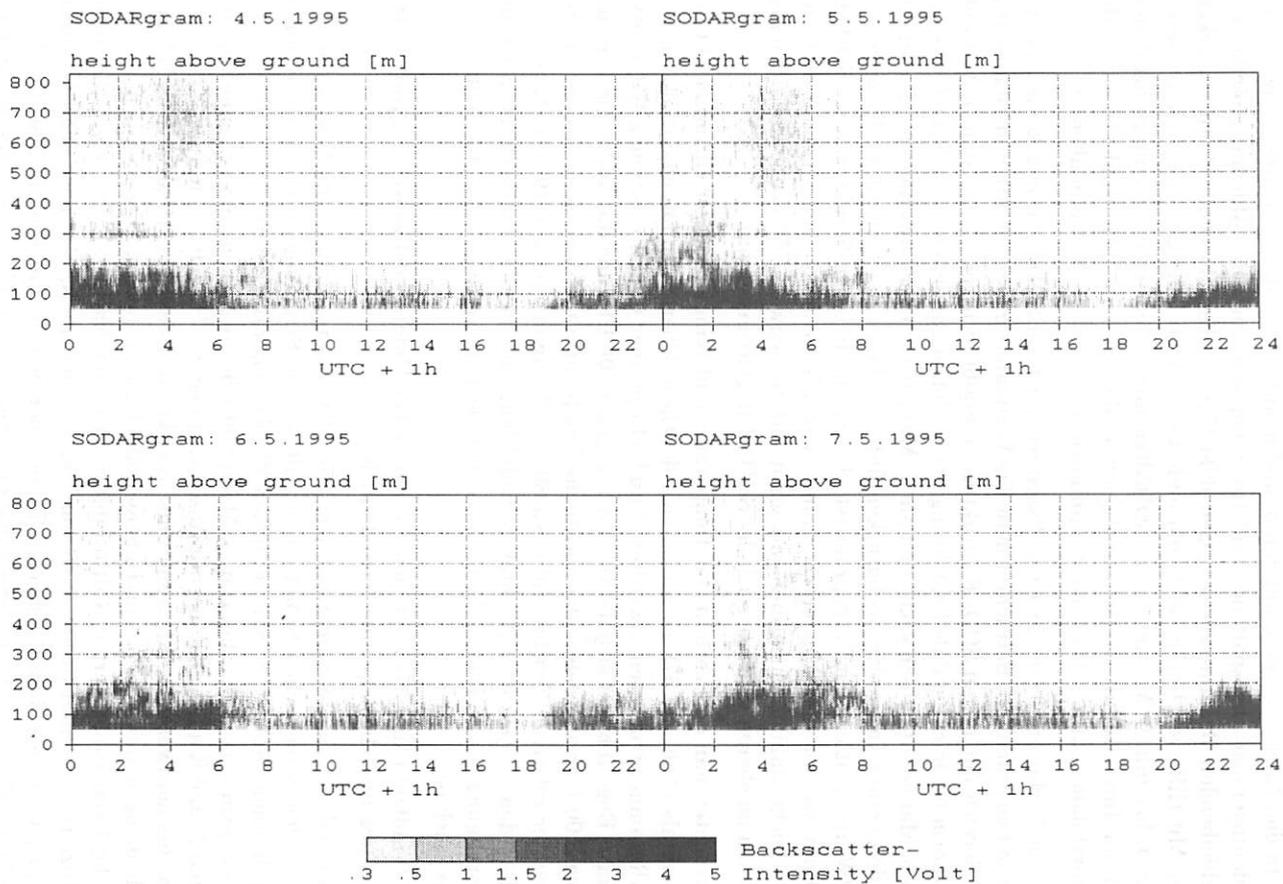
► Ab 7:00 Uhr findet eine leichte Tendenz zur Anhebung der IOG statt, die um etwa 8:20 Uhr beendet ist.

► Zwischen 4:00 und 6:00 Uhr zeigt sich eine wenig gegliederte Flächenstruktur erhöhter Rückstreuintensitäten zwischen 500-800 m über Grund.

► In der Nacht vom 4. auf den 5. Mai ist besonders auffällig, daß sich aus der Bodeninversion kurz vor 0:00 Uhr eine Sekundärinversion abspaltet, die sich um 2:00 Uhr mit einer klar definierten IUG bei etwa 290 m über Grund von der Bodeninversion abhebt und wie die freie Inversion in der davorliegenden Nacht bis etwa 4:00 Uhr stabil bleibt.

► Auch in dieser Nacht bildet sich zwischen 4:00 und 6:00 Uhr die Flächenstruktur erhöhter Rückstreuintensitäten zwischen 500-800 m ü. NN aus, die in den darauffolgenden Nächten aber deutlich abgeschwächt wird. Ebenfalls finden sich ab 8:00 Uhr kurz vor der eigentlichen Auflösung der Bodeninversion eine leichte Abhebungstendenz der verbliebenen Bodeninversion.

Abb. 55: SODARogramm für die Periode 5. bis 7. Mai 1995, Strahlungstag ohne Nebel



► In den Nächten vom 5. auf den 6. und 6. auf den 7. Mai sind sowohl die von der Bodeninversion abgespaltene freie Inversion wie auch die Abhebungstendenz der verbleibenden Bodeninversion gegen 8:00 Uhr in abgeschwächter Form zu erkennen. Mit Hilfe von Daten der Radiosonde Essen (0:00 Uhr) kann die freie Inversion vom 4. bis zum 6. Mai in der im SODARogramm angezeigten Höhenlage lokalisiert werden. Ihre absolute Stärke von 4°C am 4. Mai, 5°C am 5. Mai und 1°C am 6. Mai stimmt dabei gut mit den Rückstreuintensitäten im SODARogramm überein.

► Am 7. Mai um 0:00 Uhr ist in Essen wie auch im SODARogramm keine freie Inversion zu erkennen. Betrachtet man das Vertikalprofil der potentiellen Temperatur im Bereich der hohen SODAR-Struktur, so ergibt sich vom 4. bis zum 6. Mai eine isotherm bis leicht stabile Schichtung bis in Höhen von 900 m über Grund, die sich am 6. Mai bereits abschwächt und am 7. Mai gänzlich verschwunden ist. Da an den beiden ersten Tagen der Hochdruckeinfluß und damit die synoptische Divergenz in NRW am deutlichsten ausgeprägt ist, deuten die höheren Strukturen im SODARogramm, die aus der Mustererkennung nicht als Inversion hervorgehen, doch auf eine leicht stabile Schichtung und somit auf die schwache Wirkung der Absinkinversion im oberen Höhenbereich der SODAR-Registrierung hin.

Betrachtet man den Verlauf von Temperatur und Windfeld in der Grundsicht des Rheintals (Abb. 56, 57), so zeigen sich deutliche Übereinstimmungen mit den SODARogramm-Strukturen. Zwischen 2 und 119 m über Grund (Stationen GIUB bzw. Langer Eugen) bildet sich die Inversion gegen 18:00 Uhr und die Auflösung wird um etwa 8:00 Uhr angezeigt. Die nächtliche Temperaturabnahme steht mit einem Anstieg der relativen Feuchte auf etwa 80% in Zusammenhang (119 m ü. Grund), so daß in den betrachteten Nächten Nebelbildung im Rheintal auszuschließen ist, die Ausprägung einer Dunstschicht zwischen beiden Niveaus aber durchaus wahrscheinlich ist.

Im Windfeld (Abb. 57) zeigt sich ein deutlicher Unterschied zwischen synoptischer Situation und abgekoppelter Grundsicht.

Während sich das Windfeld auf dem 850 hPa-Niveau (Radiosonde Essen) entsprechend der synoptischen Situation verhält, ist die Strömungssituation im Rheintal durch einen deutlichen tageszeitlichen Wechsel charakterisiert. An der Radiosonde Essen wird vom 4. Mai bis zum 5. Mai 12:00 Uhr ein Höhenwind vornehmlich zwischen N und E angezeigt, der mit Abschwächung des Hochdruckeinflusses auf westliche bis nordwestliche Richtung umschwenkt. Im Rheintal (119 m ü. Grund) bildet sich demgegenüber ein vom Höhenwindfeld abgekoppelter, tageszeitlicher Windwechsel von kanalisiertem Kaltluftabflüssen in der Nacht (SE) zu einem thermisch induzierten Counter-Strom (NW) am Tag aus, der am 4. Mai noch schwach ausgeprägt ist, an den darauffolgenden Tagen aber deutlich an Einfluß gewinnt. Dabei bricht der Counter-Strom regelmäßig etwa gegen 22:30 Uhr, also etwa 2½ Stunden nach Sonnenuntergang im oberen Talbereich (119 m über Grund) zusammen.

Das morgendliche Einsetzen des Counter-Stroms zeigt aber auch eine deutliche Abhängigkeit vom synoptischen Windfeld. So berichtet WIPPERMANN (1987) über eine Kanalisierungstendenz entlang der Talachse des Oberrheintals bis über die

Randhöhen hinaus, besonders wenn die Geschwindigkeit der synoptischen Anströmung zunimmt.

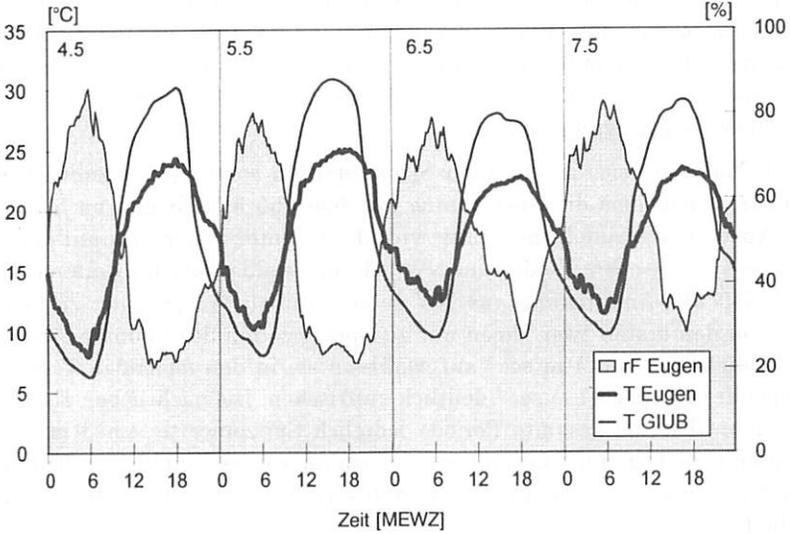


Abb. 56: Temperatur und Luftfeuchte vom 4. bis zum 7. Mai 1995

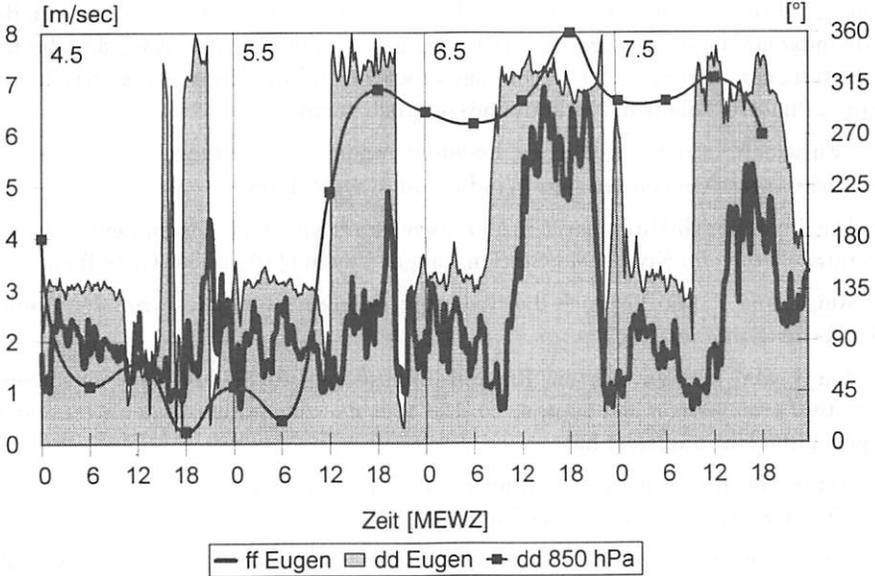


Abb. 57: Windfeld vom 4. bis zum 7. Mai 1995

Die Modellierung dieses Phänomens ergab für eine Süd-Nord ausgerichtete Talachse eine der Kaltluftabflußrichtung entsprechende Kanalisierung zum Südwind bei einer Anströmung aus NW, aber einen Counter-Strom aus Nord bei einer Anströmung aus NE. Für das SE-NW orientierte Rheintal bei Bonn bedeutet das optimale Bedingungen zur Ausprägung des Kaltluftabflusses bei westlicher Anströmungsrichtung (850 hPa) und gute Bildungsvoraussetzungen des Counter-Stroms bei einer synoptischen Anströmung aus N, wie auch in Teil III, Kapitel 1 der SHWAMEX-Modellierung gezeigt werden konnte.

Am 4. Mai kann sich der Counter-Strom erst am späteren Nachmittag vollständig etablieren, nachdem die Anströmung auf dem 850 hPa-Niveau nach N gewechselt hat. Auch am darauffolgenden Tag wird der Counter-Strom erst mit dem Umschlagen des synoptischen Windes auf NW voll ausgebildet, um im weiteren Verlauf bei einer 850 hPa-Anströmung aus NW seine optimale Ausprägung zu erreichen. So treten in den ersten zwei Tagen nur zu Spitzenzeiten des Counter-Stroms Windgeschwindigkeiten von 4 m sec^{-1} auf, während sie in den folgenden Tagen mit einer Intensität von bis zu 7 m sec^{-1} deutlich auffrischen. Die nächtlichen Kaltluftabflüsse erreichen über die gesamte Periode lediglich Spitzenwerte von 3 m sec^{-1} . In den Nächten vom 4. und 5. Mai müssen sie sich allerdings bei einer Anströmung aus N und NE gegen eine synoptische Kanalisierungstendenz hin zum Counter-Strom ausbilden.

Damit zeigt sich eine deutliche Interaktion zwischen synoptischem Windfeld und Berg-Talwindschema. Die einzelnen Äste des Berg-Talwindschemas (z.B. Talabwind) sind nur dann gut ausgeprägt, wenn sich die Richtungsvektoren der synoptischen Anströmung (modifiziert durch die Leitwirkung des Rheintals) und der Berg-Talwindkomponente entsprechen. Bei entgegengesetzten Vektoren werden die Berg-Talwindkomponenten in der Regel abgeschwächt und die Umstellung zwischen einzelnen Phasen (Talabwind/Talaufwind) deutlich verzögert.

Die Entwicklung der nächtlichen Bodeninversion in Abbildung 58 weist nun auf deutliche Interaktionen mit dem Windfeld im Rheintal hin:

- ▶ Die Inversionsbildung setzt in der Regel kurz vor dem Zusammenbrechen des Counter-Stroms im Niveau der Station Langer Eugen (119 m über Grund) ein.
- ▶ Am 6. und 7. Mai löst sich die Bodeninversion mit dem Einsetzen des Counter-Stroms endgültig auf.
- ▶ Am 4. Mai können sich die Kaltluftabflüsse gegenüber dem spät einsetzenden Counter-Strom länger behaupten, so daß sich die zugehörige Bodeninversion erst gegen 11:00 Uhr aufgelöst hat.
- ▶ Am 6. Mai löst sich die Bodeninversion demgegenüber schon vor dem Einsetzen des Counter-Stroms thermisch bedingt auf.

Die Inversionsobergrenze der Bodeninversion erreicht in allen Nächten etwa 120 m über Grund mit Maxima von $>175 \text{ m}$ gegen 3:00 Uhr am 5. Mai und 150 m über Grund am 6. Mai, während das späte Maximum am 7. Mai gegen 6:00 Uhr auf die Abhebungstendenz kurz vor Auflösen der Inversion zurückzuführen ist.

Die morgendliche Abhebungstendenz kurz vor Auflösung der Inversion ist auch am 4. und am 5. Mai zu erkennen. Sie geht dabei mit einem schwachen Anstieg der Inversionsintensität einher, der deutlich auf das letzte Abbaustadium einer Inversion durch das Entrainment wärmerer Luft aus höheren Inversionschichten zur Inversionsbasis hinweist.

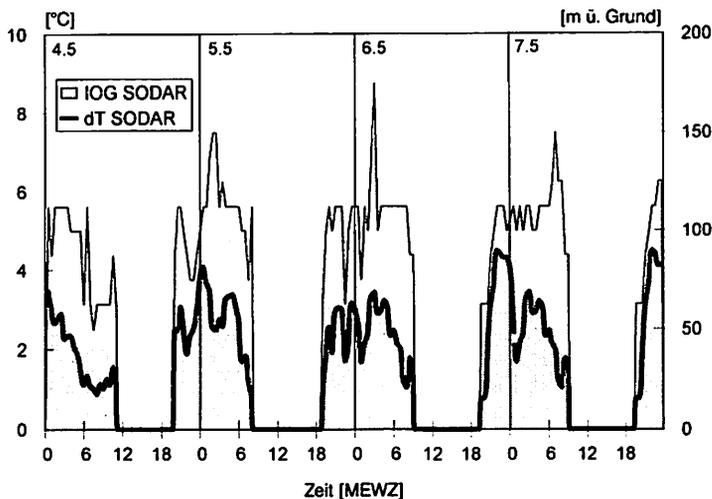


Abb. 58: Inversionsentwicklung vom 4. bis zum 7. Mai 1995

Interessant ist der Vergleich der täglichen Inversionsdynamik mit den gemessenen Schadstoffkonzentrationen im Bonner Citybereich (Abb. 59). Die Konzentration der Luftschadstoffe übersteigt dabei in der betrachteten Periode weder bezogen auf den ½-h- noch den 24-h-Wert die Immissionsrichtwerte nach VDI (1988). Deutlich zu erkennen sind aber die abendlichen Spitzen von NO, die hauptsächlich dem Berufsverkehr anzulasten sind. Die Konzentrationen weisen dabei eine klare Beziehung zur Inversionsdynamik und den Durchlüftungsverhältnissen auf:

- ▶ Generell steigen die Schadstoffkonzentrationen aus dem Kfz-Verkehr vor allem unter dem Einfluß der abendlich noch flachen, aber sehr stabilen Bodeninversionen deutlich an.
- ▶ Am 4.5.1995 gegen 23:00 bis 0:00 Uhr MESZ erreichen die NO-Konzentrationen ein sehr deutliches Maximum, das mit dem absoluten Stabilitätsmaximum der Bodeninversionen zu diesem Termin und leicht reduzierten Windgeschwindigkeiten (Abb. 57) einhergeht.
- ▶ Eine ähnliche Situation findet sich am 6.5. gegen 23:30 Uhr.
- ▶ Hohe Konzentrationen in den Abendstunden sind zusätzlich mit erhöhtem Verkehrsaufkommen z.B. am 4.5. (Langer Donnerstag) und am 6.5. (Samstag, Kinobesuch etc.) zu erklären.

► Im morgendlichen Berufsverkehr zeigen sich demgegenüber geringere Schadstoffkonzentrationen, da die Inversion zu dieser Zeit bereits thermisch abgeschwächt oder durch die Einwirkung des Counter-Stroms bereits aufgelöst ist. Daher finden sich am Morgen des 4. Mai, an dem sich der Counter-Strom erst nach Mittag durchsetzen kann, noch deutlich höhere Schadstoffkonzentrationen.

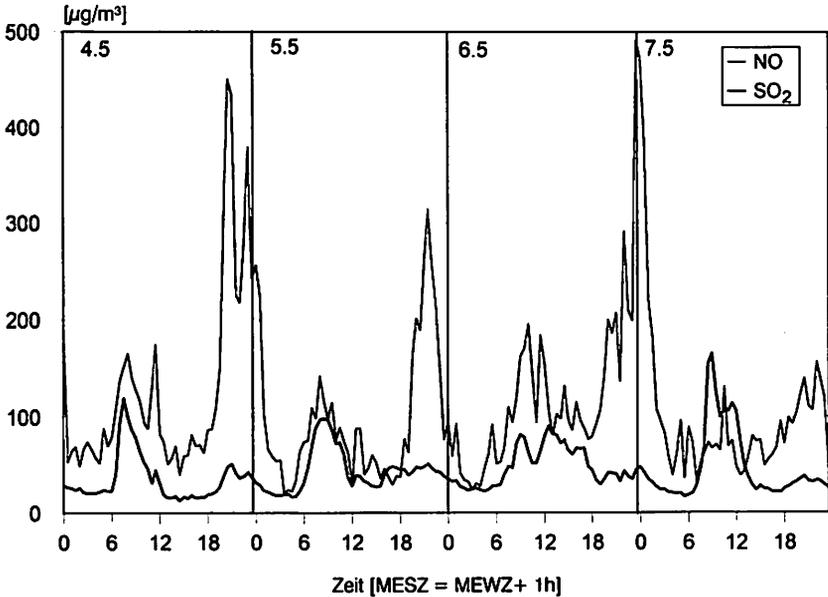


Abb. 59: Luftschadstoffbelastung vom 4. bis zum 7. Mai 1995 (Donnerstag bis Sonntag) in Bonn (Belderberg)

3.6.2 Die Periode vom 15. bis zum 18. Dezember 1994

Bei der Periode vom 15. bis zum 18. Dezember 1994 handelt es sich um einen typischen winterlichen Witterungsablauf, der mit einer durch eine Strahlungsnacht und Nebelbildung charakterisierten Hochdrucklage beginnt (15.12.) und mit der Abschwächung der Hochdrucksituation unter randlichem Durchzug von Warmfronten endet (18.12.).

Die Entwicklung der Wetterlage an den einzelnen Tagen kann wie folgt beschrieben werden:

- Am 15. Dezember liegt NRW im Zentrum eines Hochs über Mitteleuropa (1030 hPa), das im gesamten Landesgebiet gute nächtliche Ausstrahlungsbedingungen hervorruft.
- Am 16. Dezember schwächt sich der Hochdruckeinfluß mit dem Aufzug einer Warmfront geringfügig ab.

- ▶ Die Ausläufer der Warmfront überqueren das Untersuchungsgebiet bis zum 17. Dezember. Dennoch bleibt NRW unter Hochdruckeinfluß (1030 hPa).
- ▶ Der Hochdruckeinfluß schwächt sich erst am 18. Dezember leicht ab (1027 hPa), indem NRW in den Randbereich eines Tiefdruckgebiets über Island gerät.

Das zugehörige SODARgramm (Abb. 60) weist eine Anzahl verschiedener Bänderstrukturen auf, die mit Bodeninversionen und freien Inversionen verknüpft sind. Am 15. Dezember zeigt sich bis etwa 1:30 Uhr eine bodennahe Bänderstruktur, die auf eine geringmächtige Bodeninversion hinweist. Innerhalb kurzer Zeit verlagert sich die IOG aber in ein Niveau von etwa 200 m mit einer scharf abgegrenzten IUG bei 137 m über Grund, wohingegen die Bodeninversion ab 2:00 MEWZ sogar durch ein schwach ausgeprägtes Konvektionsecho ersetzt wird.

Die plötzliche Verlagerung der IOG resultiert aus der Bildung von Strahlungsnebel, die nach PILIÉ *et al.* (1975) in Talgebieten wie dem Rheintal bei Bonn eng an das bereits beschriebene Berg-Talwindssystem gebunden ist:

- ▶ Bis zur Nebelbildung herrscht am 15. Dezember bodennah eine stabile Schichtung vor. Die Temperaturzunahme von der Station Friesdorf (2 m über Grund) zur Station Langer Eugen (119 m über Grund) beträgt bis 2:00 Uhr 2°C. Die Windgeschwindigkeiten am Boden und in 119 m über Grund liegen von 0:00 bis 1:00 Uhr (MEWZ) unter 1 m sec⁻¹. Solche schwachwindigen Verhältnisse bei stabiler Schichtung der unteren Meter der Grundsicht sind für die Nebelbildung besonders bedeutsam (KRAUS 1958, FINDLATER 1985) und werden auch im SODARgramm mit einer intensiven Bodeninversion (2,1°C/100 m um 0:30 Uhr) angezeigt (Abb. 60).

▶ Um 1:00 Uhr beginnt mit der weiteren Ausstrahlung in der stabilen Bodenschicht die Ausbildung des nächtlichen Talabwindsystems (Abb. 61). An der Station Friesdorf ist zwischen 1:00 Uhr und 2:00 Uhr mit leicht zunehmender Windgeschwindigkeit eine Strömung aus SW feststellbar, während der Wind im oberen Talbereich (Langer Eugen) auf die resultierende Richtung NE gedreht hat. Dies entspricht wie im Sommer der Phase F des Berg-Talwindschemas, in der die Talquerzirkulation die Oberhand gewinnt. Der beginnende Kaltluftabfluß von den Randhöhen führt zu Abkühlung und Taubildung am Talgrund, einem aufsteigenden Ausgleichsast kalter bodennaher Luftteilchen im Bereich der Talachse und einem dem hangabwärtigen Kaltluftstrom (SW Friesdorf) entgegengesetzten Ausgleichsast (NE Langer Eugen) in der Höhe, womit sich die Inversion erstmals auch sichtbar im SODARgramm auf eine IOG von 187,5 m über Grund um 1:30 (MEWZ) ausdehnt (Abb. 60, 62).

- ▶ Die kontinuierliche Zufuhr von Kaltluft aus der Talquerzirkulation (Hangabwinde) führt zu turbulenter Durchmischung von Kaltluft der bodennahen Schichten mit der wärmeren und feuchteren Luft der mittelhohen Talschichten, so daß die Abkühlungsrate in diesem Bereich am größten ist und zur Ausbildung einer abgehobenen Nebeldecke in mittleren Höhen führt. Die Nebelbildung setzt dabei am 15. Dezember schon um 1:30 Uhr ein, wobei die horizontale Sichtweite am Boden (Station Friesdorf) zwischen 1:00 und 2:00 Uhr lediglich von 3,6 auf 2,9 km abfällt. Allerdings zeigt das Ceilometer schon um 1:30 Uhr eine klar definierte Nebelunter-

grenze bei 106 m über Grund, die bereits um 1:45 Uhr auf 81 m absinkt, aber erst gegen 3:00 Uhr den niedrigsten Wert erreicht. Damit wird im Rheintal auch am Boden (DWD-Stationen Friesdorf) Nebel gemeldet, der dort bis 6:00 Uhr bestehen bleibt. Es ist anzumerken, daß die bevorzugte Bildung von Nebel in mittleren Höhenbereichen durch die meisten nächtlichen Beobachtungen der Nebelbildung zwischen 2:00 und 3:00 Uhr bestätigt werden; der Beginn der Nebelbildung vom Boden, wie es für reine Strahlungsnebel häufig der Fall ist (KRAUS 1958), wurde im Bonner Talbereich nur selten beobachtet.

► Zwischen 2:00 und 3:00 Uhr (MEWZ) bildet sich dann der eigentliche, im Rheintal kanalisierte Talabwind mit südöstlichem Richtungsvektor in beiden Meßniveaus erstmals aus, der aus Kontinuitätsgründen den im Talzentrum aufsteigenden Ausgleichsast ersetzt, während die Quercirkulation hangabwärts noch in Teilen erhalten bleibt und sich mit Unterbrechungen bis 6:30 Uhr an der DWD Station Bonn-Friesdorf bodennah durchsetzen kann (Abb. 61). Dies führt dazu, daß nur noch die bodennahen und mittelhohen Talbereiche durch die Kaltluftzufuhr aus der Quercirkulation weiter abgekühlt werden, während die höheren Bereiche stabil geschichtet sind.

► Wie im SODARgramm deutlich zu erkennen ist, ändern sich die Inversionsverhältnisse durch die Nebelbildung und die Veränderung der Talwindzirkulation zwischen 1:30 und 2:00 Uhr sprunghaft (Abb. 60). Die nächtliche Ausstrahlung findet bereits ab 1:30 Uhr an den Nebeltröpfchen der Nebelobergrenze statt, wodurch die ausstrahlungsbedingten Abkühlungsvorgänge vom Boden zur Nebelobergrenze verlagert werden, während im Bodenniveau die reduzierte Ausstrahlung unter den Betrag des positiven Bodenwärmestroms abfällt. Die daraus resultierende positive Strahlungsbilanz führt zur einer an der Station Bonn-Friesdorf um 1:30 Uhr auch feststellbaren Temperaturerhöhung, so daß sich unter Auflösung der Bodeninversion eine schwach turbulente Bodenschicht einstellt, die die Inversion deutlich ansteigen läßt (MASON 1982). Ein Anzeichen dafür ist das bodennahe Konvektionsecho im SODARgramm, das die Bänderstruktur der Bodeninversion nach der Nebelbildung um 1:30 Uhr ersetzt und die zeitgleiche Änderung von einem positiven Temperaturgradienten hin zu einer leicht labilen Schichtung (negativer Gradient) zwischen den Stationen Friesdorf und Langer Eugen anzeigt. Konvektionsechos finden sich häufig in SODARgrammen unter mächtigeren Nebelschichten und weisen auf die Bedeutung der konvektiven Bodenschicht für die Anhebung der zugehörigen Inversion hin (CAUGHEY *et al.* 1978).

► Die Nebelobergrenze liegt nach den Ergebnissen von Feinsondierungen (Feldexperiment in Cardington, England) in der Regel etwa 50 m (± 20 m) über der Inversionsuntergrenze (FINDLATER 1985), so daß bei einer klar abgrenzbaren IOG/IUG von 212,5/125 m über Grund (Abb. 62) um 2:00 Uhr (MEWZ) im Rheintal eine Nebelobergrenze von etwa 175 m über Grund erreicht wird. Mit der am Ceilometer gemessenen Nebeluntergrenze von 64 m über Grund ergibt sich daher eine Mächtigkeit der Nebelschicht von 111 m. Zu diesem Zeitpunkt ist auch bereits der Taupunkt an der Station Langer Eugen (rF 100%) erreicht.

► Die zunehmende Ausstrahlung an der Nebelobergrenze führt nun bis 2:30 Uhr zu einem ersten Stabilitätsmaximum in der abgehobenen Inversion mit einer Temperaturzunahme von $3,3^{\circ}\text{C}/100\text{ m}$, das die Intensität der anfänglichen Bodeninversion deutlich übersteigt. Aus der starken Abkühlung im oberen Nebelbereich resultiert eine zunehmende Instabilität in der Nebelschicht, die zu einem vertikal turbulenten Transport von kalten Luftteilchen in unterliegende Luftschichten führt und Kondensation und zum Boden gerichtetes Nebelwachstum zur Folge hat. Dies belegen auch die Ceilometeraufzeichnungen für den 15. Dezember (Abb. 62) zwischen 1:30 und 3:00 Uhr (PILIÉ *et al.* 1975).

► Um 6:00 Uhr (etwa 2 Stunden vor Sonnenaufgang) hebt sich der Nebel bei gleichzeitiger Abnahme der Inversionsintensität sprunghaft vom Boden ab und löst sich nach den Ceilometermessungen (Abb. 62) gegen 11:30 Uhr (MEWZ) endgültig auf. Eine kurzfristige Absenkung der Nebelbasis kurz nach Sonnenaufgang gegen 8:00 Uhr zeigt den konvektiven Transport warm-feuchter Bodenluft zur kälteren Nebelbasis an, die dort auskondensiert und die Nebelbasis dadurch nochmals absenkt (Abb. 60), wobei dieser Prozeß durch die nach Sonnenaufgang am Boden einsetzenden Verdunstungs- und Konvektionsvorgänge initiiert wird (WANNER 1979, PILIÉ *et al.* 1975).

Im Verlauf der Nebelbildung zeigt die IOG weiterhin zwei große Wellenstrukturen mit unterlagerten kürzerfrequenten Oszillationen (Abb. 60). Die Hauptwellentäler um 2:00 und 4:00 Uhr koinzidieren mit den schwachen SW-Hangabwinden der Querkirkulation im Bodenniveau (s. dd Friesdorf, Abb. 61), die während der Wellenkämme um 3:00 und 5:00 Uhr durch bodennahe, kanalisierte SE-Talabwinde mit höheren Geschwindigkeiten abgelöst werden.

Bemerkenswert ist, daß die Inversionsstärke mit $3,3^{\circ}\text{C}/100\text{ m}$ im Bereich der Wellentäler relativ stark ist, während sie im Bereich der Wellenkämme mit $2,3$ bzw. $2,6^{\circ}\text{C}/100\text{ m}$ deutlich abfällt. Damit scheint sich die für die mittleren winterlichen Verhältnisse beschriebene Ausbildung von Schwerewellen und die damit verbundene Destabilisierung der Inversion bei Nebel besonders deutlich auszuwirken. Diese läßt sich mit den intensiveren Ausstrahlungsgegensätzen zwischen Boden und Ausstrahlungsfläche bei Nebel im Gegensatz zu schwächer abstrahlenden Dunstschichten erklären. Ein Indiz dafür ist das Absinken der registrierten Nebeluntergrenze um etwa 20 m zum Zeitpunkt der Wellenkämme (Abb. 62), das eine Verdichtung des Nebels in den unteren Bereichen verbunden mit den turbulenten Durchmischungsvorgängen anzeigt.

Eine genaue Klärung dieses Sachverhalts steht noch aus und erfordert zukünftig weitere Untersuchungen. So fanden z.B. CHOUARTON *et al.* (1981) periodische Veränderungen im Flüssigwassergehalt des Nebels im Norddeutschen Flachland (Meppen), die ebenfalls mit der turbulenten Durchmischung der Nebelschicht in Zusammenhang standen. Als Erklärung wurden entweder Schwere- oder Konvektionswellen in einer leicht konvektiven Grundsicht angeführt. URFER (1956) weist darüber hinaus auf größere Blasen hin, die in der turbulenten Nebelschicht entweder in Form von Kaltluft absinken oder konvektiv angehobene Warmluftpakete darstellen.

Der weitere Verlauf der Nebel- und Inversionsdynamik am 15.12.1994 stellt sich wie folgt dar:

► Ab 6:00 Uhr (15.12.) zeigen sich im SODARogramm eine klare Zweiteilung der Grundschicht, bodennahe Konvektionsechos und eine klar abgehobene Bänderstruktur, die im Laufe des Tages immer weiter ausfasert und mit einer deutlichen Abnahme der Rückstreuintensität einhergeht. Das Abheben der Nebelschicht und der damit zusammenhängenden Inversion resultiert unter anderem aus der Umstellung des Windfelds. Gegen 6:00 Uhr zeigt sich ein sprunghafter Anstieg der bodennahen Windgeschwindigkeit (Friesdorf) von 2 m sec^{-1} auf 4 m sec^{-1} um 7:00 Uhr, der tendenziell auch innerhalb der Nebelschicht (Langer Eugen 119 m) festzustellen ist, dort aber wesentlich schwächer ausfällt.

► Die bodennahe Windscherung führt nun zu einer gut durchmischten Grundschicht, in deren Folge sich der Nebel bis 7:15 Uhr auf eine Untergrenze von 131 m vom Boden abhebt, um nach Sonnenaufgang (8:30 Uhr) auf eine Untergrenze von 80 m über Grund abzusinken. Ab 8:00 Uhr hat die Strömung sich über das gesamte Bonner Rheintal auf SE eingependelt und bleibt den gesamten Tag konstant erhalten. Ab 9:00 Uhr zeigt die Nebeldecke an der Station GIUB bereits erste Löcher, wobei der abgehobene Nebel nach Augenbeobachtungen mit hoher Geschwindigkeit aus dem Rheintal über das Bonner Stadtgebiet treibt. Die hohe Bodenwindgeschwindigkeit führt neben dem Abheben des Nebels auch zu einer Schwächung der freien Inversion, die als abgehobene Bänderstruktur im SODARogramm über den gesamten Tag erhalten bleibt. Um 6:30 Uhr weist sie noch eine Stärke von $2,3^\circ\text{C}/100 \text{ m}$ auf, die aber bis 7:00 Uhr bereits auf $1,6^\circ\text{C}/100 \text{ m}$ abgefallen ist.

► Nach vollständiger Nebelauflösung (12:00 Uhr) ergeben die SODAR-Werte noch eine Inversionsstärke von $1,5^\circ\text{C}/100 \text{ m}$; an der Radiosonde Essen wird zum 12:00 Uhr-Aufstiegstermin zwischen 253 und 352 m ebenfalls eine leichte Inversion mit einer reduzierten Stärke von $1^\circ\text{C}/100 \text{ m}$ festgestellt. Gegen 18:00 Uhr wird die Streuung der Rückstreuintensitäten in der mittlerweile auf eine IOG-Höhe von $>400 \text{ m}$ über Grund angestiegenen Bänderstruktur so stark, daß kein eindeutiges Inversionssignal mehr ermittelt werden kann. Der verfügbare 18:00 Uhr-Aufstieg der Radiosonde Lindenberg (Berlin) weist allerdings zu diesem Zeitpunkt bereits nur noch eine vertikal isotherme Schichtung zwischen 250 und 625 m auf.

Der Wetterverlauf an den darauffolgenden Tagen läßt sich ebenfalls gut aus den Abbildungen 60 bis 62 ablesen:

► In der Strahlungsnacht von 15. auf den 16. Dezember bildet sich ab etwa 19:00 Uhr eine mächtige Bodeninversion aus, die ihr Höhenmaximum von 212,5 m über Grund bei maximaler Intensität von $2,8^\circ\text{C}/100 \text{ m}$ am 16.12. um 4:00 Uhr erreicht. Sie ist dort bereits von einer zweiten Inversion auf 300 bis 400 m überlagert, die sich im Zusammenhang mit dem Warmfrontausläufer bildet, der ab 8:00 Uhr Bonn erreicht. Unter Einfluß des Frontendurchgangs und der aufkommenden Bewölkung (Abfall des Ceilings von 950 m um 8:00 Uhr auf 250 m um 17:00 Uhr) löst sich die freie Inversion gegen 8:00 Uhr auf, während die Bodeninversion noch mit geringer Mächtigkeit von 87,5 m (IOG) bis 11:00 Uhr erhalten bleibt.

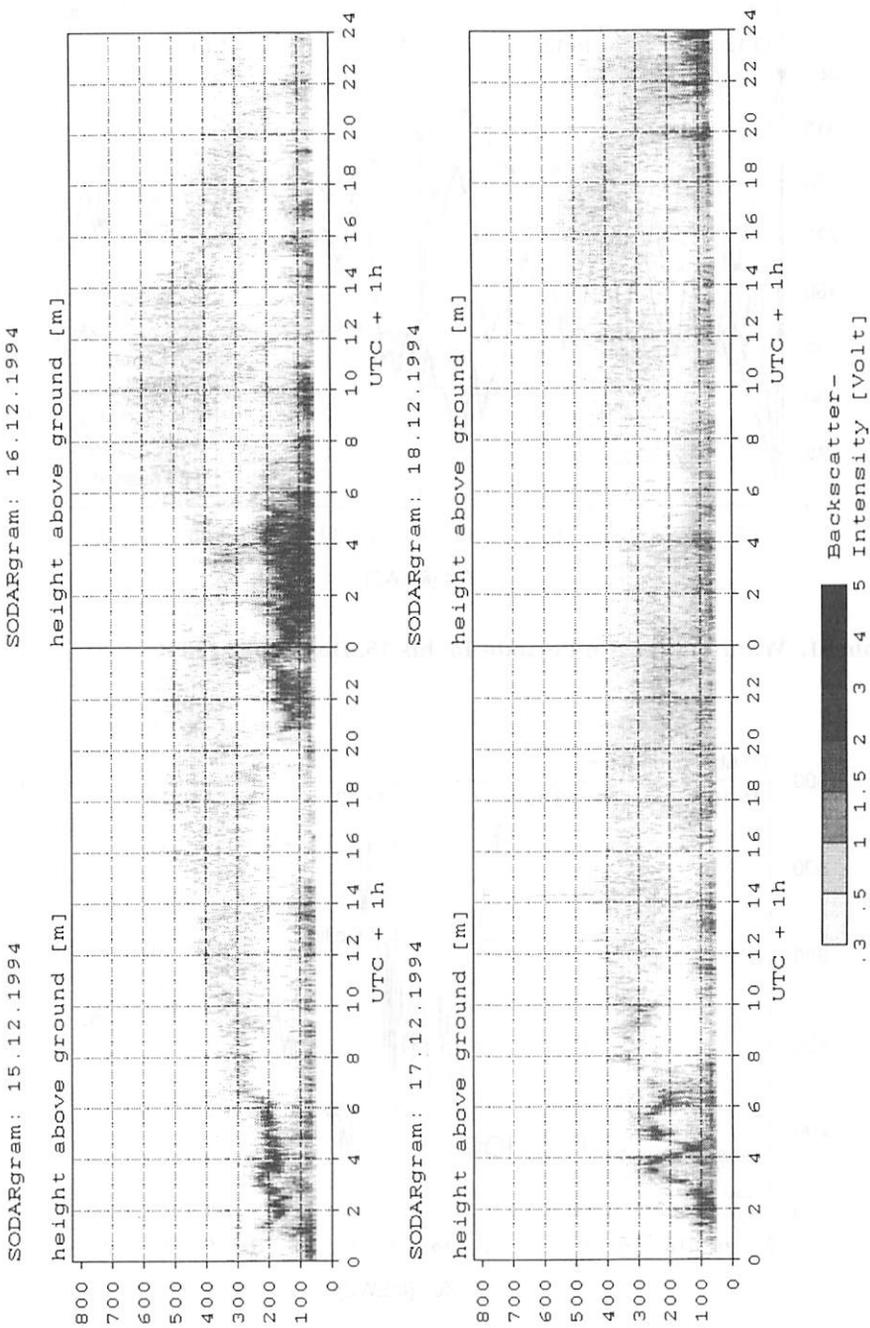


Abb. 60: SODARgramm für die Periode 15. bis 18. Dezember 1994

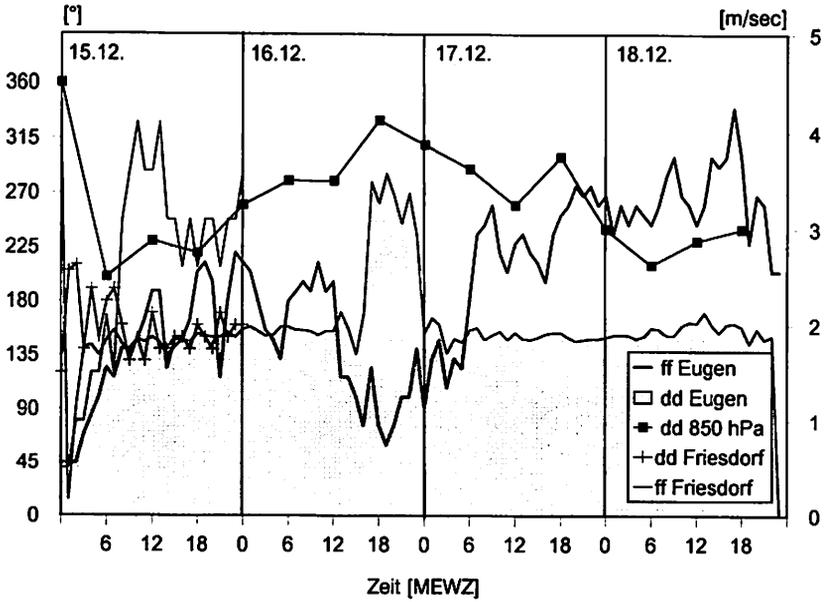


Abb. 61: Windfeld für die Periode 15. bis 18. Dezember 1994

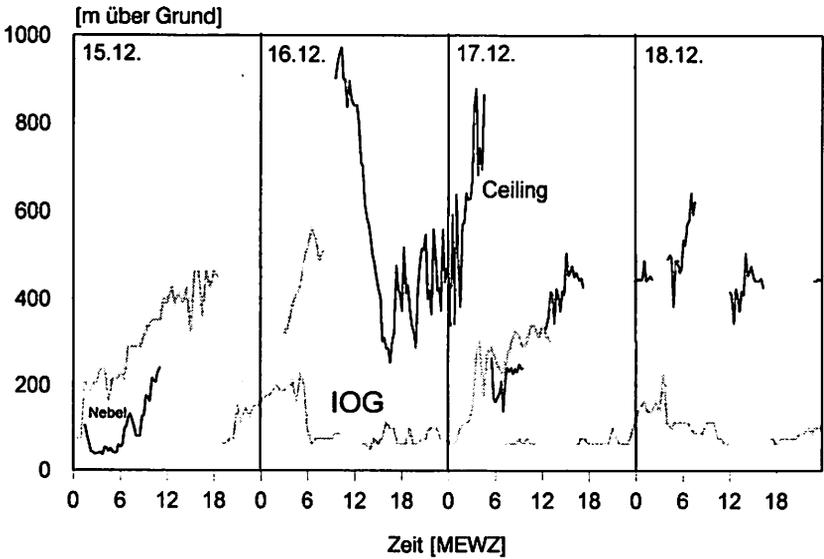


Abb. 62: Wolkenuntergrenze und IOG für die Periode 15. bis 18. Dezember 1994

- ▶ Die stark ausgefaserte Bänderstruktur, die bis zum Mittag (16.12.) ansteigt und nach 12:00 Uhr in ihrer Höhenlage wieder abnimmt, ergibt nach der Auswertung der SODAR-Rückstreuintensitäten keine erkennbare Inversion. An der Radiosonde Essen zeigt der 12:00 Uhr-Termin lediglich eine isotherme Schicht über der Bänderstruktur an (616-921 m). Nur der 12:00 Uhr-Aufstieg der Radiosonde Lindenberg verweist auf eine isotherme Schichtung zwischen 434 und 647 m innerhalb des Kondensationsniveaus. Da die Wolkenuntergrenze über Bonn zumindest ab 12:00 Uhr im Höhenbereich der Bänderstruktur oszilliert, kann analog zu den Verhältnissen in Lindenberg innerhalb der Bänderstruktur Isothermie angenommen werden, die noch im SODAR-Signal zu erkennen ist.
- ▶ Ab etwa 13:00 Uhr (16.12.) bildet sich bereits wieder eine leichte Bodeninversion aus, die sich in den Abend- und den ersten Nachtstunden unter dem Einfluß der durch die Bewölkung reduzierten Ausstrahlung aber kaum verstärken kann. Weitere Gründe dafür sind die starke Temperaturerhöhung von -2°C auf 4°C (Station GIUB) bei Frontdurchgang und der Wechsel der synoptischen Anströmung (850 hPa) auf NW um 18:00 Uhr, die zwischen 18:00 und 0:00 Uhr die Ausbildung von kanalisiertem Kaltluftabflüssen aus SE in den höheren Bereichen des Rheintals (s. Abb. 61, dd Station Langer Eugen 119 m) unterbindet.
- ▶ Erst gegen 0:00 Uhr kann sich der Kaltluftabfluß aus dem Rheintal auch gegen den synoptischen Windvektor durchsetzen und mit dem Ende der Frontalbewölkung am 17.12. etwa gegen 2:00 Uhr nimmt die Mächtigkeit der Bodeninversion auf 125 m (IOG) ab.
- ▶ Die Bodeninversion hebt sich aber bereits um 3:30 Uhr (17.12.) mit einer IOG von 237,5 m (IOG = 300 m) vom Boden ab. Diese extreme Höhenglenkung der Inversion resultiert wiederum aus der Verlagerung der Ausstrahlungsfläche. In 300 bis 450 m herrscht nach Durchzug der Frontalbewölkung eine relativ hohe Luftfeuchte vor, da die Untergrenze der Wolken zwischen 0:00 und 2:00 Uhr im oberen Bereich dieser Höhenlage oszilliert hat. Nach Abzug der Wolken bleibt eine dichte Dunstschicht, die wie Nebel die Funktion der Ausstrahlungsfläche übernimmt. Die starke Amplitude der folgenden Welle mit einem Abfall der IOG auf 112 m über Grund um 4:15 Uhr und einem erneuten Wellenkamm mit einer IOG von 275 m über Grund um 5:00 Uhr steht im Zusammenhang mit der Bildung einer Hochnebeldecke und der daraus resultierenden Verlagerung der Ausstrahlungsfläche (Abb. 62).
- ▶ Im Gegensatz zum Nebeltag am 15.12. hat sich am Boden (17.12.) keine rein konvektive Schicht ausgebildet. So findet sich unter der Hochnebeldecke eine Bodeninversion (7:30 bis 11:00 Uhr), während die Höheninversion nach Sonnenaufgang bei einer Zunahme der Windgeschwindigkeit im Rheintal von 2 auf $>3\text{ m sec}^{-1}$ weiter abgehoben wird und sich gegen 13:00 Uhr auflöst.
- ▶ Am 18.12. schwächen sich mit dem Hochdruckeinfluß auch die günstigen Ausstrahlungsbedingungen ab. Gegen 0:00 Uhr erfolgt ein weiterer randlicher Warmfrontdurchgang, der wiederum mit niedriger Bewölkung (Untergrenze zwischen 400 und 500 m) einhergeht. Das SODARgramm weist schon ab 20:00 Uhr eine geschlossene, am Boden aufliegende Bänderstruktur bis ca. 300 m über Grund auf, die im

Profil der Radiosonde Essen (18.12.94, 0:00 Uhr) als nahezu isotherme Schicht gekennzeichnet ist. Die Auswertung des SODARgramms ergibt eine Bodeninversion, die IOG's von 112,5 m nicht überschreitet, aber bis zum 18.12. 12:00 Uhr persistent bleibt, während die abgehobene Struktur nur noch eine isotherme Schichtung kennzeichnet.

3.7 Zusammenfassung zur Inversionsklimatologie Bonn

Bei den Untersuchungen zur Inversionsdynamik im Rheintal bei Bonn für gradient-schwache Strahlungs- und Nebelwetterlagen haben sich die folgenden Verhältnisse ergeben:

(a) Inversionsgefährdung

► Die höchsten nächtlichen Inversionshäufigkeiten finden sich in den Sommermonaten. Frühjahr und Winter nehmen eine Mittelstellung ein; im Herbst ist die nächtliche Inversionsgefährdung am geringsten. Mittags kehren sich die Verhältnisse um. Im Winter weisen noch ein Fünftel aller Tage persistente Inversionen auf, im Frühjahr und Herbst sinkt dieser Anteil auf etwa 10% und im Sommer lösen sich Inversionen im Laufe des Tages zu 96% auf. Bezogen auf die Inversionspersistenz ist der Winter daher die lufthygienisch bedenklichste Jahreszeit.

► In den meisten Jahreszeiten liegt der Anteil von Bodeninversionen am gesamten Inversionsaufkommen zwischen 80 und 95%, nur im Winter tritt ein wesentlich höherer Anteil an Inversionen mit klar definierter Untergrenze auf, die eine deutlich höhere Persistenz als die winterlichen Bodeninversionen aufweisen.

► Abgehobene Bodeninversionen bzw. Doppelstrukturen mit einer Bodeninversion und einer darüberliegenden schwächeren Inversion treten in allen Jahreszeiten verstärkt zwischen 2:00 und 4:00 Uhr (MEWZ) auf. Besonders häufig sind abgehobene Bodeninversionen im Winter, deren Anteil um 3:00 Uhr 50% beträgt. Doppelstrukturen mit Sekundärinversionen treten am deutlichsten im Sommer auf und betreffen um 3:00 Uhr (MEWZ) 30% aller Inversionsfälle.

(b) Höhenlage der Inversion

► Die Höhererstreckung der Bodeninversion reicht im Mittel bis zu den Talrandhöhen (160 m ü. NN) des Rheintals, wobei die Randhöhen im Sommer und Herbst deutlich überragt werden, während die mittlere IOG (Inversionsobergrenze) im Winter die Randhöhen gerade erreicht. Maximale Obergrenzen der untersten Inversion liegen bei 237 m über Grund; nur in Verbindung mit Strahlungsnebellagen, die vermehrt in der beobachteten Herbstperiode auftreten, werden auch Höhen von 275 m über Grund erreicht.

► Die Inversion wächst nach Sonnenuntergang zuerst langsam an, wobei im Mittel zwei bis drei Stunden nach Sonnenuntergang ein sprunghafter Anstieg um 20 m zu verzeichnen ist. Zwischen 2:00 und 4:00 Uhr (MEWZ) wird im Mittel aller Monate die maximale Höhenlage erreicht. Nur im Herbst tritt die maximale Höhenlage erst gegen 5:00 Uhr (MEWZ) in Verbindung mit morgendlicher Nebelbildung ein.

► Nach Erreichen des nächtlichen Höhenmaximums senkt sich die IOG in allen Jahreszeiten schon vor Sonnenaufgang wieder ab. Die Absenkung ist von periodischen Oszillationen der IOG begleitet, die im Laufe der Nacht vor allem im Winter und Herbst zunehmende Höhenamplituden aufweisen.

► Die Inversionsobergrenzen freier Inversionen liegen in allen Jahreszeiten meist unter 400 m über Grund, nur im Winter kann sie auch häufig das höchste SODAR-Niveau (825 m ü. Grund) überragen.

► In etwa der Hälfte aller Fälle liegt die IUG (Inversionsuntergrenze) bei abgehobenen Bodeninversionen im Talbereich. Ein Trend zu stärkeren Abhebungstendenzen zeigt sich in den meisten Monaten kurz nach Sonnenaufgang und ist im Winter ganztägig vorhanden.

► Die Sekundärinversion bei Doppelstrukturen liegt in der Regel etwa 20-50 m über der IOG der Bodeninversion. Ihre Höhenlage weist über alle Jahreszeiten eine deutliche Konstanz zwischen Talrandhöhe (≈ 160 m über NN) und 210 m über NN auf und kann im Frühjahr und Sommer aufgrund intensiverer Kaltluftbildung im Bereich der Randhöhen größere Werte annehmen.

(c) Stabilität der Inversion

Im Sommer ergeben sich ausstrahlungsbedingt die größten mittleren Inversionsstärken, gefolgt von Winter, Frühjahr und Herbst, der die geringsten Inversionsstärken aufweist. Im Sommer und Herbst zeichnen die Bodeninversionen für die größte Stabilität verantwortlich, während dies im Winter und Frühjahr für freie Inversionen gilt. Sekundärinversionen bei doppelter Inversionsstruktur haben grundsätzlich eine geringere Intensität. Insgesamt liegen die mittleren Intensitäten zwischen 1°C und 3°C Temperaturzunahme je 100 m.

► Die stärksten Inversionen ergeben sich außer im Herbst in der Frühphase der Inversionsbildung (vor 0:00 Uhr). Im Herbst ist die maximale Stabilität auf die Frühstunden verschoben und tritt vor allem in Verbindung mit Nebeldecken auf. Dabei liegen die absoluten Stabilitätsmaxima im Frühjahr und Sommer bei $7^{\circ}\text{C}/100$ m, die in der Regel mit den höchsten Schadstoffkonzentrationen aus dem Verkehrsbereich (NO) in den späten Abendstunden einhergehen. Nach 2:00 Uhr nimmt die Inversionsstärke mit einer kurzen Unterbrechung direkt nach Sonnenaufgang kontinuierlich ab, um im Mittel etwa 1 Stunde später ihre minimale Stabilität zu erreichen. Mittägliche Inversionen weisen häufig größere Stabilitäten auf, da schwache Inversionen direkt nach Sonnenaufgang aufgelöst werden.

► Bezogen auf ihre Höhenlage treten die größten Stabilitäten im Winter, Frühjahr und Sommer gegen 0:00 Uhr im oberen Talbereich (112-137 m über Grund) auf. Für den Herbst ergibt sich ein mittleres Stabilitätsmaximum gegen 2:00 Uhr bei 258 m über Grund. Direkt nach Sonnenaufgang findet sich häufig ein kurzfristiges Stabilitätsmaximum im unteren Bereich der Inversion.

(d) Dynamik der Rheintalinversion

Die Inversionsdynamik der Bodeninversionen im Rheintal orientiert sich in allen Jahreszeiten am Berg-Talwindphänomen und kann grundlegend in vier Phasen

unterteilt werden, wobei jeweils in eine strahlungsreiche und eine strahlungsarme Ausprägung unterschieden werden muß.

Initialphase: Kurz vor Sonnenuntergang beginnt bei negativer Strahlungsbilanz die Inversionsbildung. In der strahlungsreichen Jahreszeit wirkt im oberen Talbereich noch der thermisch induzierte Talaufwind, während sich in der strahlungsschwachen Jahreszeit nur der Talabwind ausprägen kann. Insgesamt bildet sich durch zunehmende Ausstrahlung eine geringmächtige Bodeninversion (IOG von 60 bis 70 m über Grund) aus. Mit der Umstellung von der Tag- auf die Nachtzirkulation ergibt sich in den frühen Abendstunden in der Regel ein Windgeschwindigkeitsminimum, so daß die Bodeninversion aufgrund der fehlenden Turbulenz nur langsam wachsen kann und sich die in Bodennähe kontinuierlich auskühlenden Luftteilchen nur sehr eingeschränkt mit den höherliegenden Luftschichten durchmischen können. Diese bodennahe Stabilität führt vor allem in den frühen Abendstunden von Frühjahr und Sommer zu großen Temperaturgradienten.

Kondensationsphase: Etwa 2 bis 3 Stunden nach Sonnenuntergang hat sich die Talquerzirkulation ausgebildet, bei der die von den Randhöhen abfließenden Hangabwinde aus Kontinuitätsgründen einen im Bereich der Talachse aufsteigenden Ausgleichsast hervorrufen, mit dessen Hilfe ausgekühlte Bodenluft in mittlere Höhengniveaus verlagert wird. Als Folge des Kontakts der kalten Luft mit der darüberliegenden, warm-feuchten Luft bildet sich eine Dunstschicht aus, die in der strahlungsreicheren Jahreszeit aufgrund der intensiveren Talquerzirkulation knapp unterhalb der Randhöhen liegt (etwa 100 m über Grund), während sie sich in der strahlungssärmeren Jahreszeit im mittleren Talniveau (etwa 70 m über Grund) ansiedelt. Die Folge ist ein sprunghaftes Anheben der Inversion. Die bei der Kondensation freiwerdende latente Wärme verstärkt die Temperaturgradienten in der Höhenlage der Dunstschicht und produziert zusätzlich konvektive Turbulenz, welche die Inversion ansteigen läßt. Außerdem verlagert sich die Ausstrahlungsfläche an die Dunstobergrenze, so daß sich am Talgrund bei zunehmend positivem Bodewärmestrom und einer reduzierten Abstrahlung am Boden eine leicht durchmischte Unterschicht ausbilden kann und sich die Bodeninversion damit häufig abhebt. Es sei darauf hingewiesen, daß diese Phase auch die Initialphase zur Nebelbildung ist. Ob sich eine Nebel- oder eine Dunstschicht ausbildet, hängt nur vom Feuchteangebot der Talluft, den vorherrschenden Turbulenzbedingungen und den nächtlichen Abkühlungsraten ab. Allerdings sind die beschriebenen Prozesse (langwellige Strahlungsflüsse, Kondensation) bei Nebelbildung wegen der gegenüber einer Dunstschicht stark erhöhten optischen Dicke wesentlich intensiver, so daß sich bei Nebel meist größere Inversionshöhen und -intensitäten ausbilden können.

Reifephase: Bis 2:00 Uhr hat sich die Inversion weiter angehoben und die IOG liegt in der strahlungsreichen Jahreszeit nun etwa 70 Meter über dem Talrand, während sie in der strahlungsschwachen Jahreszeit den oberen Rand des Rheintals gerade überragt. Die Talquerzirkulation ist vollständig von den Talabwinden, die mit maximal 5 m sec^{-1} über das ganze Talhöhenprofil wirksam werden, ersetzt worden.

Trotzdem fließen vor allem in der **strahlungsreichen** Jahreszeit von den Höhenplateaus weiterhin die etwa 50 m mächtigen Kaltluftpolster ab, die aber bereits wärmer sind als die über dem Tal im Bereich der Dunstgrenze zunehmend weiter abkühlenden Luftmassen. Sie erreichen somit nicht mehr den Talgrund, sondern schichten sich als Kaltluftzungen in die primäre Talinversion ein oder überfließen die abgekühlte Talluft, wobei die genaue Höhenlage von Mischung oder Überfließen durch die Dichteunterschiede beider Luftmassen bestimmt wird. Da das Einfließen mit Turbulenzen verbunden ist und die eingeschobenen Kaltluftzungen in sich thermisch geschichtet sind, bilden sich besonders häufig zwischen 2:00 und 4:00 Uhr (MEWZ) sekundäre Inversionsstrukturen über der eigentlichen Talinversion aus. Der meist turbulente Mischungsprozess löst dabei häufig Schwerewellen aus, in deren Folge sich die Inversion weiter durchmischt, in ihrer Intensität abnimmt und so schon vor Sonnenaufgang häufig ein Absinken der Inversionsobergrenze auf das obere Talniveau stattfindet.

In der **strahlungsärmeren** Jahreszeit ist insbesondere eine Vermischung aber auch das Überfließen der Randhöhen-Kaltluftpolster mit der Rheintalluft seltener zu beobachten, da die IOG der Talinversion im Mittel die Randhöhen kaum überragt. Vor allem wegen der im Vergleich zum Sommer ausgedehnteren Nachtlänge kommt es nach dem Höhenmaximum der Inversion gegen 2:00 Uhr (MEWZ) zu einer so starken Auskühlung an der Dunstschicht, daß sich neben den Wellen, die aus der turbulenten Durchmischung von Tal- und Randhöhenkaltluft entstehen, auch interne Schwerewellen in der Rheintalkaltluft bilden. Vor allem in Phasen reduzierter Geschwindigkeiten des Talabwinds gewinnen die Abstrahlungsprozesse an der Dunst- bzw. Nebelschicht die Oberhand, wodurch die abgekühlten Luftteilchen im Bereich des Dunstmaximums schwerer werden als die darunterliegende Luft. Die Folge ist eine Absinktendenz zum Bodenniveau, die teilweise recht heftige Abwinde auslöst. Aus Kontinuitätsgründen wird dann bodennahe, wärmere Luft zur oberen Abkühlungsfläche verlagert, so daß sich die Inversion turbulent durchmischt, in ihrer Intensität geschwächt wird und sich starke Oszillationen in der IOG ergeben, deren Amplituden im Mittel mit zunehmender Nachtlänge größer werden. Auch in diesem Fall führen die entstandenen Schwerewellen zu einem Absinken der Inversion und zu einer Abschwächung schon vor Sonnenaufgang.

Bei Nebelbildung, die im Rheintal meist gegen 2:00 Uhr (MEWZ) einsetzt, ergeben sich aufgrund der verstärkten Ausstrahlung gegenüber einer Dunstschicht besonders intensive Wellenphänomene. Die absinkenden kalten Luftteilchen der abgekühlten Nebelobergrenze sind für die weitere Nebelbildung von übergeordneter Bedeutung, weil durch sie im unteren Niveau Kondensation ausgelöst wird und der anfangs im mittleren Talniveau gebildete Hochnebel dadurch bis zum Boden wachsen kann. Damit unterscheidet sich die Nebelbildung im Rheintal auch aufgrund des Berg-Talwindphänomens deutlich von der Strahlungsnebelbildung in Ebenen. Im Rheintal wächst der Nebel in der Regel vom initialen Kondensationsniveau (im Rheintal normalerweise das mittlere bis obere Talniveau) nach unten, während die reine Strahlungsnebelbildung in der Ebene meist mit Kondensation in Bodennähe beginnt (s. z.B. KRAUS 1958).

Terminalphase: Nach Sonnenaufgang setzt mit beginnender Hangerwärmung und einsetzendem Hangaufwind die Inversionsauflösung ein. Nach Sonnenaufgang wird die Inversion thermisch zuerst von unten aufgefüllt, die Bodenkonvektion erfordert allerdings aus Kontinuitätsgründen das Entrainment warmer Luft aus den höheren Bereichen der Inversion zur Inversionsbasis, so daß sich die Inversion schon bald vorzugsweise von der Obergrenze abbaut. Direkt nach Sonnenaufgang ist durch das Entrainment wärmerer Luft häufig sogar eine Verstärkung der Intensität im unteren Inversionsbereich festzustellen. Zusätzlich ergibt sich nach Sonnenaufgang im Rheintal häufig eine durch die bodennahe Konvektion verursachte leichte Abhebungstendenz der Inversion. Allerdings bildet sich in der strahlungsreichen Jahreszeit sehr schnell der thermisch induzierte Talaufwind aus, der die Inversion turbulent auflöst, wodurch die thermischen Auflösungsphänomene in den Hintergrund treten. Nur im Winter oder im Fall von Nebel, wenn sich der Talaufwind thermisch nicht oder nur verzögert ausbilden kann, hebt sich die Inversion weiter ab und bleibt dann häufig über den gesamten Tag persistent.

Insgesamt haben die Untersuchungen zur Inversionsstruktur im Rheintal bei Bonn eine deutliche Abweichung zu den Inversionsverhältnissen ergeben, die für die Kölner Bucht beschrieben werden. Die wichtigsten Unterschiede im Rheintal sind die gegenüber der Kölner Bucht reduzierte Auftrittshäufigkeit vor allem am Tag, eine wesentlich seltenere Abhebungstendenz nach Sonnenaufgang und eine schnellere Auflösung von der IOG schon vor Sonnenaufgang.

Alle Phänomene im Rheintal bei Bonn sind ein Resultat des Berg-Talwindsystems, das in der Kölner Bucht abgesehen von auch hier vorhandenen Kanalisierungstendenzen nicht ausgebildet ist. Eine Schlüsselstellung nimmt die abendliche Talquerzirkulation ein, die für die Ausbildung der Dunstschicht im mittleren bis oberen Rheintalniveau verantwortlich ist, in deren Folge Inversionswachstum aber auch die folgende turbulente Durchmischung und Abschwächung der Inversion durch Schwerewellen stattfinden kann. Eine weitere Besonderheit gegenüber der Ebene ist das Auftreten einer doppelten Inversionsstruktur durch die Mischung von Rheintal- und Randhöhenkaltluft, die ebenfalls zur Destabilisierung der Inversion beitragen kann. Die schnelle morgendliche Inversionsauflösung resultiert in der strahlungsreichen Jahreszeit aus dem gut ausgebildeten Talaufwind und in der strahlungsarmen Jahreszeit aus dem zum Hangaufwind komplementären, turbulent divergenten Ast im Bereich der Talachse. Damit ist die Inversionsauflösung im Rheintal vornehmlich ein thermisch-dynamisches Phänomen, während in der Ebene die thermische Inversionsauflösung vor allem bei synoptischen Schwachwindlagen eine wichtigere Rolle spielt.

4. Zusammenfassung und abschließende Bewertung

Die vorliegende Arbeit hat sich zum Ziel gesetzt, die klimatologisch-lufthygienischen Grundbedingungen in Nordrhein-Westfalen mit Hilfe eines Daten- und Methodenverbunds aus satelliten- und bodengestützter Fernerkundung, numerischer Modellierung und Klimamessungen in ihrer dreidimensionalen Struktur mit ausreichender Horizontal- und Vertikalaufösung zu erfassen. Aus lufthygienischer Sicht sind besonders die Inversionsstruktur, die Mächtigkeit der durchmischten Grundschicht, das Grundschichtwindfeld, die horizontale Nebelverbreitung und der Flüssigwassergehalt im Nebel von Bedeutung.

Die folgende Gesamtzusammenfassung ist wie die Arbeit in einen methodischen und einen inhaltlichen Teil untergliedert. Sie hat dabei nicht zum Ziel, die spezifischen Probleme und Genauigkeiten einzelner Methoden oder die klimatologisch-lufthygienischen Einzelergebnisse der Arbeit zusammenzufassen, da dies bereits am Ende der jeweiligen Kapitel erfolgt ist. Vielmehr soll hier

1. eine abschließende Bewertung des verwendeten Daten- und Methodenverbunds sowie
2. eine grundlegende klimatologisch-lufthygienische Einschätzung NRW's auf der Basis der klimatologischen Einzelergebnisse vorgenommen werden.

4.1. Zusammenfassende Bewertung des Daten- und Methodenverbunds

Mit dem in der vorliegenden Arbeit realisierten Daten- und Methodenverbund wird die Datenerfassung, -modellierung und -auswertung schwerpunktmäßig in zwei verschiedenen Skalenbereichen ermöglicht.

Im Bereich der Regionalskala (Meso- γ bis Meso- β Skala) wird bezogen auf die stabile Grundschicht mit einem Einschichtansatz gearbeitet und die klimatologisch-lufthygienischen Verhältnisse in NRW in einem Raster-GIS flächendeckend mit einer räumlichen Auflösung von 1 km² je Gitterpunkt abgebildet.

► Windfeld und Grundschichtmächtigkeit werden für einen klimatologischen Datensatz stabiler Wettersituation (10 Jahre) mit Hilfe eines hydrostatischen Strömungsmodells (SHWAMEX) berechnet. Dabei entspricht das Modellergebnis einem horizontal-vertikalen Mittelwert der betrachteten Größe über die gesamte Grundschichtmächtigkeit und die Grundfläche des jeweiligen Flächenelements.

► Die Verschneidung der Datenebenen Windgeschwindigkeit und Grundschichtmächtigkeit im Raster-GIS zum Stagnationsindex nach FERT (1974) erlaubt eine direkte, flächendeckende Bewertung der klimatologisch-lufthygienischen Verhältnisse NRW's.

► Die auf der Basis von NOAA-AVHRR Daten entwickelten Verfahren zur Nebelerkennung und zur quantitativen Erfassung der Nebel-eigenschaften (optische Dichte, Albedo, Flüssigwasserweg) liefern Flächendaten für die gesamte nebelbedeckte Grundschicht.

Zur Ergänzung des Einschichtansatzes wird die vertikale Feinstruktur der stabilen Grundsicht im Rheintal bei Bonn/Lokalskala (Mikro- α bis Meso- γ Skala) untersucht.

- ▶ Die Inversionsstruktur kann mit einem speziell entwickelten Auswerteverfahren basierend auf akustischen Sondierungen (SODAR) und Daten aus dem Meßprofil im Höhenbereich von 37,5 bis 825 m über Grund und einer Vertikalauflösung von 12,5 m erfaßt werden.
- ▶ Die Messung des Grundsichtwindfelds ist bis auf eine Maximalhöhe von 303 m ü. NN möglich.
- ▶ Beobachtungen zur Nebeldynamik werden mit Hilfe von indirekten Meßverfahren (SODAR, Ceilometer und Transmissometer) durchgeführt.

Insgesamt zeigen die Ergebnisse der Arbeit, daß sich der Daten- und Methodenverbund zur Lösung der inhaltlichen Fragestellung bewährt hat. Aufgrund der Beschränkungen der einzelnen Methoden ist aber auch deutlich geworden, daß nur die Kombination aller im Verbund integrierten Ebenen ein realitätsnahes Bild der tatsächlichen atmosphärischen Vorgänge in der stabilen Grundsicht vermittelt. Vor allem durch die bei der Einschichtbetrachtung notwendigen Mittelungen über die gesamte stabile Grundsicht ergeben sich Beschränkungen, die die alleinige Verwendung einer Methode nicht empfehlenswert erscheinen lassen.

Bezogen auf die einzelnen klimatologisch-lufthygienisch bedeutsamen Größen ergeben sich im Rahmen des Daten- und Methodenverbunds die folgenden Synergieeffekte:

- ▶ **Grundsichtwindfeld:** Aufgrund des einschichtigen Ansatzes geben die Ergebnisse der Windfeldmodellierung den resultierenden Windvektor aus synoptischem Antrieb und gravitativem Windfeld wieder, wobei der Vergleich zwischen gemessenem (Rheintal) und modelliertem Windfeld der Grundsicht generell auf eine hohe Signifikanz (ff: $r^2=0,83$; dd: $r^2=0,9$) der Strömungsmodellierung hinweist. Aufgrund der vertikalen Mittelung über die gesamte Grundsicht werden sehr schwach ausgeprägte, schwerkraftbedingte Windkomponenten (Hangwinde, Talwinde) in den Modellergebnissen aber von einer starken synoptischen Schubwirkung überprägt. Während die mittlere Windgeschwindigkeit der Grundsicht auch in diesem Fall noch realistisch eingeschätzt wird, kann die modellierte Windrichtung von den tatsächlichen Verhältnissen in bestimmten Höhenbereichen abweichen. In den Buchtlagen NRW's tritt dieser Fall wegen der fehlenden Reliefenergie eher selten ein, wohingegen in Talbereichen der Richtungsvektor bodennah wirkender Talabwinde in Einzelfällen vom Richtungsvektor eines überlagerten Counter-Stroms überprägt werden kann. Vor allem die gravitativen Windkomponenten müssen im unteren Bereich der stabilen Grundsicht daher stellvertretend für die Talbereiche NRW's mit Hilfe des Bonner Meßprofils erfaßt werden.
- ▶ **Nebelverteilung:** Die Nebelverteilung kann anhand der satellitenbasierten Auswertearithmen mehrmals am Tag mit hoher Genauigkeit erfasst werden. Die

Methode übersteigt deutlich die Möglichkeiten einer konventionellen Kartierungen, wie sie z.B. den offiziellen Nebelkarten des DWD zugrundeliegt. Die Trennung von am Boden aufliegenden und abgehobenen Nebeldecken ist aber allein aus Satellitendaten nur eingeschränkt möglich. Im Gegensatz dazu kann mit Hilfe von Transmissometern zwar am Boden aufliegender Nebel erkannt werden, der ebenfalls lufthygienisch relevante Hochnebel (Inversionspersistenz, Flüssigwasser) ist aber nur bei entsprechender Stationslage erfassbar. Aus diesem Grund erzielt die in der vorliegenden Arbeit verwendete Kombination von satellitengestützter Nebelkartierung und bodennahen Transmissometer- und Ceilometerbeobachtungen den höchsten Synergieeffekt zur Bestimmung der horizontalen und vertikalen Nebelstruktur.

► **Flüssigwasserweg im Nebel:** Die im Rahmen der Arbeit entwickelte Methodik bietet erstmals die Möglichkeit, die Flüssigwasserverhältnisse im Nebel von NRW flächendeckend kartieren zu können. Der Flüssigwasserweg ist aufgrund seiner Abhängigkeit von den optischen Nebeleigenschaften (Albedo, optische Dicke) für die Persistenz der den Nebel begrenzenden Inversion von Bedeutung und dient zusammen mit der Nebelalbedo als Eingabedatensatz für ein numerisches Modell zur Nebelauflösung, wie es im Rahmen des Projekts *INKLIM* entwickelt werden konnte (REUDENBACH 1996). Synergieeffekte im Daten- und Methodenverbund ergeben sich hier vor allem bei der Validierung des entwickelten Auswertalgorithmus über den Vergleich von berechneter und an den Transmissometerstandorten gemessenen Sichtweite ($r^2=0,82$). Die Möglichkeiten, Karten der Flüssigwasserverteilung im Nebel zu erstellen, sind allerdings zur Zeit deutlich eingeschränkt, da der operationelle Morgensatellit (NOAA-12) im Winter selten ausreichend beleuchtete Bilder liefert. Eine Verbesserung der Datensituation ist erst 1999 mit dem Start von MSG (Meteosat Second Generation) zu erwarten, dessen Radiometer den vollen spektralen Umfang des AVHRR-Sensors aufweisen wird (MORGAN 1993). Der für die Berechnung des Flüssigwasserwegs notwendige AVHRR Kanal 1 steht dann in hoher zeitlicher Auflösung zur Verfügung, so daß das erste ausreichend beleuchtete Bild nach Sonnenaufgang zur Berechnung des Flüssigwasserwegs verwendet werden kann.

► **Austauschvolumen, Luftstagnation:** Die Abschätzung des Austauschvolumens in der Grundschicht von NRW basiert auf dem 10-jährigen Datensatz der Radiosonde Essen, der die Grundlage der SHWAMEX-Modellierung bildet. Der aus den Modellergebnissen abgeleitete Stagnationsindex kann insgesamt als gutes Maß für die Luftbelastung in NRW angesehen werden, da sich kritische Indexwerte im Rheintal im Rahmen einzelner Fallstudien auch durch erhöhte Schadstoffkonzentrationen an den verschiedenen Bonner Meßstellen bemerkbar machen. Allerdings erlaubt die zeitliche und vertikale Auflösung der flächendeckenden Berechnungen keine genaueren Aussagen zur Dynamik und Feinstruktur der Sperrschichten. Erst die im Rahmen der vorliegenden Arbeit entwickelte Methodik erlaubt basierend auf den SODAR-Daten eine vertikal hochaufgelöste Analyse der Inversionsstruktur und der Inversionsdynamik sowie die Beobachtung sehr kurzfristiger Phänomene (z.B. Wellenbildung).

4.2. Klimatologisch-lufthygienische Bewertung NRW's

Die vorliegenden Untersuchungen haben ergeben, daß die Durchlüftung in der stabilen winterlichen Grundschicht Nordrhein-Westfalens im zehnjährigen Mittel eindeutig durch den synoptischen Antrieb des bodennahen Windfelds unterhalb der Inversion dominiert wird. Im Mittel aller bearbeiteten Hochdruckwetterlagen liegen die Werte der Luftstagnation in allen Regionen im unterkritischen Bereich. In Abhängigkeit von der Mächtigkeit und Stabilität der durchmischten Grundschicht, der 850 hPa-Anströmungsgeschwindigkeit bzw. -richtung sowie der Intensität von gravitativen Windsystemen läßt sich Nordrhein-Westfalen aus klimatologisch-lufthygienischer Sicht generell in verschiedenen Zonen unterteilen:

► Die nach Norden und Westen offenen Ebenen von Niederrhein und Westfälischer Bucht weisen aufgrund einer auch bei gradientschwachen Wetterlagen recht guten, in der Regel synoptisch angeregten Durchlüftung der Grundschicht und eines vertikal mächtigeren Austauschraums im zehnjährigen Mittel die geringste Neigung zu Luftstagnation auf.

► Die unterhalb der Inversion gelegenen Abdachungen der Mittelgebirge sind im Mittel vergleichsweise schlechter durchlüftet, da die Strömung hier besonders bei stärkerem synoptischen Antrieb durch Dissipation abgeschwächt wird und auch die Reduktion des vertikalen Austauschraums eine Zunahme der Luftstagnation begünstigt. Nur bei synoptisch ungestörten Wetterlagen können Hangwindssysteme die Situation gegenüber der Ebene verbessern.

► Vor allem die topographisch geschützten Bereiche sind als potentielle lufthygienische Problemzonen anzusehen, da hier in der Regel der synoptische Antrieb vor allem bei niedrigen Anströmungsgeschwindigkeiten kaum noch zur Durchlüftung beiträgt und der Abtransport von Schadstoffen somit vollständig von den meist schwach ausgeprägten ($< 1,5 \text{ m sec}^{-1}$) und vertikal geringmächtigen Hang- und Talwindssystemen abhängig ist. Typische Bereiche sind in NRW die Jülich-Dürener und Euskirchener Bördenzonen im Lee von Eifel und Ville sowie große Teile der Niederrheinischen Bucht.

► Die einzelnen Mittelgebirgstäler (Rheintal, Siegtal, Biggetal) nehmen eine klimatologisch-lufthygienische Sonderstellung ein. Einerseits sind sie bei länger anhaltenden Wettersituationen mit stabiler Absinkinversion und fehlendem synoptischen Antrieb sehr deutlich benachteiligt, besonders wenn die Talabwinde (Kaltluftabflüsse) ebenfalls schwach ausgeprägt sind und zur Stabilisierung der Grundschicht beitragen. Andererseits sind sie bei Strahlungswetterlagen mit kurzlebigen Bodeninversionen bevorzugt, da sich die Inversionen tagsüber durch den Einfluß des Berg-Talwindsystems schneller auflösen können als in der Ebene.

Die mittlere Stagnationssituation verändert sich gegenüber dem zehnjährigen Mittelwert für einzelne Regionen deutlich, wenn man das Datenkollektiv nach verschiedenen Wettersituationen separiert.

► Wetterlagen mit Nebelbildung weisen gegenüber dem langjährigen Mittel wesentlich schlechtere Durchlüftungsverhältnisse als Strahlungstage ohne Nebel auf, wofür besonders die reduzierte Windgeschwindigkeit der Grundschicht verant-

wortlich zeichnet. Der Trend hin zu kritischen Stagnationsindices ist dabei besonders in den oben beschriebenen Problemregionen festzustellen.

► Bei einer synoptischen Anströmung zwischen N und NE werden im zehnjährigen Mittel für fast alle Bereiche NRW's unterkritische Verhältnisse angezeigt.

► Anströmungen aus S und SE führen durch die ausgeprägte Leewirkung von Sauerland und Eifel in der Regel zu der schlechtesten Durchlüftungssituation in NRW. Nur bei südlicher Anströmung ist die Rheinschiene klimatologisch-lufthygienisch etwas begünstigt.

► Synoptische Windrichtungen aus SW bis NW zeigen eine klare Zweiteilung von NRW in eine relativ gut durchlüftete Zone der Niederungen und einen Trend hin zur vermehrten Luftstagnation in der Niederrheinischen Bucht und dem Rheintal.

Regionale Schadstofftransporte im synoptisch angetriebenen Grundschichtwindfeld werden vor allem durch die dominierende Leitwirkung der Topographie bestimmt.

► Luftschadstoffe aus dem Ruhrgebiet sind bei synoptisch bestimmtem Grundschichtwindfeld besonders dann bedenklich, wenn sie sich im Luv der Mittelgebirge unterhalb der Inversion ansammeln können. Bei Anströmungen zwischen NW bis NE betrifft dies vor allem die Westabdachung des Bergischen Lands sowie den Haarstrang und die angrenzenden Täler.

► Im Bereich der Niederrheinischen Bucht kommt es in den mittleren und oberen Höhenlagen der Grundschicht bevorzugt bei einer 850 hPa-Anströmung aus NW bis NE zu einem Luftmassentransport in Richtung Rheintal aus nordwestlicher Richtung.

Die Nebelstruktur kann die lufthygienische Situation NRW's ebenfalls beeinflussen:

► Bezogen auf die lufthygienische Situation NRW's sind weniger die meist nur geringmächtigen und auf feuchte Senken und Talbereiche beschränkten Strahlungsnebel im Herbst und Frühjahr von Bedeutung, sondern die ausgedehnten, manchmal bis zu 400 m mächtigen Nebelmeere im Kernwinter.

► Dabei können diese Nebelmeere, die mehr dem genetischen Typ des maritim beeinflussten Mischungsnebels zuzuordnen sind, in NRW als Hochnebeldecken oder Bodennebelfelder auftreten. Hochnebel tritt in der Regel bei randlichen Hochdrucklagen auf, bei denen die Absinkinversion häufiger durch eine Advektionsinversion ersetzt ist. Am Boden herrschen meist ausreichende Durchlüftungsverhältnisse vor. Besonders kritisch sind die ausgedehnten Bodennebelmeere mit hohen Flüssigwasserwegen, die zur morgendlichen Nebelhauptphase die gesamten Senken NRW's bedecken und sich tagsüber vor allem in schwach ventilerten Lagen häufig nicht auflösen.

► Bei stärkerer synoptischer Anströmung ($>3,5 \text{ m sec}^{-1}$) und einer Nebelobergrenze in Kammhöhenlage der umgebenden Mittelgebirge löst sich der Nebel aber häufig im Lee der Anströmungsrichtung auf. Wegen einer vermehrten Leelage und einem deutlichen anthropogenen Wärmeinseleffekt ist das Ruhrgebiet als nebelärmerer Bereich einzustufen und bezogen auf die nebelbedingte Inversionspersistenz eher begünstigt.

► Bei Anströmungen aus den Sektoren NE bis NW wird der Nebel vor allem mittags in die Niederrheinische Bucht verlagert und staut sich in den Luvbereichen des Bergischen Landes, wo durch die gezwungene Hebung weitere Kondensation und Nebelverdichtung einsetzt. Diese sehr feuchten Luv- oder Advektionsnebel sind zusätzlich mit Schadstoffen aus dem Ruhrgebiet und der Rheinschiene befrachtet, die aufgrund des erhöhten Flüssigwassergehalts vermehrt ausgekämmt bzw. deponiert werden. Die Auskämmungszone ist deutlich durch die höchsten Baumschäden gekennzeichnet. Ähnliche Luvnebeleffekte finden sich an der Nordabdachung der Eifel (Rur-, Erfttal) sowie im Bereich des Haarstrangs (Ruhrtal).

Zusammenfassend läßt sich für NRW folgern, daß im Kernwinter die größte lufthygienische Gefährdung aufgrund der höheren Inversionspersistenz und -stabilität verbunden mit der ausgedehntesten Nebelbildung auftritt. Wirkliche Wintersmog-situationen finden sich für NRW eher seltener und treten von Mitte Dezember bis Anfang Februar unter den folgenden Voraussetzungen auf:

► Ein stabiles Hochdruckgebiet über Mitteleuropa (meist Wetterlage HM) mit Kern in der weiteren Umgebung von NRW (z.B. Beneluxländer) sorgt für eine sehr stabile Absinkinversion, die über mehrere Tage bis in die untere Grundschicht (150 bis 200 m NN) wirksam wird.

► Infolge der gradientschwachen Wettersituation fehlt der synoptische Antrieb des Grundschichtwindfelds und die in NRW nur schwach ausgeprägten Hang- und Talwindssysteme reichen zum Abtransport der Luftschadstoffe nicht mehr aus.

► In der Nacht erfährt die Inversion, verursacht durch die Kopplung von bodennahe Strahlungs- und dynamischer Absinkinversion, eine deutliche Stabilitätszunahme, so daß sich Luftschadstoffe immer weiter konzentrieren können.

► Die Grundschicht ist meist durch feucht-kühle Meeresluftmassen charakterisiert, die bei starker nächtlicher Ausstrahlung ausgedehnte Nebelbildung in allen Niederungen NRW's verursacht.

► Durch die Konzentration von Schadstoffen unterhalb der Inversion bilden sich in der Nebelschicht immer stärkere Säuren aus, die vor allem in Luvbereichen (Bergisches Land) ausgekämmt werden und dort zu deutlichen Vegetationsschäden führen.

► Die Mächtigkeit der Nebeldecken sowie ihr relativ hoher Flüssigwassergehalt verhindern vor allem in den extrem schwach durchlüfteten Bereichen die strahlungsbedingte Auflösung des Nebels sowie die begleitende Inversion. Nur in den Bereichen turbulenter Nebelauflösung (z.B. Rheintal) kann sich die bodennahe Strahlungs-inversion mittags auflösen. Die weiterhin stabile Absinkinversion verhindert aber auch in den Nebelauflösungsgebieten einen ausgedehnteren vertikalen Luftaustausch.

► Die Smogsituation wird in der Regel erst mit dem Durchzug eines Frontensystems beendet.

Betrachtet man die überwiegende Zahl der Fälle, an denen die klimatologisch-lufthygienische Situation nicht längerfristig durch eine sehr starke Absinkinversion,

sondern hauptsächlich durch die tageszeitliche Dynamik der Strahlungsinversion gekennzeichnet ist, so ergeben sich deutliche Unterschiede im Mittelgebirgstalrelief (Rheintal bei Bonn) und den anschließenden Buchtlagen oder Niederungen.

► In der abendlichen Umbruchsphase vom Talauflauf zum Talabwind bilden sich mit beginnenden Kaltluftabflüssen und Ausstrahlung am Boden sehr stabile aber geringmächtige Bodeninversionen aus. In diese Zeit mit der geringsten Durchlüftung und der höchsten Inversionsstabilität fallen im Zusammenhang mit dem abendlichen Berufsverkehr die Tagesspitzen der verkehrsbedingten Schadstoffkonzentrationen (NO, NO₂).

► Nächtliche Durchmischung von Talkaltluft und Kaltluft der Randhöhen sowie interner Abstrahlungsvorgänge an der Inversionsobergrenze lösen in der Talkaltluft häufig Schwerewellen in Verbindung mit turbulenten Mischungsvorgängen aus, die im Gegensatz zu den Verhältnissen in den Niederungen zur Abschwächung und zum Absinken der Inversion schon vor Sonnenaufgang führen können.

► Vor allem die thermischen Windsysteme lösen die Talinversionen im Gegensatz zu den Verhältnissen in den Niederungen schon kurz nach Sonnenaufgang dynamisch auf. Aus diesem Grund liegen die verkehrsbedingten Schadstoffkonzentrationen im morgendlichen Berufsverkehr häufig unter den abendlichen Werten.

Literaturverzeichnis

- ADRIAN, G. 1987: Was können numerische Modelle für die mesoskalige Klimatologie leisten? *Promet* 3/4: 58-63.
- AFG (=AGRARMETEOROLOGISCHE FORSCHUNGSSTELLE GEISENHEIM) 1969: Wettererscheinungen in ausströmender Kaltluft. *Meteorol. Rdsch.* 22: 106-113.
- AHRENS, D. 1975: Feuchte- und Temperatursondierungen in der bodennahen Atmosphäre über Mannheim. *Meteorol. Rdsch.* 28: 129-138.
- ALLAM, R. 1987: The detection of fog from satellites. *Proceedings of a Workshop on Satellite and Radar Image Interpretation, 20-24 July 1987, Reading, England: 495-505.*
- ARENDS, B.G., KOS, G.P.A., WOBROCK, W., SCHELL, D., NOONE, K.J., FUZZI, S. & PAHL, S. 1992: Comparison of techniques for measurements of fog liquid water content. *Tellus* 44B: 604-611.
- ASIMAKOPOULOS, D.N., COLE, R.S., CAUGHEY, S.J. & CREASE, B.A. 1976: A quantitative comparison between acoustic sounder returns and the direct measurement of atmospheric temperature fluctuations. *Boundary-Layer Meteorol.* 10: 137-147.
- BACH, H. 1972: Die Klimaverhältnisse im Großraum Bonn. Amtliches Gutachten des DWD. Essen.
- BACHMANN, M. & BENDIX, J. 1991: Geocorrection of NOAA-AVHRR imagery. An algorithm based on orbital parameters and one ground control point. *Proceedings of the 5th AVHRR Data Users' Meeting, 25th June - 28th June 1991, Tromsø, Norway: 11-16.*
- BACHMANN, M. & BENDIX, J. 1992: An improved algorithm for NOAA-AVHRR image referencing. *Int. J. Remote Sensing* 13: 3205-3217.
- BACHMANN, M. 1993: Nebelverteilung und -dynamik im schweizerischen Alpenvorland. Eine Auswertung digitaler Wettersatellitendaten. In: BACHMANN, M. & BENDIX, J. 1993: Nebel im Alpenraum. *Bonner Geogr. Abh.* 86: 113 - 186.
- BACHMANN, M. & BENDIX, J. 1993: Nebel im Alpenraum. *Bonner Geogr. Abh.* 86. Bonn.
- BECKRÖGE, W. & FRANK, J. 1986: Einsatz von SODAR-Geräten bei Messungen in der städtischen Grenzschicht. *Staub-Reinhalt. Luft* 40: 523-527.
- BENDIX, J. & BACHMANN, M., 1991a: Ein operationell einsetzbares Verfahren zur Nebelerkennung auf der Basis von AVHRR-Daten der NOAA-Satelliten. *Meteorol. Rdsch.* 43: 169-178.
- BENDIX, J. & BACHMANN, M. 1991b: Operational detection of fog in the Alpine region by means of Advanced Very High Resolution Radiometer (AVHRR) imagery of NOAA satellites. *Proceedings of the 5th AVHRR Data Users' Meeting, 25th June - 28th June 1991, Tromsø, Norway: 307-312.*
- BENDIX, J. & BACHMANN, M. 1993: Climatology of fog layers in the Alpine region - A study based on AVHRR data. *Proceedings of the 6th AVHRR Data Users' Meeting, 29th June - 2nd July 1993, Belgirate, Italy: 237-243.*

- BENDIX, J. 1993a: Nebelbildung, -verteilung und -dynamik in der Poebene - Eine Bearbeitung digitaler Wettersatellitenbilder unter besonderer Berücksichtigung anwendungsorientierter Aspekte. In: BACHMANN, M. & BENDIX, J. 1993: Nebel im Alpenraum. Bonner Geogr. Abh. 86: 187 - 301. Bonn.
- BENDIX, J. 1993b: Formelanhang. In: LAUER, W. 1993. Klimatologie: 245-260. Braunschweig.
- BENDIX, J. 1995a: A case study on the determination of fog optical depth and liquid water path using AVHRR data and relations to fog liquid water content and horizontal visibility. *Int. J. Remote Sensing* 16: 515-530.
- BENDIX, J. 1995b: Determination of fog horizontal visibility by means of NOAA-AVHRR. *IEEE Proceedings IGARSS'95 (Florenz)*: 1847-1849.
- BENDIX, J. 1995c: Ground fog or low level stratus: Decision making using NOAA-AVHRR data? *Proceedings of the 1995 Meteorological Satellite Data Users' Conference, Winchester UK (4th - 8th September)*: 385-392.
- BERNHARD, K. & HELBIG, A. 1982: Zur Klimatologie niedertroposphärischer Inversionen über dem Gebiet der DDR. *Abh. Meteorol. Dienst DDR Nr. 128*: 115-128.
- BLEEK, U. 1980: Wolkenhöhenmesser IWO mit Fernregistrierung und als Geber für die AFMS. *Abh. Meteorol. Dienst DDR Nr. 125*: 29-30.
- BORN, M. & WOLF, E. 1964: *Principles of Optics. Electromagnetic theory of propagation, interference and diffraction of light.* New York.
- BROCKS, K. 1949: Die Höhenabhängigkeit der Lufttemperatur in der nächtlichen Inversion. *Meteorol. Rdsch.* 5/6: 159-167.
- CAUGHEY, S.J., DARE, W.M. & CREASE, B.A. 1978: Acoustic sounding of radiation fog. *Meteorol. Magazine* 107: 103-113.
- CHOUARTON, T.W., FULLARTON, G., LATHAM, J., MILL, C.S., SMITH, M. & STROMBERG, I.M. 1981: A field study of radiation fog in Meppen, West Germany. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society* 107: 381-394.
- CHÝLEK, P. 1978: Extinction and Liquid Water Content of fog and clouds. *J. Atm. Scien.* 35: 296-300.
- COAKLEY, J.A. JR. & CHÝLEK, P. 1975: The two-stream approximation in radiative transfer: including the angle of the incident radiation. *J. Atm. Scien.* 32: 409-418.
- DAMMANN, W. 1960: Die Windverhältnisse im Rhein-Main-Gebiet, eine Studie zur dynamischen Klimatologie der Mittelgebirge. *Erdkunde* 14: 10-29.
- DANILOV, S.D., GUR'YANOV, A.E., KALLISTRATOVA, M.A., PETENKO, I.V., SINGAL, S.P., PAHWA, D.R. & GERA, B.S. 1994: Simple method of calibration of conventional sodar antenna systems. *Int. J. Remote Sensing* 15: 307-312.
- DAUBERT, K. 1962: Ein Beitrag zur Kenntnis der Bodeninversion. *Meteorol. Rdsch.* 15: 121-130.
- DEDIEU, G., DESCHAMPS, P.Y & KERR, Y.H., 1987: Satellite estimation of solar irradiance at the surface of the earth and of surface albedo using a physical model applied to Meteosat data. *J. Clim. Appl. Meteorol.* 26: 79-87.
- DEFANT, F. 1951: Local winds. In: MALONE, T. (Ed.): *Compendium of Meteorology*: 655-672. American Meteorological Society.

- DICKSON, D.R., VERN HALES, J. 1963: Computation of visual range in fog and low clouds. *J. Appl. Meteorol.* 2: 281-285.
- DIEM, M. 1971: Windschichtung und Temperaturgradient in den untersten Atmosphärenschichten der Rheinebene. *Meteorol. Rdsch.* 24: 11-19.
- DOHRN, R., RASCHKE, E., BUJNOCH, A. & WARMBIER, G. 1981: SODAR-Messungen von Inversionen über dem Rheintal (Köln und Umgebung). *Mitt. Inst. Geoph. u. Meteorol. Univ. Köln*, Heft 32.
- DOHRN, R., RASCHKE, E., BUJNOCH, A. & WARMBIER, G. 1982: Inversion structure heights above the city of Cologne (Germany) and a rural station nearby as measured with two sodars. *Meteorol. Rdsch.* 35: 133-144.
- DUBINSKY, R.H., CARSWELL, A.I. & PAL, S.R. 1985: Determination of cloud microphysical properties by laser backscattering and extinction measurements. *Applied Optics* 24: 1614-1622.
- DÜTSCH, H.U. 1985: Large-scale domination of a regional circulation during winter-time anticyclonic conditions. Results of the field program of the CLIMOD project. *Meteorol. Rdsch.* 38: 65-75.
- DWD (=DEUTSCHER WETTERDIENST) 1950: Klima-Atlas von Hessen. Bad Kissingen.
- DWD 1957: Klima-Atlas von Rheinland-Pfalz. Bad Kissingen.
- DWD 1960: Klima-Atlas von Nordrhein-Westfalen. Offenbach a. Main.
- DWD 1965: Anleitung für die Beobachter an den Klimahauptstationen des Deutschen Wetterdienstes. Offenbach a. Main.
- DWD 1983: Amtliches meteorologisches Gutachten für den Standort des geplanten Müll-Heizkraftwerks Bonn-Nord. DWD Wetteramt Essen.
- DWD 1989: Regionale Flugklimatologie für die Allgemeine Luftfahrt (RFK/AL) in der Bundesrepublik Deutschland. Offenbach a. Main.
- DYBBROE, A. 1993: Automatic detection of fog at night using AVHRR data. Proceedings of the 6th AVHRR Data Users' Meeting, 29th June - 2nd July 1993, Belgrate, Italy: 245-252.
- EGGER, J. 1985: Die Berliner Nebelwelle. *Meteorol. Rdsch.* 38: 103-107.
- ETLING, D. 1981: Meso-Scale Modells. *Promet* 1 '81: 2-26.
- EVERS, K. 1988: Zur Abschätzung von atmosphärischen Stabilitätsgraden aus Vertikal-SODAR-Informationen und Strahlungsparametern. *Z. Meteorol.* 38: 353-356.
- EVERS, K., NEISSER, J. & WEIB, E. 1987: Acoustic sounding of the urban boundary layer over Berlin-Adlershof in summer. *Z. Meteorol.* 37: 241-252.
- FAUST, R. 1972: Die Klimaverhältnisse im Großraum Bonn. DWD Wetteramt Essen.
- FEIGELSON, E.M. 1984: Radiation in a cloudy atmosphere. Dordrecht, Boston, Lancaster.
- FELDMANN, G. 1965: Bodeninversionen über München-Riem, ihre Häufigkeit und Entwicklung im Tagesgang. *Meteorol. Rdsch.* 18: 3-14.
- FETT, W. 1974: Ein Index für das Stagnieren der bodennahen Luft. Beilage zur Berliner Wetterkarte, 41/74, SO 8/74.
- FINDLATER, J. 1985: Field investigations of radiation fog formation at out stations. *Meteorol. Magazine* 114: 187-201.

- FOKEN, TH. 1988: Stabilitätsabhängigkeit der Wärmestrombestimmung aus SODAR-Messungen. *Z. Meteorol.* 38: 348-352.
- FOKEN, TH., HARTMANN, K.-H., KEDER, J., KÜCHLER, W., NEISSER, J. & VOGT, F. 1987: Possibilities of an optimal encoding of SODAR Information. *Z. Meteorol.* 35: 348-354.
- FRANKE, J. & TETZLAFF, G. 1987: Zum Auftreten interner Schwerewellen im Kaltluftabfluß. *Meteorol. Rdsch.* 40: 118-126.
- FRÜNGEL, F. 1989: Bodengebundene Messung von Wolken, Nebel und Sichtweite. *Die Geowissenschaften* 7: 343-350.
- FURGER, M., WANNER, H., ENGEL, J. TROXLER, F.X. & VALSANGIACOMO, A. 1989: Zur Durchlüftung der Täler und Vorlandsenken der Schweiz. Resultate des Nationalen Forschungsprogrammes 14. *Geogr. Bernensia* P20. Bern.
- FUZZI, S., FACCHINI, M.C., ORSI, G., LIND J.A., WOBROCK, W., KESSEL, M., MASER, R., JAESCHKE, W., ENDERLE, K.H., ARENDS, B.G., BERNER, I., SOLLY, I., KRUISZ, C., REISCHEL, G., PAHL, S., OGREN, J.A., NOONE, K.J., HALLBERG, A., FIERLINGER-OBERLINNINGER, H., PUXBAUM, H., MARZORATI, A., HANSSON, H.-C., WIENDENSOHLER, A., SVENNINGSSON, I.B., MARTINSSON, B.G., SCHELL, D. & GEORGII, H.W. 1992: The Po Valley fog experiment 1989. An overview. *Tellus* 44B: 448-468.
- GEIGER, R. 1961: Das Klima der bodennahen Luftschichten. Braunschweig.
- GERTH, W.-P. 1983: Zur Nebelhäufigkeit in der Bundesrepublik Deutschland. *Meteorol. Rdsch.* 36: 249-252.
- GIEBEL, J. 1981: Verhalten und Eigenschaften von atmosphärischen Sperrschichten. LIS-Berichte Nr. 12. Essen.
- GIEBEL, J. 1983: Untersuchungen über Zusammenhänge zwischen Sperrschichthöhen und Immissionsbelastung. LIS-Berichte Nr. 29. Essen.
- GROBER, K.W. 1973: Die Windverhältnisse am Flughafen Köln/Bonn und die Möglichkeiten einer Prognose. *Meteorol. Rdsch.* 26: 152-156.
- GRONAK, M. & KALAB, D. 1986: Ein Vertikal-SODAR zur indirekten akustischen Sondierung der planetarischen Grenzschicht. *Z. Meteorol.* 36: 225-228.
- GRONAK, M., KALAB, D. & ZORN, A. 1989: Vertikalsodar ECHO-1. Abh. *Meteorol. Dienst DDR* Nr. 141: 47-48.
- GRONAK, M., LEHMANN, H.-R. & NEISSER, J. 1989: Zum Vertikal-SODAR-ECHO-1. *Z. Meteorol.* 39: 68-75.
- GROB, G. 1985: Numerische Simulation nächtlicher Kaltluftabflüsse und Tiefsttemperaturen in einem Moselseitental. *Meteorol. Rdsch.* 38: 161-171.
- GÜLS, I. & BENDIX, J. 1996: Fog detection and fog mapping using low cost Meteosat-WEFAX transmission. *Meteorol. Appl.* 3: 179-187.
- GUSS, H. 1970: Die flugklimatischen Verhältnisse an internationalen Verkehrsflughäfen. *Berichte des DWD* Nr. 116. Offenbach a. Main.
- GUTMAN, G. 1988: A simple method for estimating monthly mean albedo of land surfaces from AVHRR data. *J. Appl. Meteorol.* 27: 973-988.
- GUTSCHE, A. 1980: Grundlagen und Bearbeitung der Aeroklimatologie. *Promet* 10/3: 18-23.

- GUTSCHE, A. 1983: Die Andauer von Inversionen an den aerologischen Stationen der Bundesrepublik Deutschland. Ann. d. Meteorol. N.F. Nr. 20: 79-81.
- GUTSCHE, A. & LEFEBVRE, CH. 1981: Statistik der „maximalen“ Mischungsschicht-
höhe nach Radiosondenmessungen an den aerologischen Stationen des Deut-
schen Wetterdienstes im Zeitraum 1957-1973. Berichte des DWD Nr. 154. Of-
fenbach a. Main.
- GUTTENBERG, J. 1991: Ein Beitrag zur Klimatologie Ostbayerns. Aerologische Son-
dierungen in der mittleren Oberpfalz. Berichte des DWD Nr. 182. Offenbach a.
Main.
- HÄCKEL, H. 1985: Meteorologie. UTB, Stuttgart.
- HALL, F.F. & WESCOTT, J.W. 1974: Acoustic antennas for atmospheric echo sound-
ing. J. Acoust. Soc. Am. 56: 1376-1382.
- HARRIS, C.M. 1966: Absorption of sound in air versus humidity and temperature. J.
Acoust. Soc. Am. 40: 148-159.
- HAUF, T. & WITTE, N. 1985: Fallstudie eines nächtlichen Windsystems. Meteorol.
Rdsch. 38: 33-42.
- HAUGEN, D.A. & KAIMAL, J.C. 1978: Measuring temperature structure parameter
profiles with an acoustic sounder. J. Appl. Meteorol. 17: 895-899.
- HAVLIK, D. 1970: Inversionswetterlagen im südlichen Oberrheingebiet. Meteorol.
Rdsch. 23: 129-134.
- HEEB, M. 1989: Die Analyse von Strömungen im Nebel mit Satellitendaten. Disser-
tation Geogr. Inst. Universität Bern.
- HEINZ, I. 1985: Volkswirtschaftliche Kosten durch Materialschäden infolge von SO₂-
und NO_x- Immissionen. Luftverunreinigung 1985: 6-11.
- HELBIG, A. 1987: Beiträge zur Meteorologie der Stadtatmosphäre. Abh. Meteorol.
Dienst DDR Nr. 137. Berlin Ost.
- HERATH, F. 1949: Inversionsstudie auf Grund der Lindenberger Fesselaufstiege mit
besonderer Berücksichtigung der Ultrakurzwellenausbreitung. Berichte des
DWD Nr. 9. Bad Kissingen.
- HESS, P. & BREZOWSKY, H. 1977: Katalog der Großwetterlagen Europas. Berichte des
DWD, Nr.113. Offenbach a. Main.
- HHI (= HEINRICH-HERTZ-INSTITUT FÜR ATMOSPHERENFORSCHUNG UND GEOMAGNE-
TISMUS DER AKADEMIE DER WISSENSCHAFTEN DER DDR) o.J.: Gerätebeschreibung
Vertikal-SODAR Echo-1. Berlin-Ost.
- HUNT, G.E. 1973: Radiative properties of terrestrial clouds at visible and infra-red
thermal window wavelength. Quarterly Journal of the Royal Meteorological
Society 99: 346-369.
- IA-MD (= INSTRUMENTENAMT METEOROL. DIENST DDR) o.J.: Technische Beschreibung
und Betriebsanleitung des bodengebundenen Lichtimpulsmeßgerätes zur Be-
stimmung der Höhe der Wolkenuntergrenze IWO-1M. Potsdam
- KALB, M. & SCHIRMER, H. 1992: Mittlere Nebelhäufigkeit und Nebelstruktur. Das
Klima der Bundesrepublik Deutschland, Lieferung 4. Offenbach a. Main.

- KALLISTRATOVA, M.A., LEHMANN, H.-R., NEISSER, J., PETENKO, I.V. & ZORN, A. 1986: Erste Ergebnisse von Messungen mit einem Vertikal-SODAR. *Z. Meteorol.* 36: 229-237.
- KAPS, E. 1955: Zur Frage der Durchlüftung von Tälern im Mittelgebirge. *Meteorol. Rdsch.* 8: 61-65.
- KASTEN, F. 1969: Visibility forecast in the phase of pre-condensation. *Tellus* 21: 631-635.
- KAUFMANN, Y.J. & HOLBEN, B.N. 1993: Calibration of the AVHRR visible and near-IR bands by atmospheric scattering, ocean glint and desert reflection. *Int. J. Remote Sensing* 14: 21-52.
- KLAUS, D. 1988: Aspekte des Bonner Stadtklimas. *Arb. Rhein. Landeskunde H.* 58: 63-84.
- KLEIS, M. 1963: Inversionen in der unteren Troposphäre im Raum Karlsruhe-Stuttgart. *Berichte des DWD Nr. 90.* Offenbach a. Main.
- KLÖPPEL, M. 1980: Abbau nächtlicher Bodeninversionen durch konvektive Prozesse. *Meteorol. Rdsch.* 33: 84-90.
- KONDRATIEV, K.YA. 1969: *Radiation in the Atmosphere.* New York.
- KOSCHMIEDER, H. 1924: Theorie der horizontalen Sichtweite. *Beiträge zur Physik der freien Atmosphäre* 12: 33-55 & 171-181.
- KRAUS, H. 1958: Untersuchungen über den nächtlichen Energietransport und Energiehaushalt in der bodennahen Luftschicht bei der Bildung von Strahlungsnebel. *Berichte des DWD Nr. 48.* Offenbach a. Main.
- KRAUS, H. & EBEL, U. 1989: Atmospheric boundary layer characteristics in severe smog episodes. *Meteorol. Atmos. Phys.* 40: 211-224.
- KRIEBEL, K.T. 1989: Cloud liquid water path derived from AVHRR data using APOLLO. *Int. J. Remote Sensing* 10: 723-729.
- KÜCHLER, W., ECKNER, H., FOKEN, TH., HARTMANN, K.H., NEISSER, J., SCHIRRMESTER, R. & VOGT, F. 1986: Interpretation und Verschlüsselung von Vertikal-Sodargrammen. *Wahnsdorf.*
- KÜLSKE, S. 1982: Hohe lokale Schadstoffbelastungen im Ruhrgebiet im Januar 1982. *LIS-Berichte Nr. 24.* Essen.
- KÜLSKE, S., GIEBEL, J., PFEFFER, H.-U. & BEIER, R. 1985: Analyse zur Smoglage vom 16. bis 21. Januar im Rhein-Ruhr-Gebiet. *LIS-Berichte Nr. 55.* Essen.
- KUTTLER, W. 1979: Einflußgrößen gesundheitsgefährdender Wetterlagen und deren bioklimatische Auswirkungen auf potentielle Erholungsgebiete. *Bochumer Geogr. Arb. H.* 36. Paderborn.
- KUTTLER, W. 1985: Neuere Arbeiten zur angewandten Klimageographie in der BRD. *Ber. z. Deutsch. Landeskunde* 59: 59-84.
- KUTTLER, W. 1988a: Lufthygienische und stadtklimatologische Aspekte des Rhein-Ruhr-Raumes. *Geogr. Rdsch.* 40: 56-62.
- KUTTLER, W. 1988b: Spatial and temporal structures of the urban climate - a survey. In: GREFFEN, K. & LÖBEL, J. (Eds.): *Environmental Meteorology: 305-333.* Luwer Acad. Pub.

- KUTTLER, W. 1988c: Zur Ausfilterung atmosphärischer Spurenstoffe durch Waldökosysteme. Tagungs- u. Wiss. Abhdl. 46. Deutscher Geographentag München, 12.-16.10. 1987: 453-460.
- LAMP, R. 1970a: Zur Häufigkeit geringer Sichtweiten und Wolkenhöhen an deutschen Verkehrsflughäfen. Meteorol. Rdsch. 23: 102-104.
- LAMP, R. 1970b: Zur Wiederholung von Nebellagen. Meteorol. Rdsch. 23: 141-144.
- LAURITSON, L., NELSON, G.J. & PORTO, F.W. 1988: Data Extraction and calibration of Tiros-N/NOAA Radiometers. NOAA Technical Memorandum NESS 107 - Rev. 1. Washington D.C.
- LEHMANN, P. 1950: Die Hochdrucklagen als Singularitäten im Witterungsablauf von Mitteleuropa. Z. Meteorol. 4: 21-31.
- LEHMANN, P. 1952: Abkühlung und Erwärmung im nächtlichen Kaltluftfluß. Berichte des DWD Nr. 38: 113-116.
- LIEBETRUTH, S. 1982: Ein statistisches Verfahren zur Vorhersage von Strahlungsnebel am Rhein-Main-Flughafen. Meteorol. Rdsch. 35: 158-162.
- LINKE, F. & BAUR, F. 1970: Meteorologisches Taschenbuch, neue Ausgabe Band II. Leipzig.
- LOVETT, G.M. 1984: Rates and mechanisms of cloud water deposition to a subalpine balsam fir forest. *Atm. Environ.* 18: 361-371.
- MAGS (=MINISTERIUM FÜR ARBEIT, GESUNDHEIT UND SOZIALES NRW) 1980: Luftreinhalteplan Ruhrgebiet Mitte. Düsseldorf.
- MALSCH, W., BARTSCH, J. & KILLERMANN, E. 1950: Beobachtung von stehenden Wellen (Föhn!) im Rheintal. Meteorol. Rdsch. 3: 134-135.
- MASON, J. 1982: The physics of radiation fog. *J. Meteorol. Soc. Japan* 60: 486-498.
- MAYER, H. 1972: Inversionen in der bodennahen Atmosphäre über Karlsruhe. Meteorol. Rdsch. 25: 153-161.
- MCCLATCHEY, R.A., FENN, R.W., SELBY, J.E.A., VOLZ, F.E. & GARING, J.S. 1971: Optical properties of the atmosphere, AFCRL-TR-71-0279. Research papers, No. 354. Bedford, Mass.
- MÖLLER, F. 1964: Einige Überlegungen zur Frage des abgehobenen Temperaturminimums bei Nacht. Meteorol. Rdsch. 17: 86-89.
- MORGAN, J. 1993: EUMETSAT programs and plans. Proceedings of the 6th AVHRR Data Users' Meeting, 29th June - 2nd July 1993, Belgirate, Italy: 419-429.
- MURL (=MINISTER FÜR UMWELT, RAUMORDNUNG UND LANDWIRTSCHAFT NRW) 1989: Klima-Atlas von Nordrhein-Westfalen. Düsseldorf.
- MURL 1992: Luftreinhalteplan Rheinschiene Süd und Bonn. Düsseldorf.
- NATER, W. 1978: Untersuchungen zur internen Grenzschicht bei Föhn- und Inversionslagen mittels eines akustischen Echo-Sounders. Arb. Zentralanst. Meteorol. u. Geodyn. Wien, H. 31/3: 1-6.
- OLIVER, D.A., LEWELLEN, W.S. & WILLIAMSON, G.G. 1978: The interaction between turbulent and radiative transport in the development of fog and low-level stratus. *J. Atm. Scien.* 35: 301-316.
- OKE, T.R. 1987: Boundary layer climates. London & New York.

- OTTE, U., JUNG, M. & JENDRITZKY, G. 1990: Amtliches Gutachten über das Stadtklima von Bonn. DWD Wetteramt Essen.
- OTTERSTEN, H., HURTIG, M., STILKE, G., BRÜMMER, B. & PETERS, G. 1974: Shipborn Sodar measurements during Jonswap 2. *J. Geophys. Res.* 79: 5573-5584.
- PETKOVŠEK, Z. 1971: Auflösung der Strahlungsnebel in alpinen Talbecken. *Ann. d. Meteorol. N.F.* 5: 71-74.
- PETKOVŠEK, Z. 1972: Dissipation of the upper layer of all-day radiation fog in basins. *Proc. XII Int. Tag. f. Alp. Meteorol.*, Sarajevo 11-16. IX. 1972: 71-74.
- PETKOVŠEK, Z. 1980: Die Dynamik der oberen Grenze der Kaltluftseen in Talbecken. *Abh. Meteorol. Dienst DDR* 124: 63-65.
- PETKOVŠEK, Z. 1983: Reduction of insolation by fog in basins. *Zeszyty nauk univ. Jagielon, Krakow, Prace geogr.* 57: 313-320.
- PETKOVŠEK, Z. 1985: Die Beendigung von Luftverunreinigungsperioden in Talbecken. *Z. Meteorol.* 35: 370-372.
- PETKOVŠEK, Z. & VRHOVEC, H. 1994: Note on influences of inclined fog lakes on the air pollution in them and on the irradiance above them. *Meteorol. Z. N.F.* 3: 227-232.
- PILIĆ, R.J., MACK, E.J., KOCMOND, W.C., ROGERS, C.W. & EADIE, W.J. 1975: The life cycle of valley fog. Part I: Micrometeorological characteristics. *J. Appl. Meteorol.* 14: 347-363.
- PINNICK, R.G., HOIJELLE, D.L., FERNANDEZ, G., STENMARK, E.B., LINDBERG, J.D., JENNINGS, S.G. & HOIDALE, G.B. 1978: Vertical structure in atmospheric fog and haze and its effect on IR and visible extinction. *J. Atm. Scien.* 35: 2020-2032.
- PINNICK, R.G., JENNINGS, S.G., CHÝLE, P. & AUVERMANN, H.J. 1979: Verification of a linear relation between IR extinction, absorption and liquid water content of fogs. *J. Atm. Scien.* 36: 1577-1586.
- PRESS, W.H., TEUKOLSKY, S.A., VETTERLING, W.T. & FLANNERY, B.P. 1992: Numerical recipes. Cambridge.
- QUENZEL, H., KÖPKE, P. & KRIEBEL, K.T. 1983: Fernerkundungsmethoden (Übersicht). *Promet* 3-4: 9-13.
- RAO, C.R.N. 1987: Pre-Launch calibration of channel 1 and 2 of Advanced Very High Resolution Radiometer. NOAA Tech. Report NESDIS 36.
- REIDAT, R. 1956: Dunsthäufigkeit und Windrichtung am Niederrhein. *Meteorol. Rdsch.* 9: 139-141.
- REUDENBACH, CH. 1996: Ein einfaches Modell zur räumlichen Vorhersage der Nebelauflösung unter Verwendung von Boden- und Fernerkundungsdaten. Diplomarbeit, Geogr. Inst. Univ. Bonn, unveröffentlicht.
- REUTER, U. & BAUMÜLLER, J. 1982: Vertikale Schwefeldioxid-Verteilung über einer Großstadt. *Staub-Reinhal. Luft* 42: 369-372.
- REKLIP (= TRINATIONALE ARBEITSGEMEINSCHAFT REGIO-KLIMA-PROJEKT REKLIP) (Hrsg.) 1995: Klimaatlas Oberrhein-Mitte-Süd. Textband. Zürich, Offenbach & Strasbourg.
- ROLOFS, F. 1977: Amtliches Klimagutachten für den Entwicklungsbereich Bonn Hardberg, Brüser Berg. DWD Wetteramt Essen.

- ROTH, R., KOTTMEIER, CH. & LEGE, D. 1979: Die lokale Feinstruktur eines Grenzschichtstrahlstroms. Meteorol. Rdsch. 32: 65-72.
- ROTH, R. 1987: Regionale Windsysteme über der norddeutschen Tiefebene. Promet 3/4: 28-35.
- RUSSEL, P.B. & UTHE, E.E. 1978: Regional patterns of mixing depth and stability: Sodar network measurements for input to air quality models. Bull. Am. Meteorol. Soc. 59: 1275-1287.
- SACHWEH, M. 1992: Klimatologie winterlicher autochthoner Witterung im nördlichen Alpenvorland. Münchener Geogr. Abh., A45. München.
- SACHWEH, M. & KOEPKE, P. 1995: Radiation fog and urban climate. Geoph. Res. Letters 22: 1073-1076.
- SANDMEIER, S.R. 1995: A physically-based radiometric correction model. Remote Sensing Series Vol 26. Zürich.
- SAUNDERS, R.W. 1990: The determination of broad band albedo from AVHRR visible and near-infrared radiometers. Int. J. Remote Sensing 11: 49-67.
- SCHIRMER, H. 1970: Beitrag zur Methodik der Erfassung der regionalen Nebelstruktur. Abh. Geogr. Inst. FU Berlin 13: 135-146.
- SCHIRMER, H. 1974: Methodischer Beitrag zur Kartierung der Nebelverhältnisse in Gebirgsgebieten. Zbornik Meteoroloških i Hidroloških Radova 5: 277-281.
- SCHLIPKÖTER, H.-W., MANOJLOVIC, D. & DOLGNER, R. 1985: Gesundheitsschäden durch Schwefeldioxid und Stickoxide in industriellen Ballungsgebieten. Luftreinhalung 1985: 1-6.
- SCHLÜNZEN, K.H. 1994: Mesoscale modelling in complex terrain - an overview on the German nonhydrostatic models. Beitr. Phys. Atmosph. 67: 243-253.
- SCHNEIDER-CARIUS, K. 1953: Die Grundschicht der Troposphäre. Leipzig.
- SCHUBIGER, F., DE MORSIERE, G. & DAVIS, H.C. 1987: Numerical studies of mesoscale motion in a mixed layer over the northern Alpine foreland. Boundary-Layer Meteorol. 41: 109-121.
- SCHUBIGER, F. & DE MORSIERE, G. 1989: Ein mesoskaliges numerisches Modell für die atmosphärische Grenzschicht (Beschreibung des SHWAMEX-Modells). Arbeitsb. Schweiz. Meteorol. Anstalt No. 156. Zürich.
- SCHULZ, L. 1963: Die winterliche Hochdrucklage und ihre Auswirkung auf den Menschen. Berichte des DWD Nr. 88, Bd. 12.
- SCHULZE-NEUHOFF, H. 1975: Streulichtsonde und „Luv-Nebel“. Wetter und Leben 27: 252-253.
- SCHULZE-NEUHOFF, H. 1976: Nebelfeinanalyse mittels zusätzlicher 420 Klimastationen. Taktische Analyse 1:2 statt 1:5 Mill. Meteorol. Rdsch. 29: 75-84.
- SCHULZE-NEUHOFF, H. 1987: Hangaufwärtige „Nebelwellen“ nach Sonnenaufgang. Mitt. Dtsch. Meteorol. Ges. 3: 21-24.
- SCHREIBER, D. 1985: Das Klima der Bundesrepublik Deutschland. Ber. z. Deutsch. Landeskunde 59: 25-58.
- SEIFERT, G. 1963: Bemerkungen zur Inversionswetterlage Anfang Dezember 1962 in Westdeutschland. Meteorol. Rdsch. 16: 82-84.

- SINGH, S.M. 1992: Fast atmospheric correction algorithm. *Int. J. Remote Sensing* 13: 933-938.
- STEPHENS, G.L. 1978: Radiation profiles in extended water clouds. II: Parameterization schemes. *J. Atm. Sci.* 35: 2123-2132.
- STEPHENS, G.L., ACKERMAN, S. & SMITH, E.A. 1984: A shortwave parameterization revised to improve cloud absorption. *J. Atm. Sci.* 41: 687-690.
- STEBUNG, L. 1986: Derzeitiger Wissensstand zur Waldschadenssituation. *Luftverunreinigung*: 16-21.
- STEWART, D.A. & ESSENWANGER, O.M. 1982: A survey of fog and related optical propagation characteristics. *Rev. Geophys. Space Phys.* 20: 481-495.
- STILKE, G. 1974: Information über das Schallradar-Meßverfahren. *Meteorol. Rdsch.* 27: 148-150.
- STILKE, G., WAMSER, C. & PETERS, G. 1976: Untersuchungen über den Abbau einer Bodeninversion mit direkten und indirekten Meßverfahren. *Meteorol. Rdsch.* 29: 181-186.
- TANGERMANN-DLUGI, G. 1981: Modellrechnungen zur Schadstoffausbreitung in inhomogenem Gelände. *Promet* 2/3: 44-48.
- TANRÉ, D., DEROO, C., DUHAUT, P., HERMAN, M., MORCLETTE, J.J., PERBOS, J. & DESCHAMPS, P.Y. 1987: Simulation of the Satellite Signal in the solar Spectrum (5S). User's Guide. University of Lille.
- TANRÉ, D., DEROO, C., DUHAUT, P., HERMAN, M., MORCLETTE, J.J., PERBOS, J. & DESCHAMPS, P.Y. 1990: Description of a computer code to simulate the satellite signal in the solar spectrum: the 5S code. *Int. J. Remote Sensing* 11: 659-668.
- TARPLEY, J.D. 1993: Extraction of climate parameters from operational polar orbiting spacecraft. Proceedings of the 6th AVHRR Data Users' Meeting, Belgirate, Italy, 29th June to 2nd July 1993: 3-8.
- TAYLOR, V.R. & STOWE, L.L. 1984: Atlas of reflectance patterns for uniform earth and cloud surfaces. (NIMBUS-7 ERB-61 days). NOAA Technical Report NESDIS 10. Washington D.C.
- TEILLET, P.M. *et al.* 1990: Three methods for the absolute calibration of NOAA-AVHRR sensors in-flight. *Rem. Sens. Environ.* 31: 105-120.
- TURNER, J., ALLAM, R.J. & MAINE, D.R. 1986: A case study of the detection of fog at night using channels 3 and 4 on the Advanced Very High Resolution Radiometer (AVHRR). *Meteorol. Magazine* 115: 285-290.
- ULBRICHT-EISSING, M. & STILKE, G. 1986: Zur Ausbildung besonderer Strukturen der nächtlichen Grenzschicht im Gebirgsvorland - eine vergleichende Studie. *Meteorol. Rdsch.* 39: 256-266.
- UMWELTBUNDESAMT (Hrsg.) (1991): Waldschäden in der Bundesrepublik Deutschland 1991. -Alle Baumarten -. Berlin 1991.
- UNGEWITTER, G. 1984: Zur Vorhersage von Nebelbrüchen im Alpenvorland. *Meteorol. Rdsch.* 37: 138-145.
- URFER, A. 1956: Sur le changements du gradient verticale de température dans le brouillard de rayonnement. *Geofis. Pura e Applic.* 34: 231-245.

- VANBAUCE, C., BURIEZ, J.C., DUBUISSON, PH. & FOUQUART, Y. 1993: Determination of fog optical thickness over northern France using AVHRR imagery. *Annales Geophysicae* 11: 160-172.
- VDI (=VDI-KOMMISSION REINHALTUNG DER LUFT) 1988: Stadtklima und Luftreinhaltung. Berlin *et al.*
- VERHOEVEN, W., HERRMANN, R., EIDEN, R. & KLEMM, O. 1987: A comparison of the chemical composition of fog and rainwater collected in the Fichtelgebirge, Federal Republic of Germany, and from the South Island of New Zealand. *Theor. Appl. Climatol.* 38: 210-221.
- WANNER, H. 1979: Zur Bildung, Verteilung und Vorhersage winterlicher Nebel im Querschnitt Jura-Alpen. *Geographica Bernesia* G7. Bern.
- WANNER, H. & KUNZ, S. 1983: Klimatologie der Nebel- und Kaltluftkörper im Schweizerischen Alpenvorland mit Hilfe von Wettersatellitenbildern. *Arch. Meteorol. Geoph. Biokl. Ser. B* 33: 31-56.
- WANNER, H. & SCHÜPBACH, E. 1991: Luftschadstoffe und Lufthaushalt in der Schweiz. Bern.
- WARNECKE, G. 1991: Meteorologie und Umwelt. Berlin *et al.*
- WEBER, O. 1975: Nebel/Sichtweite. Beitrag zu einem Kommissionsbericht Französischer, Deutscher und Schweizer Straßenfachorgane, Arbeitsbericht der SMA 50. Zürich.
- WEIL, A. & LEHMANN, H.-R. 1990: Twenty years of acoustic sounding - a review and some applications. *Z. Meteorol.* 40: 241-250.
- WEINGÄRTNER, H. 1989: Untersuchung der räumlichen Korrelation von Sicht und Ceiling in Mitteleuropa. *Meteorol. Rdsch.* 41: 97-103.
- WEISCHET, W. 1955: Die Geländeklimate der Niederrheinischen Bucht und ihre Rahmenlandschaften. *Münchner Geogr. Hefte*, H. 8.
- WINIGER, M. 1982: Klimatische Aspekte des Kernkraftwerkbaus (Studie CLIMOD). *Geogr. Rdsch.* 34: 218-227.
- WINIGER, M. 1986: Der Luftmassenaustausch zwischen rand-alpinen Becken am Beispiel von Aare-, Rhein- und Saónetal - Eine Auswertung von Wettersatellitendaten. In: ENDLICHER, W. & GOBMAN, H. (Hrsg.): Fernerkundung und Raumanalyse: 43-61. Karlsruhe.
- WINIGER, M., BACHMANN, M. & BENDIX, J. 1992: Nebel, Lufthaushalt und Lufthygiene im Alpenraum. *Erdkunde* 46: 188-202.
- WIPPERMANN, F. 1980: Mesoscale-Modelle: Auswirkungen verschiedener Modellannahmen. *Ann. d. Meteorol. NF* 16: 210-212.
- WIPPERMANN, F. 1987: Die Kanalisierung von Luftströmungen in Tälern. *Promet* 3/4: 40-50.
- WIPPERMANN, F. 1987b: Die Feldexperimente im Klimaschwerpunkt der Deutschen Forschungsgemeinschaft- *Promet* 3/4: 54-58.
- WMO (=WORLD METEOROLOGICAL ORGANIZATION) 1986: Radiation commission of IAMAP Meeting of experts on aerosol and their climatic effect, WCP 55, Williamsburg, Virginia, U.S.A., 28-30 March 1983.

- WOBROCK, W., SCHELL, D., MASER, R., KESSEL, M., JAESCHKE, W., FUZZI, S., FACCHINI, M.C., ORSI, G., MARZORATI, A., WINKLER, P., ARENDS, B.G. & BENDIX, J. 1992: Meteorological characteristics of the Po Valley fog. *Tellus* 44B: 469-488.
- ZEWE, E. 1962: Der Einfluß von tiefliegenden Inversionen auf die SO₂-Konzentration im Lebensraum. *Meteorol. Rdsch.* 15: 102-104.
- ZIER, M. 1992: Über die Variabilität der Spurenstoffkonzentrationen im Nebelwasser im Verlauf einzelner Nebelereignisse auf dem Kamm des Erzgebirges. *Meteorol. Zeitschr. N.F.* 1: 221-228.

BONNER GEOGRAPHISCHE ABHANDLUNGEN (Fortsetzung)

- Heft 55: *Selke, W.*: Die Ausländerwanderung als Problem der Raumordnungspolitik in der Bundesrepublik Deutschland. 1977. 167 S. DM 28,--
- Heft 56: *Sander, H.-J.*: Sozialökonomische Klassifikation der kleinbäuerlichen Bevölkerung im Gebiet von Puebla-Tlaxcala (Mexiko). 1977. 169 S. DM 24,--
- Heft 57: *Wiek, K.*: Die städtischen Erholungsflächen. Eine Untersuchung ihrer gesellschaftlichen Bewertung und ihrer geographischen Standorteigenschaften - dargestellt an Beispielen aus Westeuropa und den USA. 1977. 216 S. DM 19,--
- Heft 58: *Frankenberg, P.*: Florengographische Untersuchungen im Raume der Sahara. Ein Beitrag zur pflanzengeographischen Differenzierung des nordafrikanischen Trockenraumes. 1978. 136 S. DM 48,--
- Heft 60: *Liebhold, E.*: Zentralörtlich-funktionalräumliche Strukturen im Siedlungsgefüge der Nordmeseta in Spanien. 1979. 202 S. DM 29,--
- Heft 61: *Leusmann, Ch.*: Strukturierung eines Verkehrsnetzes. Verkehrsgeographische Untersuchungen unter Verwendung graphentheoretischer Ansätze am Beispiel des süddeutschen Eisenbahnnetzes. 1979. 158 S. DM 32,--
- Heft 62: *Seibert, P.*: Die Vegetationskarte des Gebietes von El Bolsón, Provinz Río Negro, und ihre Anwendung in der Landnutzungsplanung. 1979. 96 S. DM 29,--
- Heft 63: *Richter, M.*: Geoökologische Untersuchungen in einem Tessiner Hochgebirgstal. Dargestellt am Val Vegomess im Hinblick auf planerische Maßnahmen. 1979. 209 S. DM 33,--
- Heft 65: *Böhm, H.*: Bodenmobilität und Bodenpreisgefüge in ihrer Bedeutung für die Siedlungsentwicklung. 1980. 261 S. DM 29,--
- Heft 66: *Lauer, W. u. P. Frankenberg*: Untersuchungen zur Humidität und Aridität von Afrika - Das Konzept einer potentiellen Landschaftsverdunstung. 1981. 127 S. DM 32,--
- Heft 67: *Höllermann, P.*: Blockgletscher als Mesoformen der Periglazialstufe - Studien aus europäischen und nordamerikanischen Hochgebirgen. 1983. 84 S. DM 26,--
- Heft 69: *Graafen, R.*: Die rechtlichen Grundlagen der Ressourcenpolitik in der Bundesrepublik Deutschland - Ein Beitrag zur Rechtsgeographie. 1984. 201 S. DM 28,--
- Heft 70: *Freiberg, H.-M.*: Vegetationskundliche Untersuchungen an südchilenischen Vulkanen. 1985. 170 S. DM 33,--
- Heft 71: *Yang, T.*: Die landwirtschaftliche Bodennutzung Taiwans. 1985. 178 S. DM 26,--
- Heft 72: *Gaskin-Reyes, C.E.*: Der informelle Wirtschaftssektor in seiner Bedeutung für die neuere Entwicklung in der nordperuanischen Regionalstadt Trujillo und ihrem Hinterland. 1986. 214 S. DM 29,--
- Heft 73: *Brückner, Ch.*: Untersuchungen zur Bodenerosion auf der Kanarischen Insel Hierro. 1987. 194 S. DM 32,--
- Heft 74: *Frankenberg, P. u. D. Klaus*: Studien zur Vegetationsdynamik Südosttunesiens. 1987. 110 S. DM 29,--
- Heft 75: *Siegburg, W.*: Großmaßstäbige Hangneigungs- und Hangformanalyse mittels statistischer Verfahren. Dargestellt am Beispiel der Dollendorfer Hardt (Siebengebirge). 1987. 243 S. DM 38,--
- Heft 77: *Anhuf, D.*: Klima und Ernteertrag - eine statistische Analyse an ausgewählten Beispielen nord- und südsaharischer Trockenräume - Senegal, Sudan, Tunesien. 1989. 177 S. DM 36,--
- Heft 78: *Rheker, J.R.*: Zur regionalen Entwicklung der Nahrungsmittelproduktion in Pernambuco (Nordostbrasilien). 1989. 177 S. DM 35,--
- Heft 79: *Völkel, J.*: Geomorphologische und pedologische Untersuchungen zum jungquartären Klimawandel in den Dünengebieten Ost-Nigers (Südsahara und Sahel). 1989. 258 S. DM 39,--
- Heft 80: *Bromberger, Ch.*: Habitat, Architecture and Rural Society in the Gilân Plain (Northern Iran). 1989. 104 S. DM 30,--
- Heft 81: *Krause, R.F.*: Stadtgeographische Untersuchungen in der Altstadt von Djidda / Saudi-Arabien. 1991. 76 S. DM 28,--

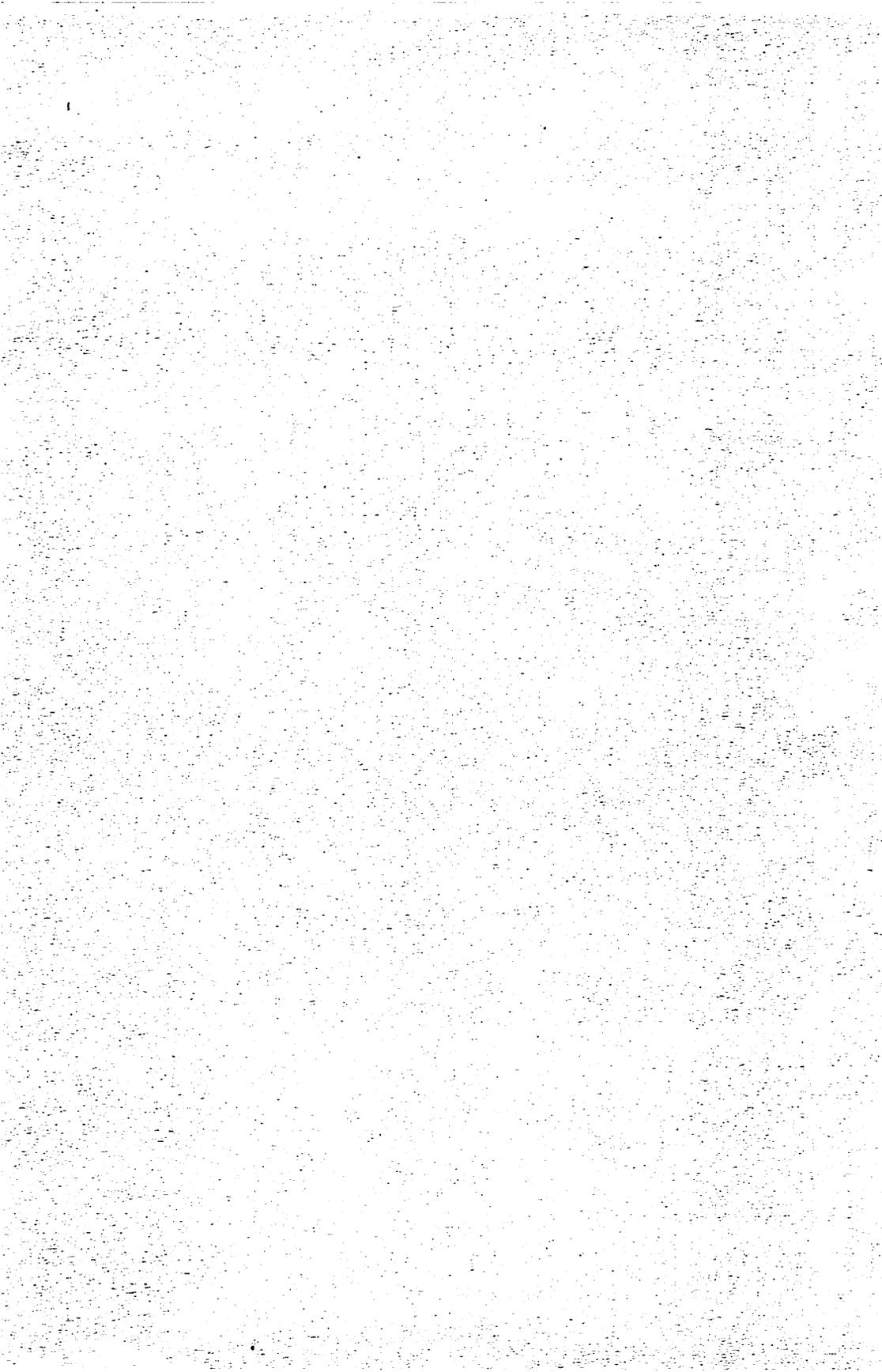
(Fortsetzung umseitig)

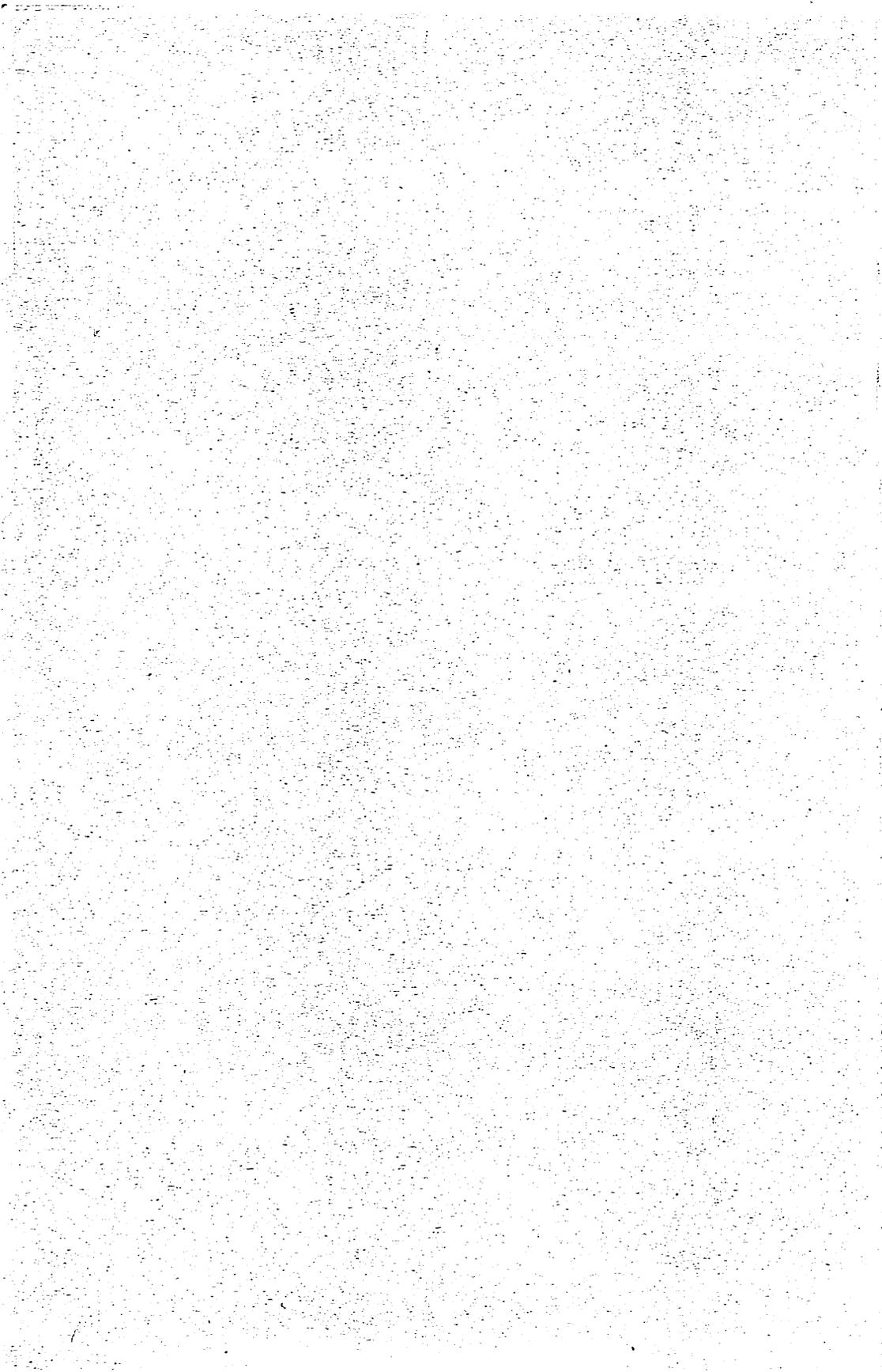
BONNER GEOGRAPHISCHE ABHANDLUNGEN (Fortsetzung)

- Heft 82: *Graafen, R.*: Die räumlichen Auswirkungen der Rechtsvorschriften zum Siedlungsweisen im Deutschen Reich unter besonderer Berücksichtigung von Preußen, in der Zeit der Weimarer Republik. 1991. 283 S. DM 64,--
- Heft 83: *Pfeiffer, L.*: Schwermineralanalysen an Dünensanden aus Trockengebieten mit Beispielen aus Südsahara, Sahel und Sudan sowie der Namib und der Taklamakan. 1991. 235 S. DM 42,--
- Heft 84: *Dittmann, A. and H.D. Laux (Hrsg.)*: German Geographical Research on North America - A Bibliography with Comments and Annotations. 1992. 398 S. DM 49,--
- Heft 85: *Grunert, J. u. P. Höllermann, (Hrsg.)*: Geomorphologie und Landschaftsökologie. 1992. 224 S. DM 29,--
- Heft 86: *Bachmann, M. u. J. Bendix*: Nebel im Alpenraum. Eine Untersuchung mit Hilfe digitaler Wettersatellitendaten. 1993. 301 S. DM 58,--
- Heft 87: *Schickhoff, U.*: Das Kaghan-Tal im Westhimalaya (Pakistan). 1993. 268 S. DM 54,--
- Heft 88: *Schulte, R.*: Substitut oder Komplement - die Wirkungsbeziehungen zwischen der Telekommunikationstechnik Videokonferenz und dem Luftverkehrsaufkommen deutscher Unternehmen. 1993. 177 S. DM 32,--
- Heft 89: *Lützel, R.*: Räumliche Unterschiede der Sterblichkeit in Japan - Sterblichkeit als Indikator regionaler Lebensbedingungen. 1994. 247 S. DM 42,--
- Heft 90: *Grafe, R.*: Ländliche Entwicklung in Ägypten. Strukturen, Probleme und Perspektiven einer agraren Gesellschaft, dargestellt am Beispiel von drei Dörfern im Fayyûm. 1994. 225 S. DM 46,--
- Heft 91: *Bonine, M.E., Ehlers, E., Krafft, Th. and G. Stöber (Hrsg.)* The Middle Eastern City and Islamic Urbanism. An Annotated Bibliography of Western Literature. 1994. 877 S. DM 68,--
- Heft 92: *Weiers, S.*: Zur Klimatologie des NW-Karakorum und angrenzender Gebiete. Statistische Analysen unter Einbeziehung von Wettersatellitenbildern und eines Geographischen Informationssystems (GIS). 1995. 216 S. DM 38,--
- Heft 93: *Braun, G.*: Vegetationsgeographische Untersuchungen im NW-Karakorum (Pakistan). 1996. 156 S. DM 54,--
- Heft 94: *Braun, B.*: Neue Cities australischer Metropolen. Die Entstehung multifunktionaler multifunktionaler Vorortzentren als Folge der Suburbanisierung. 1996. 316 S. DM 29,--
- Heft 95: *Krafft, Th. u. L. García-Castrillo Riesco (Hrsg.)*: Professionalisierung oder Ökonomisierung im Gesundheitswesen? Rettungsdienst im Umbruch. 1996. 220 S. DM 24,--
- Heft 96: *Kemper, F.-J.*: Wandel und Beharrung von regionalen Haushalts- und Familienstrukturen. Entwicklungsmuster in Deutschland im Zeitraum 1871-1978. 1997. 306 S. DM 34,--
- Heft 97: *Nüsser, M.*: Nanga Parbat (NW-Himalaya): Naturräumliche Ressourcenausstattung und humanökologische Gefügemuster der Landnutzung. 1998. 232 S. DM 42,--

In Kommission bei Ferd. Dummlers Verlag, Bonn

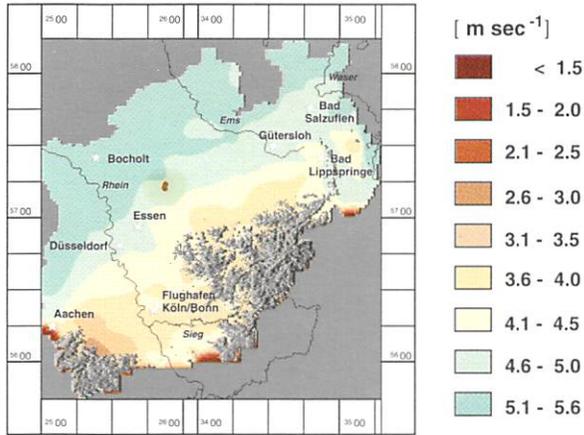
Nicht genannte Nummern sind vergriffen.





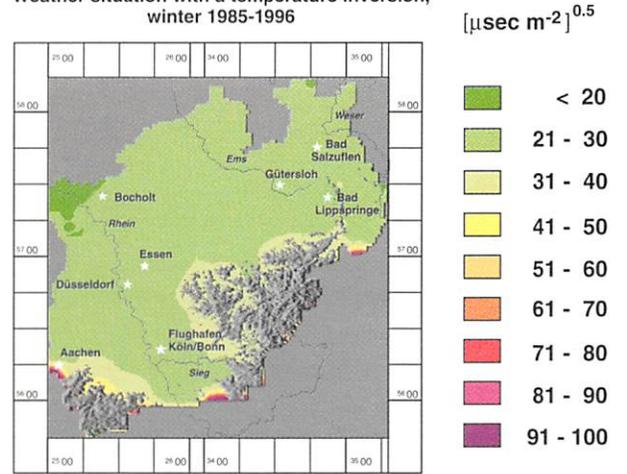
Average wind velocity (boundary layer)

Weather situation with a temperature inversion, winter 1985-1996

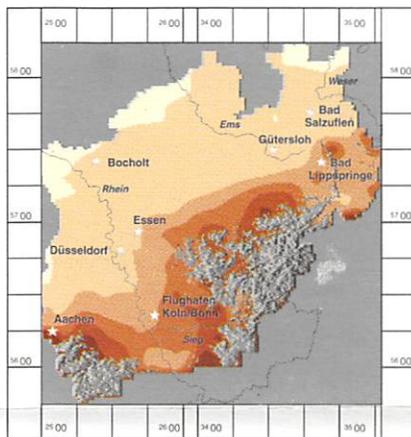


Average index of stagnation

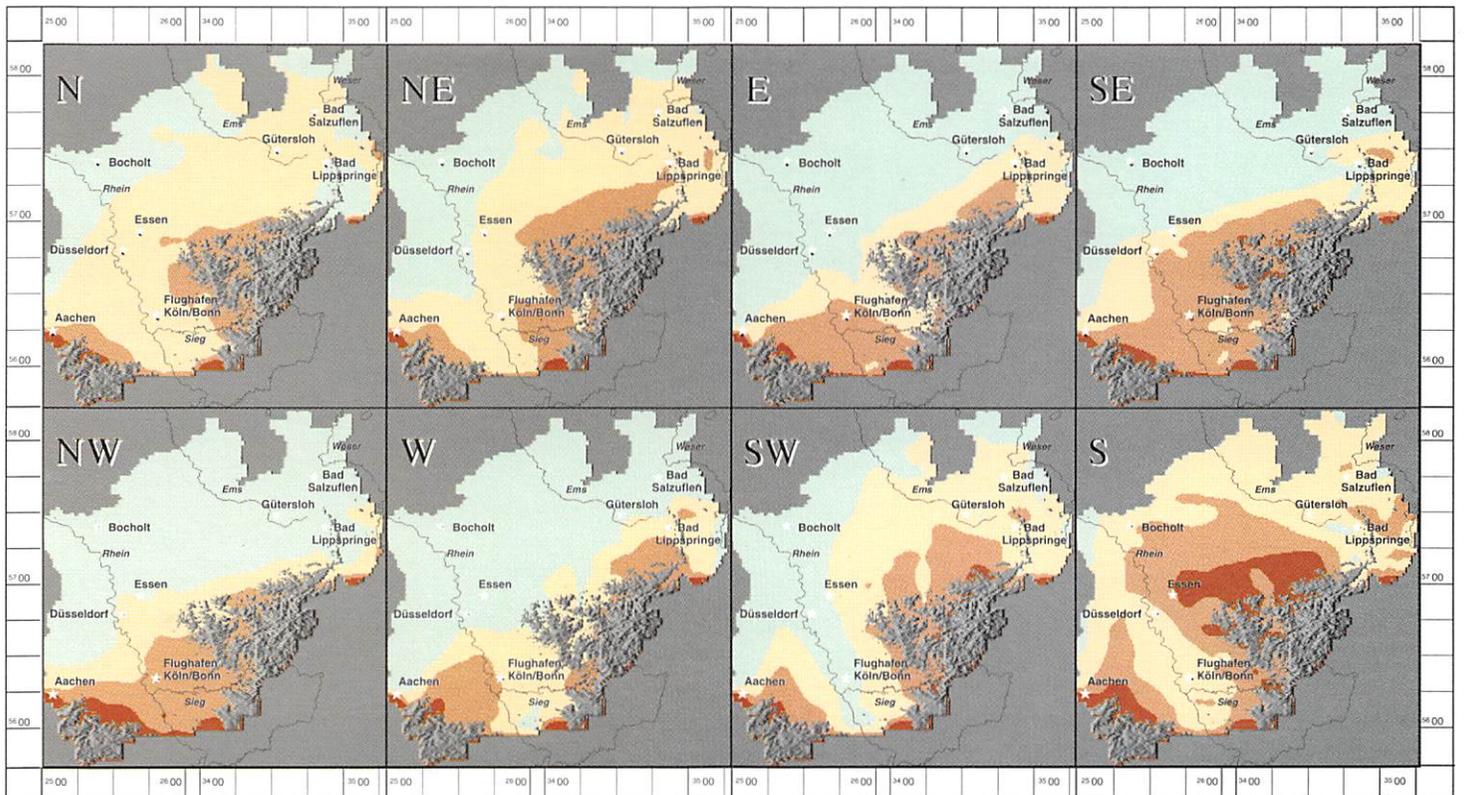
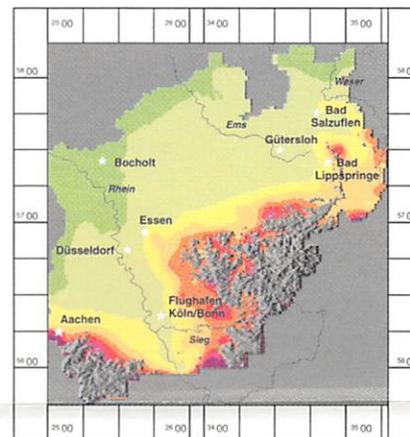
Weather situation with a temperature inversion, winter 1985-1996



Days with fog, winter 1993-1996



Days with fog, winter 1993-1996



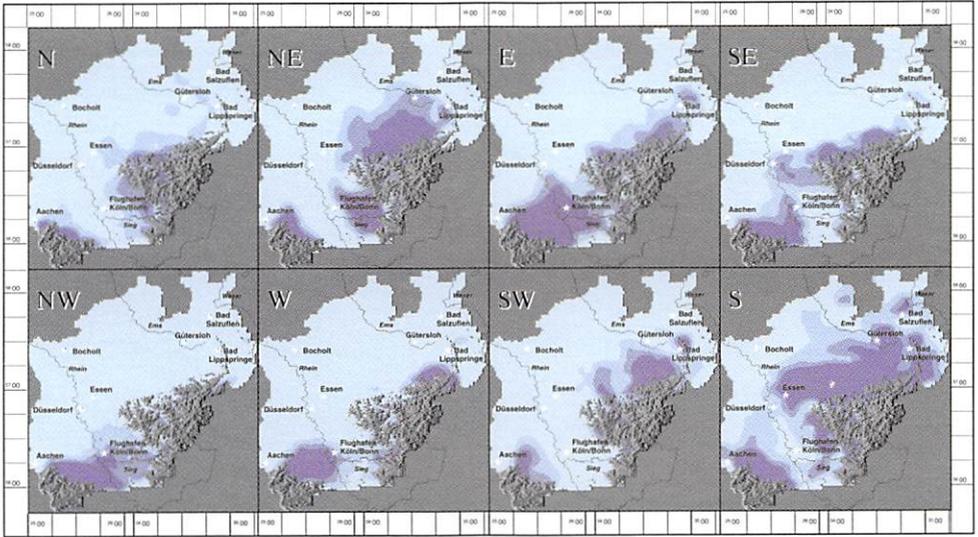
Average wind velocity (boundary layer)

depending on wind direction (850 hPa),

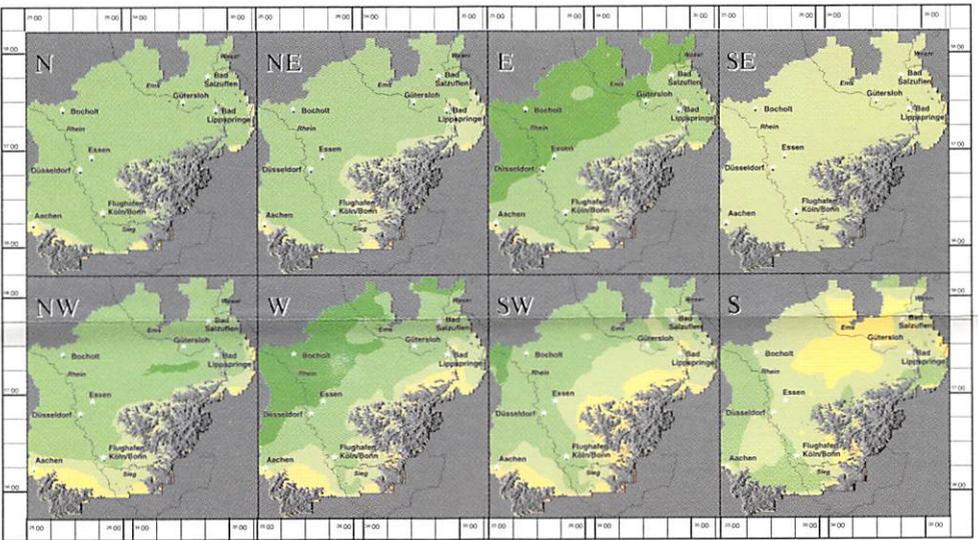
weather situations with a temperature inversion, winter 1985-1996

wind velocity [m sec⁻¹]

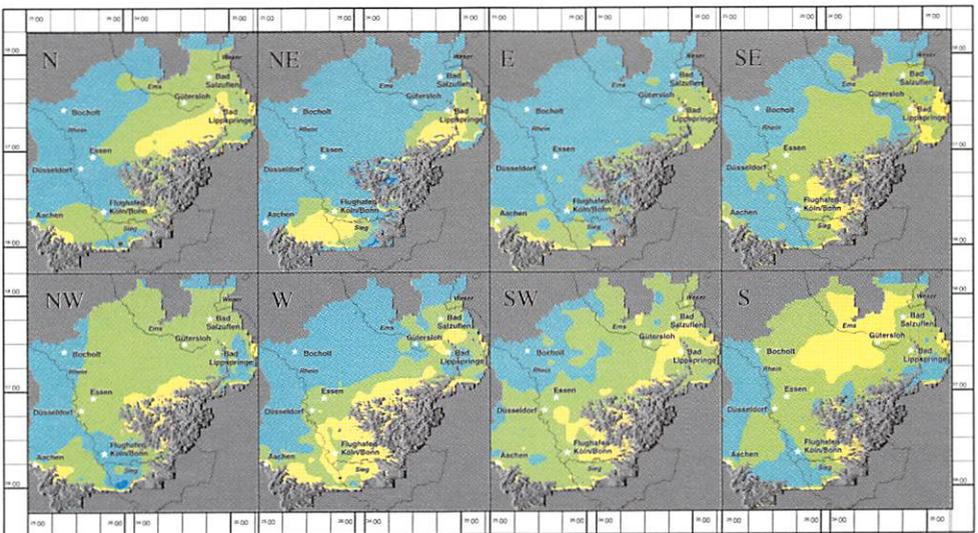
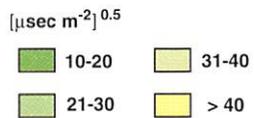
- < 2.5
- 2.5 - 3.5
- 3.5 - 4.5
- 4.5 - 5.5



Frequency of wind velocity $< 1.5 \text{ m sec}^{-1}$ (boundary layer) depending on wind direction (850 hPa), weather situations with a temperature inversion, winter 1985-1996



Average index of stagnation for selected wind directions (850 hPa) Days with temperature inversion, winter 1985-1996



Deviation of wind direction (boundary layer) from wind direction (850 hPa) depending on wind direction (850 hPa), weather situations with a temperature inversion, winter 1985-1996



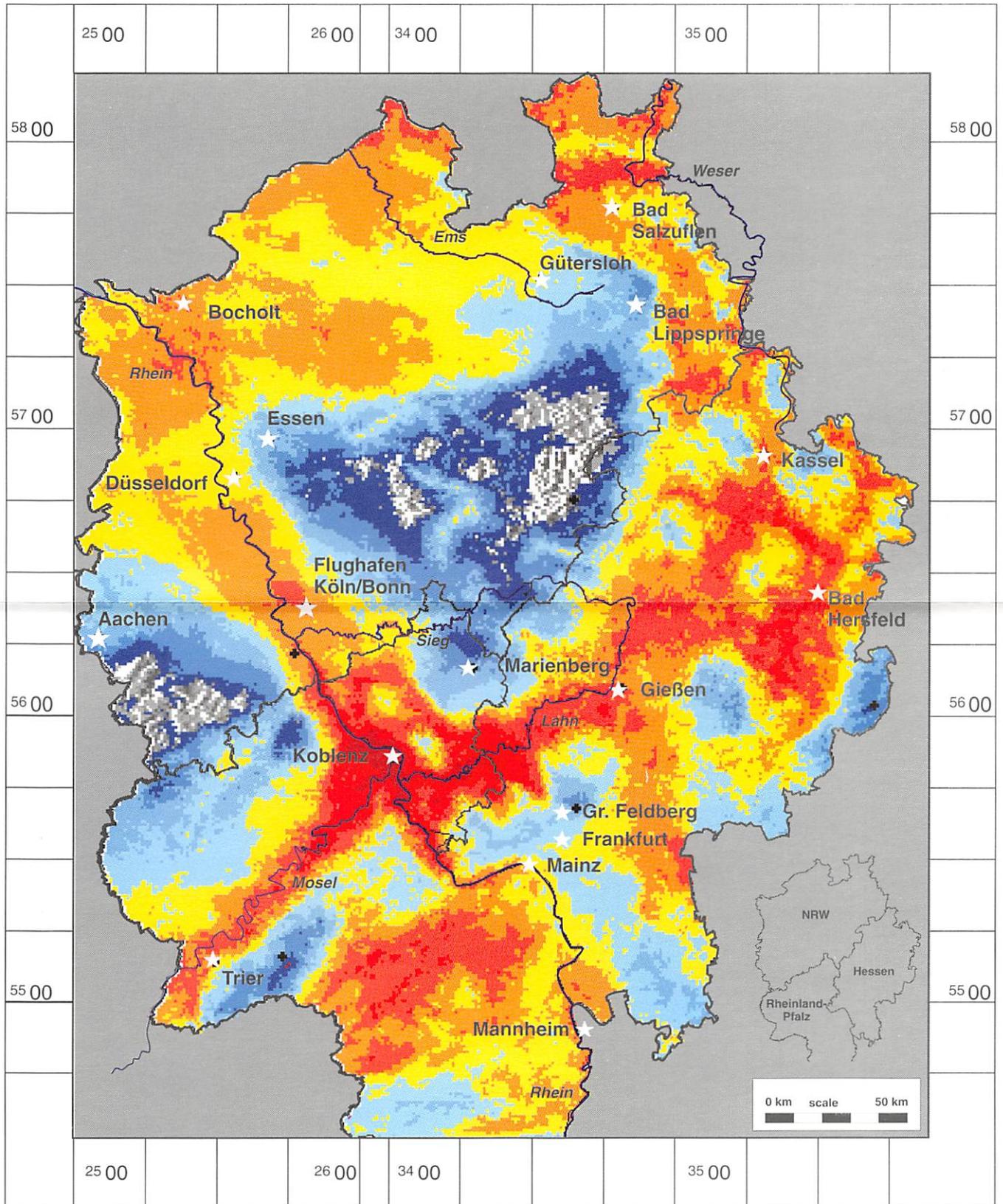
THE UNIVERSITY OF CHICAGO PRESS
54 EAST LAKE STREET
CHICAGO, ILLINOIS 60607
TEL: 773-707-5000
WWW.UCHICAGO.PRESS.EDU

THE UNIVERSITY OF CHICAGO PRESS
54 EAST LAKE STREET
CHICAGO, ILLINOIS 60607
TEL: 773-707-5000
WWW.UCHICAGO.PRESS.EDU

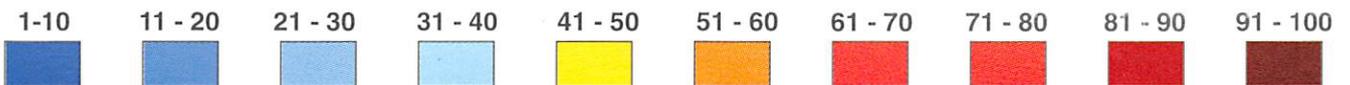
THE UNIVERSITY OF CHICAGO PRESS
54 EAST LAKE STREET
CHICAGO, ILLINOIS 60607
TEL: 773-707-5000
WWW.UCHICAGO.PRESS.EDU

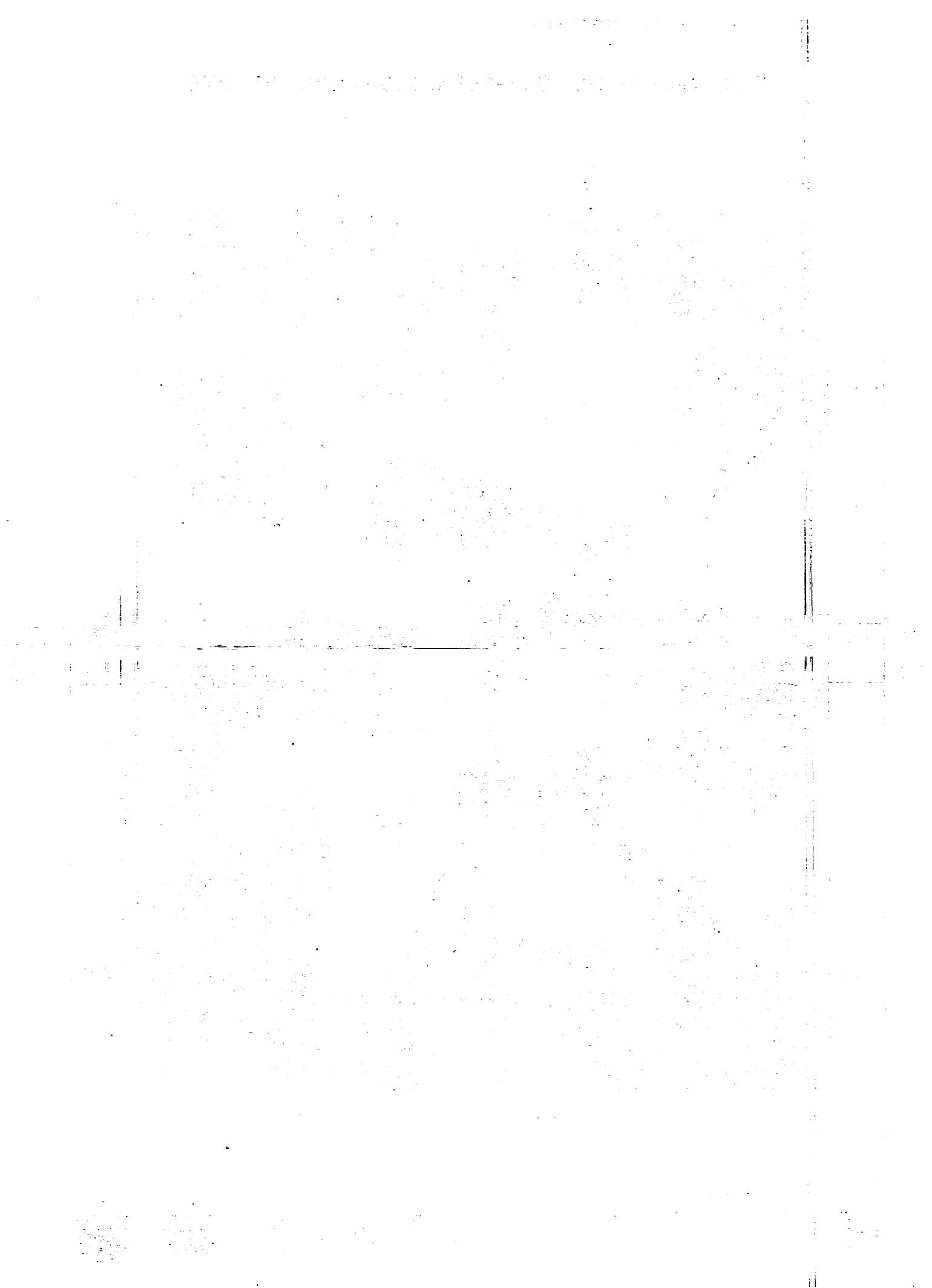
THE UNIVERSITY OF CHICAGO PRESS
54 EAST LAKE STREET
CHICAGO, ILLINOIS 60607
TEL: 773-707-5000
WWW.UCHICAGO.PRESS.EDU

Fog frequency, 1993-1996, 2:00-9:00 Uhr UTC

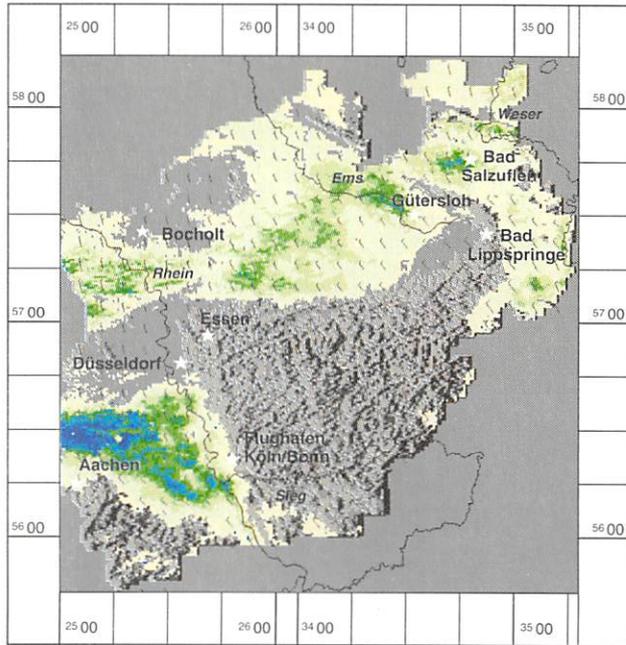


Fog frequency [%]

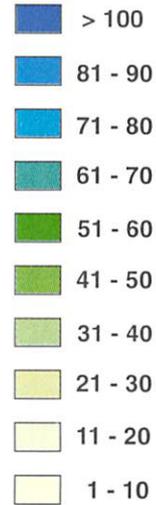




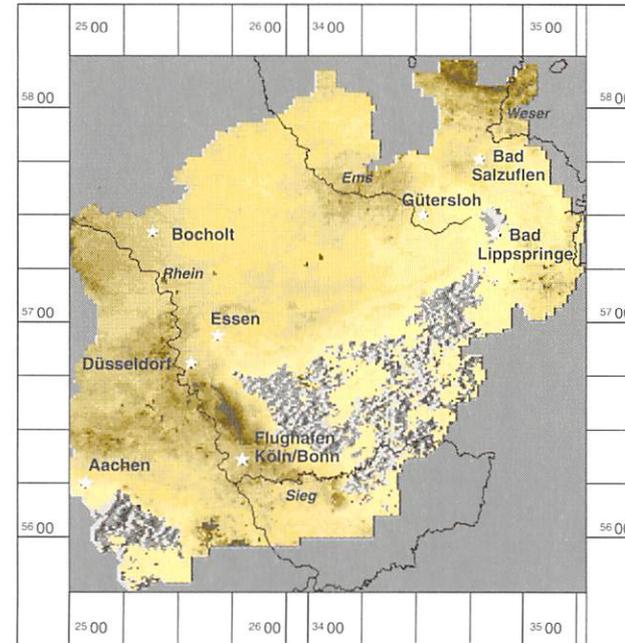
NOAA 9, 13.10.1994, 9:28 UTC



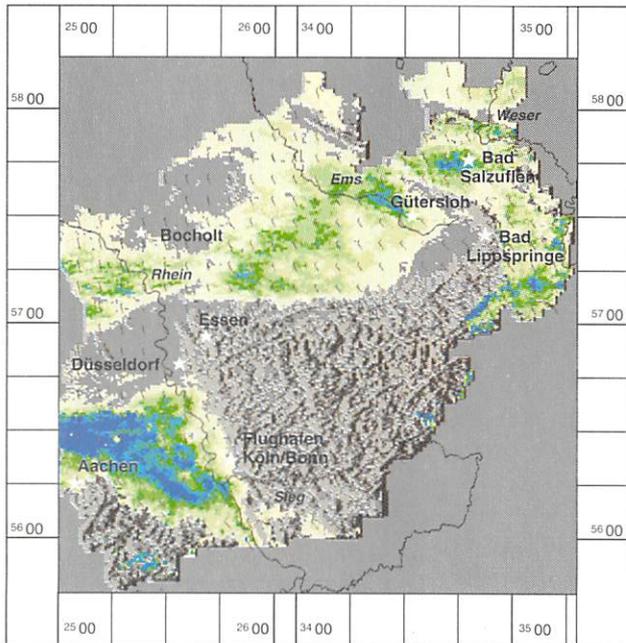
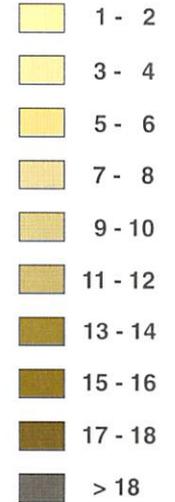
Liquid water path
[g m⁻²]



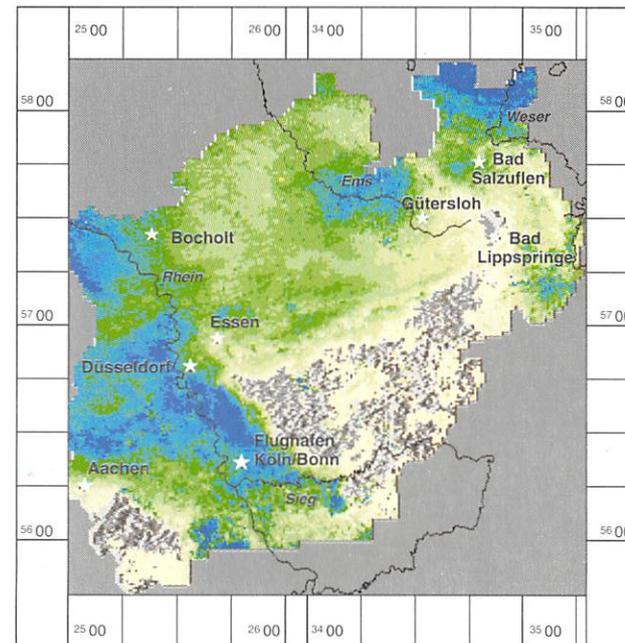
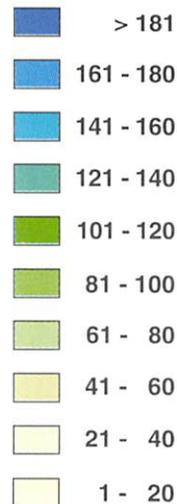
Averages 1993-1995, 9:00-15:00 UTC



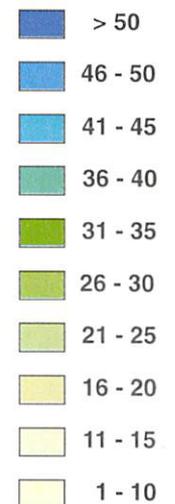
Optical depth

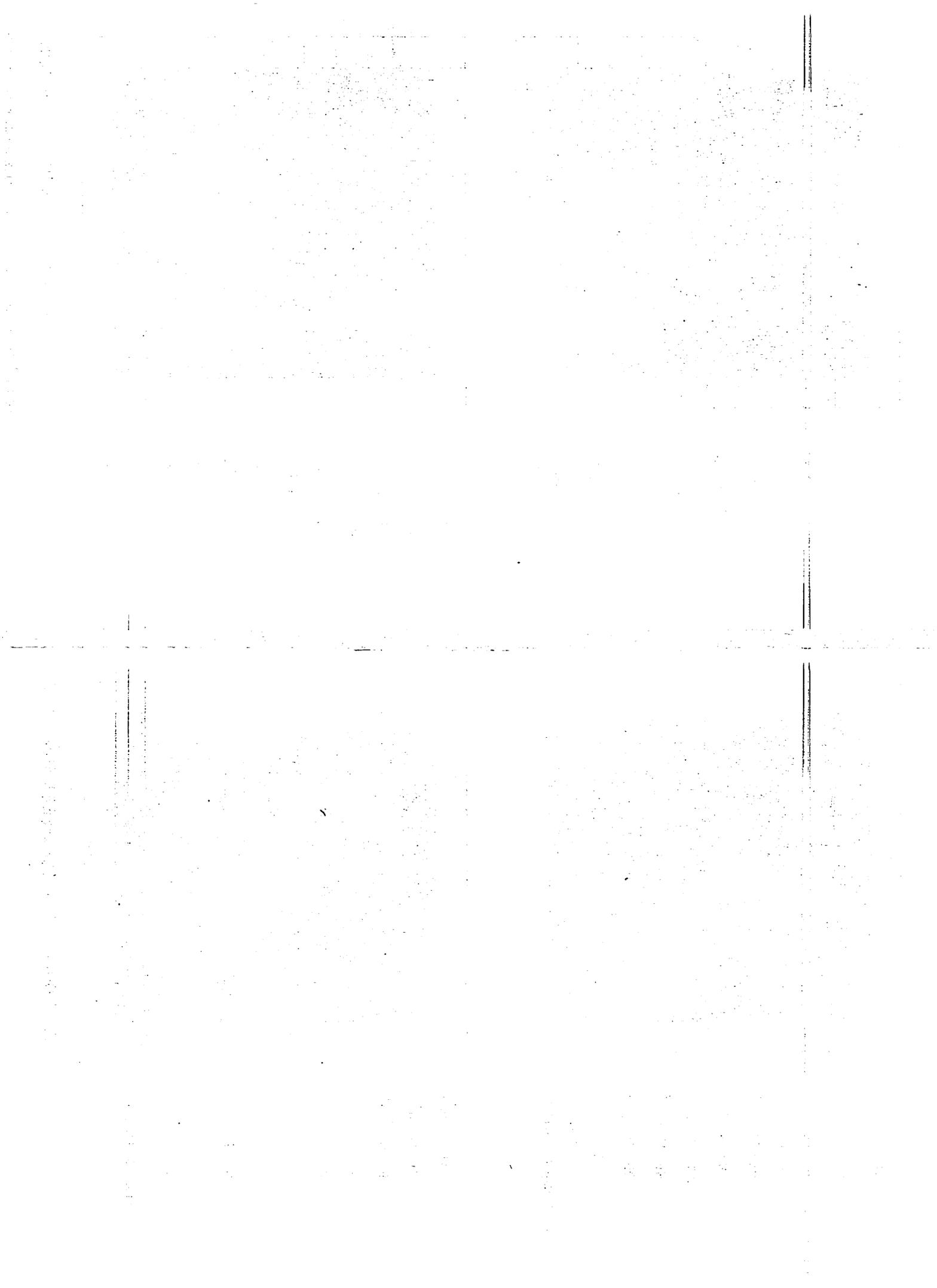


Liquid water content
[mg m⁻³]



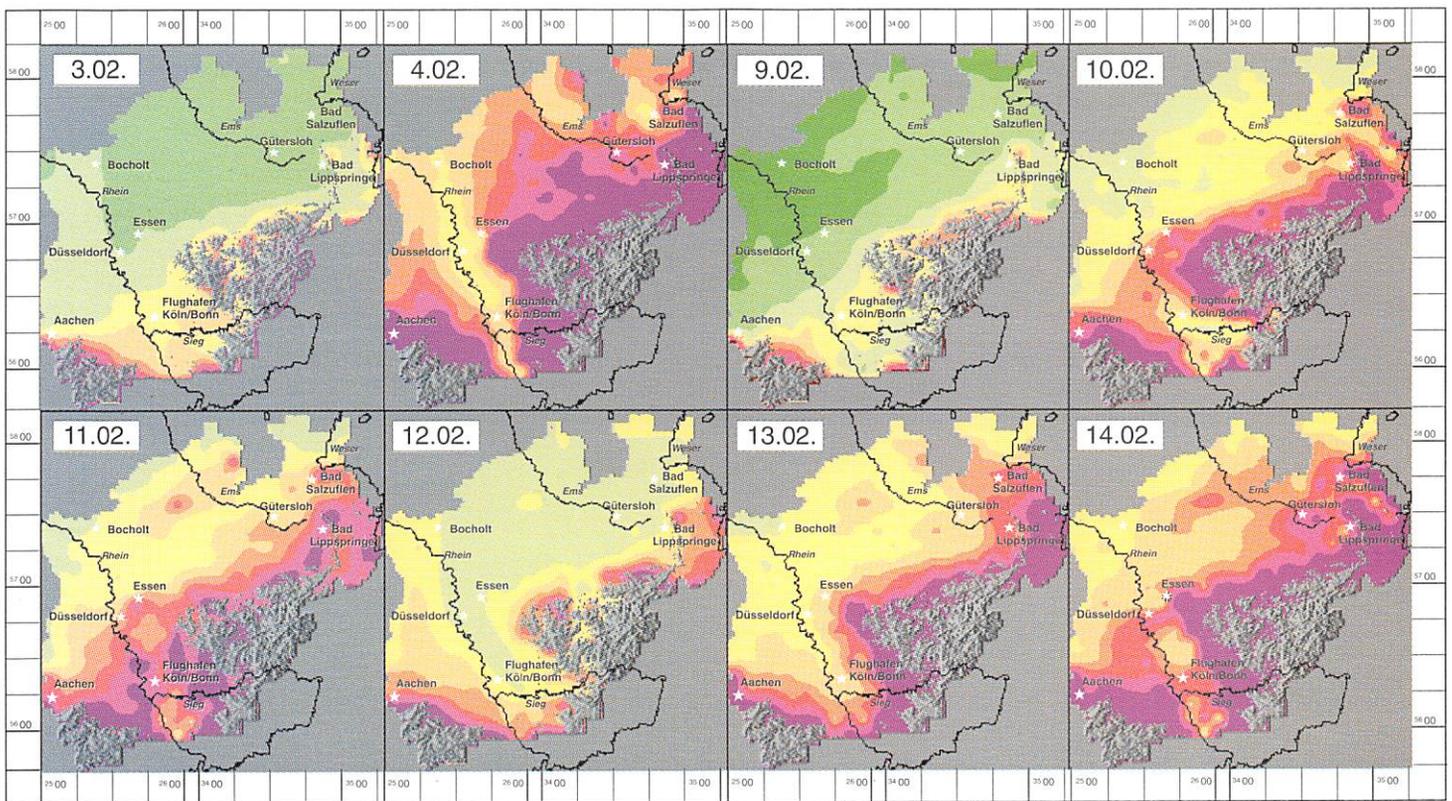
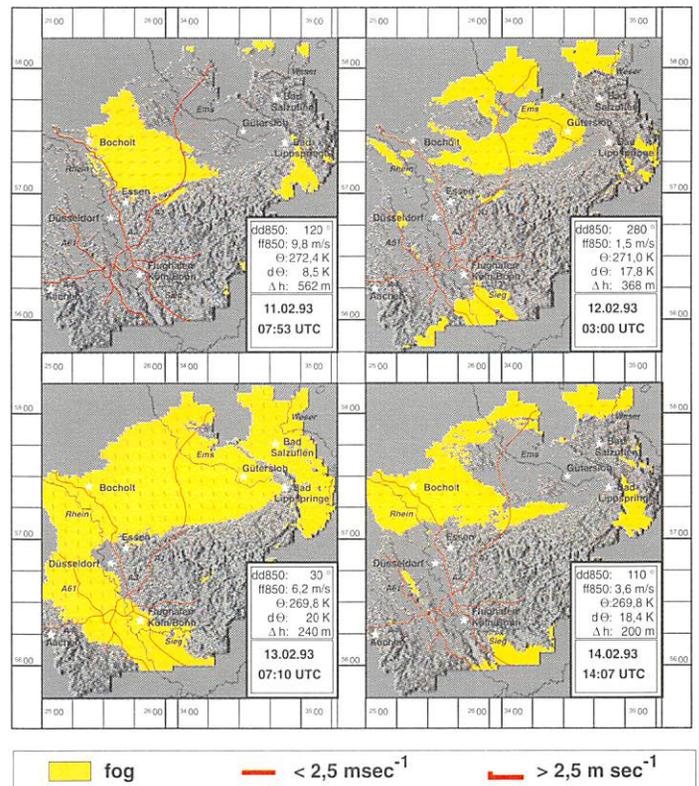
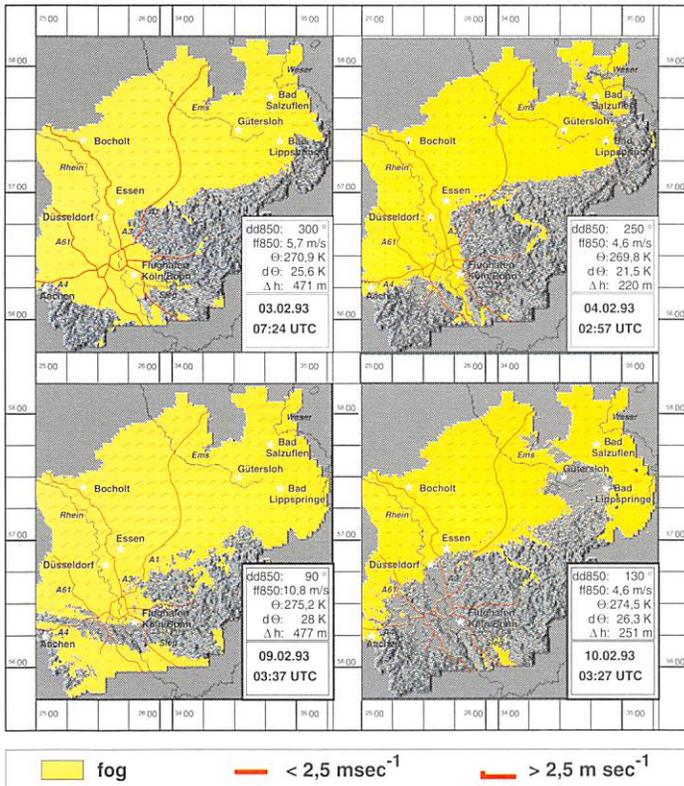
Liquid water path
[g m⁻²]



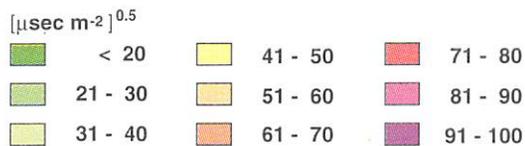


Fog cover and wind field (boundary layer)
3.02. - 4.02. and 9.02. - 10.02. 1993

Fog cover and wind field (boundary layer)
11.02. - 14.02. 1993

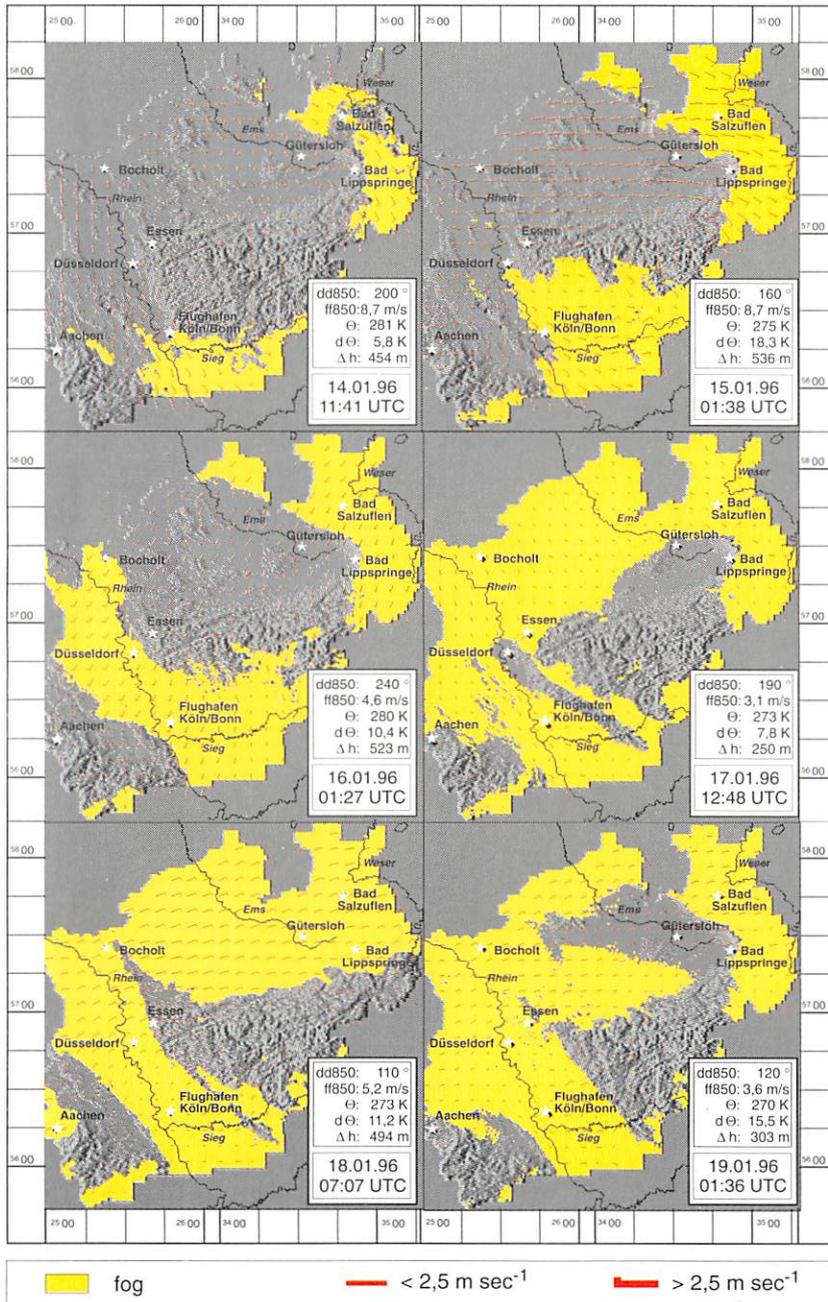


Index of stagnation, february 1993





Fog cover and wind field (boundary layer), 14.01.-19.01.1996



Index of stagnation 14.01. - 18.01.1996

